Г. М. Заридзе

ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ГРУЗИИ

Г. М. ЗАРИДЗЕ

552.3/4 552.4

ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ГРУЗИИ

1209

Дорогому Сергею Седраковичу Мкртчяну На добрую память
20.II.62г. Г. Заридзе

ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1961

Библиотека Института геологических наук АН Арм.ССР

ПРЕДИСЛОВИЕ

Прошло уже более 15 лет с тех пор, как последователь акад. Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, основоположника петрографического изучения Кавказа, акад. Д. С. Белянкин совместно с В. П. Петровым опубликовали первую монографию — «Петрография Грузии», сыгравшую важную роль в развитии науки о горных породах и имевшую большое значение в подготовке в Грузии специалистов-петрографов.

Названная монография явилась результатом изучения территории Грузии в основном в тридцатых годах нашего столетия (Белянкин, 1934, 1939; Белянкин, Маслов, Петров, 1939; Белянкин, Петров, 1936, 1940, 1940; Белянкин, Петров, Еремеев, 1935; Белянкин, Еремеев, Петров, Фаворская, 1948 г.; Беликов, 1935, 1936; Беликов, Кузнецов, 1934, 1936; Дзоценидзе, 1938, 1943; Дзоценидзе, Крестников, 1941; Еремеев, 1940; Еремеев, Петров, 1940, 1940, 1940; Залесский, Петров, 1940; Заридзе, 1938, 1940, 1941 а, 1941 б, 1944, 1944; Казахашвили, Топурия, 1938; Казахашвили, 1941; Кузьмин, 1940; Петров, 1935; Роква, 1939; Смирнов, Заридзе, 1936; Смирнов, Татришвили, Казахашвили, 1937, 1938 гг.; Схиртладзе, 1942, 1943; Табагари, 1941; Татришвили, 1940, 1941; Топурия, 1938; Устиев, 1936; Чхотуа, 1938, 1941; Шония, 1940 и др.).

В дальнейшем были проведены детальные исследования территории Грузии тбилисскими петрографами, учениками Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, Д. С. Белянкина и В. Н. Лодочникова. Работы проводились как в области Большого и Малого Кавказа, так и в Дзирульском, Храмском и Локском древних кристаллических массивах. Изучению подверглись также все послепалеозойские и домиоценовые вулканогенно-осадочные образования, послепалеогеновые лавы и послепалеозойские интрузии. В результате этих работ создано большое количество трудов и монографий. В связи с исследованиями древних массивов проведено сравнительное изучение метаморфических формаций (Татришвили, 1948; Заридзе, Татришвили, 1947, 1953, 1953, 1959; Чихелидзе, 1948). Г. С. Дзоценидзе написал монографию по домиоценовым эффузивным образованиям Грузии (1948). Изучены также посленеогеновые вулканические породы. Среди них удалось выделить разновозрастные типы лав, развитые в различных геотектонических зонах территории Грузии (Гамкрелидзе, 1948, Заридзе, Татришвили, 1947, 1948; Схиртладзе, 1946, 1950 и др.). Н. И. Схиртладзе составил сводку по послепалеогеновым эффузивам Грузии (1958).

Все эти работы дали исследователям возможность прийти к весьма важным теоретическим обобщениям.

В настоящее время появилась необходимость в издании обстоятельной новой сводки, обобщающей весь имеющийся материал на основе новых геологических и петрографических данных. Насколько удалась эта весьма трудоемкая работа будет судить читатель.

В подготовке настоящей монографии нам помогли сотрудники петрологического отдела Геологического института АН Грузинской ССР — М. Б. Абесадзе, Ш. И. Джавахишвили, И. И. Кикнадзе, И. И. Хмаладзе, Т. Г. Чхотуа и Д. М. Шенгелия, которым мы выражаем благодарность. Мы признательны также П. Д. Гамкрелидзе, К. Н. Паффенгольцу и Н. Ф. Татришвили, давшим полезные советы при подготовке рукописи.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Этот раздел полностью приводится по данным работ П. Д. Гамкрелидзе, который на основании нового фактического материала, исходя *из различной степени тектонической лабильности территории Грузии*, подразделяет ее на пять крупных геотектонических регионов (рис. 1): I — геоантиклинальную зону Главного хребта Большого Кавказа, II — *зону складчатой системы Южного склона Большого Кавказа*, III — зону Грузинской глыбы — межгорный прогиб, IV — зону Аджаро-Триалетской складчатой системы и V — зону Сомхитской глыбы.

I. *Геоантиклинальная зона Главного хребта Большого Кавказа* представляет крупный и весьма сложный веерообразный антиклинорий. В его сильно дислоцированном и регенерированном альпийским тектогенезом древнем субстрате, сложенном кристаллическими и метаморфическими формациями Главного хребта, различают несколько крупных складчатых структур общекавказского простирания. В пределах территории Грузии геоантиклинальная зона Главного хребта расчленяется на две зоны: I_1 — Центральную зону воздымания кристаллического ядра и I_2 — Восточную зону погружения аспидных сланцев лейаса.

Геоантиклиналь Главного хребта с южной стороны разорвана и надвинута с севера на юг на складчатую систему Южного склона. Это крупнейшее нарушение на Кавказе, прослеживающееся на несколько сотен километров, представляет собой сочетание, по крайней мере, трех кулисообразно расположенных друг к другу разломов надвигового типа.

II. Зона складчатой системы Южного склона Большого Кавказа, вытянутая в северо-западном и юго-восточном направлениях и являвшаяся геосинклиналью в продолжение всего верхнего палеозоя, триаса, юры, мела и частично палеогена, сложена осадочными толщами огромной мощности, смятыми в крупные, сильно сжатые и опрокинутые на юг изоклинальные или асимметричные складки общекавказского простирания.

Эта зона в свою очередь расчленяется на четыре зоны: II_1 — Казбекско-Лагодехскую зону глинистых сланцев лейаса и средней юры, II_2 — Местийско-Тианетскую зону карбонатного флиша верхней юры *и мела*, II_3 — *Чхалтинско-Лайлинскую зону метаморфизованных глинистых* сланцев верхнего палеозоя и триаса и II_4 — Гагринско-Джавскую зону. Границы между перечисленными зонами очерчиваются большей частью линиями крупных надвигов.

В связи со спецификой геологического строения и очень сложной историей развития структур этих зон две из них подразделяются на подзоны. Так, Местийско-Тианетская зона (II_2) расчленена на три подзоны: II_2^1 — Шовско-Пасанаурскую, II_2^2 — Живальско-Гомборскую и II_2^3 — Алазанскую подзону погружения, а Гагринско-Джавская зона (II_4) — на шесть подзон: II_4^1 — Абхазскую подзону известняков верхней юры и мела, II_4^2 — Северную подзону порфиритовой юры, II_4^3 — Южную

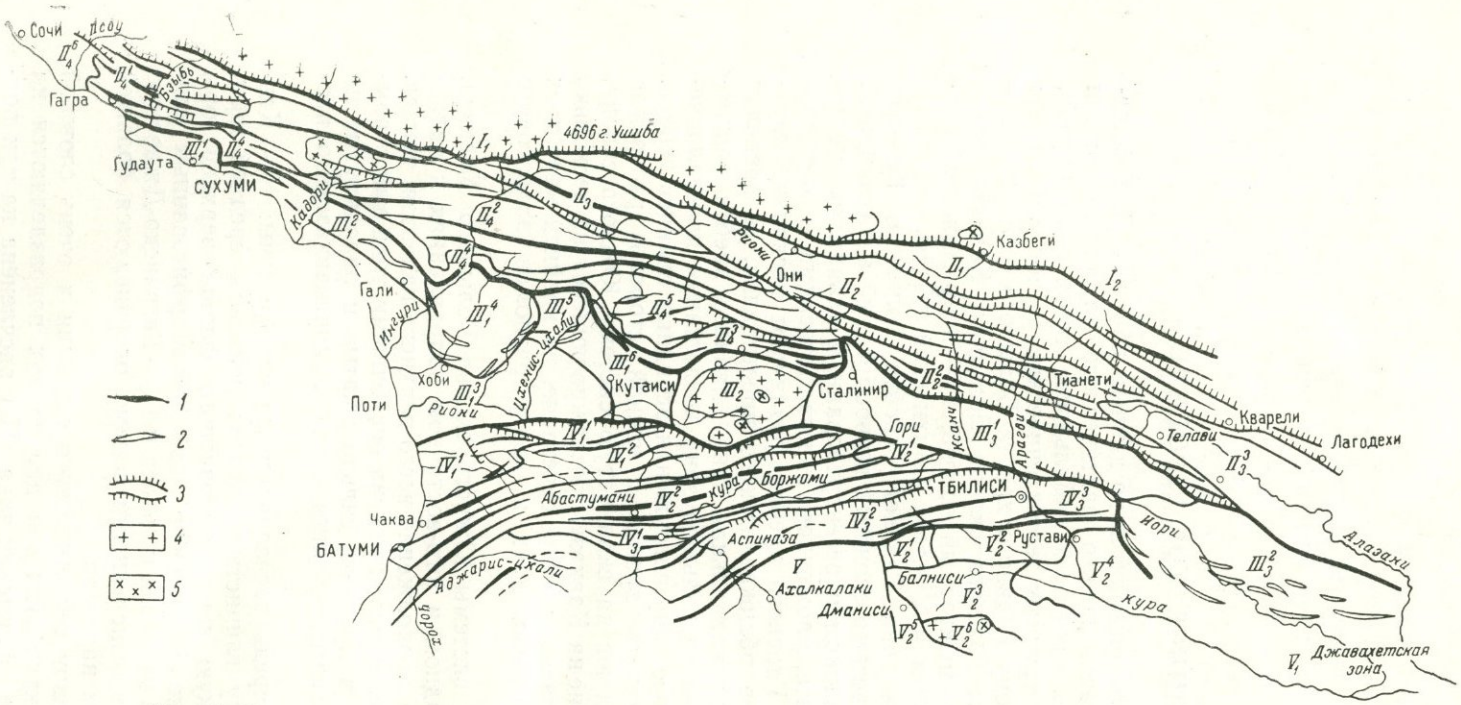


Рис. 1. Тектоническая карта Грузинской ССР. Масштаб 1 : 2 500 000. Составил П. Д. Гамкрелидзе

I — геоантиклинальная зона Главного хребта Большого Кавказа: I_1 — Центральная зона воздымания кристаллического ядра; I_2 — Восточная зона погружения аспидных сланцев лейаса

II — зона складчатой системы Южного склона Большого Кавказа: II_1 — Казбекско-Лагодехская зона глинистых сланцев нижней и средней юры; II_2 — Местийско-Тианетская зона карбонатного флиша верхней юры и мела (II_2^1 — Шовско-Пасанаурская подзона, II_2^2 — Жинвальско-Гомборская подзона, II_2^3 — Алазанская подзона погружения); II_3 — Чхалтинско-Лайлинская зона метаморфизованных глинистых сланцев верхнего палеозоя и триаса; II_4 — Гагринско-Джавская зона (II_4^1 — Абхазская подзона известняков верхней юры и мела, II_4^2 — Северная подзона порфиритовой юры, II_4^3 — Южная подзона порфиритовой юры, II_4^4 — Амзарско-Мухурская подзона краевых складок и надвигов, II_4^5 — подзона Рачинско-Лечхумской синклинали, II_4^6 — Сочинская подзона)

III — зона Грузинской глыбы — межгорный прогиб: III_1 — Западная зона погружения (III_1^1 — Гудаутская подзона, III_1^2 — Самурзаканская подзона; III_1^3 — Колхидская подзона, III_1^4 — Одишская подзона, III_1^5 — подзона «Комплекса Асхи», III_1^6 — Кутаисская подзона); III_2 — Дзирульская зона поднятия; III_3 — Восточная (молассовая) зона погружения (III_3^1 — Мухранско-Тирифонская подзона; III_3^2 — Гаре-Кахетинская подзона)

IV — зона Аджаро-Триалетской складчатой системы: IV_1 — Северная зона (IV_1^1 — Гурийская подзона, IV_1^2 — Чаквинско-Саирмская подзона); IV_2 — Центральная зона

подзону порфиритовой юры, II_4^4 — Амзарско-Мухурскую подзону краевых складок и надвигов, II_4^5 — подзону Рачинско-Лечхумской синклинали и II_4^6 — Сочинскую подзону. При этом подзоны II_4^3, II_4^4 и II_4^5 Гагринско-Джавской зоны как по характеру тектонических структур, так и по фациям меловых и третичных отложений занимают промежуточное положение между лабильной складчатой системой Южного склона Большого Кавказа и стабильной зоной Грузинской глыбы.

III. Зона Грузинской глыбы, или межгорный прогиб, выражена очень четко как геологически, так и геоморфологически, охватывая всю межгорную пониженную часть территории Грузии. Ее кристаллический субстрат, обнажающийся в пределах Дзирульского массива, сложен палеозойскими кристаллическими породами и глубокометаморфизованными кристаллическими сланцами, гнейсами и филлитами, а также долейасовыми вулканогенными образованиями так называемых «нижних туффитов». В погруженных частях глыбы на этом субстрате с большим угловым несогласием залегают маломощные отложения лейаса, сравнительно мощные вулканогенные образования байоса, маломощные отложения верхней юры, всего мела и палеогена и очень мощные, в основном моласовые, отложения неогена.

Южная граница зоны Грузинской глыбы с зоной Аджаро-Триалетской складчатой системы фиксируется весьма отчетливо как геологически, так и тектонически, тогда как северная ее граница с зоной складчатой системы Южного склона довольно извилиста и в некоторых своих частях (Окриба) условна.

В пределах зоны Грузинской глыбы выделяются в свою очередь следующие зоны: III_1 — Западная зона погружения, III_2 — Дзирульская зона поднятия и III_3 — Восточная (молассовая) зона погружения. В свою очередь Западная зона погружения, охватывающая вместе с Рионской депрессией почти все восточное побережье Черного моря, расчленяется на шесть довольно резко различающихся подзон: III_1^1 — Гудаутскую, III_1^2 — Самурзаканскую, III_1^3 — Колхидскую, III_1^4 — Одишскую, III_1^5 — подзону «Комплекса Асхи» и III_1^6 — Кутаисскую. Первые две сложены мощными молассами неогена, а Колхидская подзона — четвертичными отложениями, развитыми в пределах одноименной низменности. Одишская, или Центрально-Мегрельская подзона, тектонически представляет крупную чашеобразную синклиналь, окруженную с востока, юга и запада кулисообразно расположенными покровными антиклиналями — Абедати, Накалакеви, Эки, Урта и Сатанджио. Глыбовое поднятие подзоны «Комплекса Асхи» сложено меловыми известняками и располагается приблизительно на 2000 *м* выше Лечхумской синклинали и более чем на 3000 *м* выше Одишской синклинали.

Из всех перечисленных подзон Кутаисская подзона зоны Грузинской глыбы является наиболее неоднородной: северная ее часть сложена образованиями

$(IV_2^1$ — Кавтисхевская подзона, IV_2^2 — Абастуманско-Бошурская подзона); IV_3 — Южная зона (IV_3^1 — Ахалцихская подзона, IV_3^2 — Аспиндзско-Манглизская подзона; IV_3^3 — Сартичальская подзона

V — зона Сомхитской глыбы: V_1 — Джавахетская зона; V_2 — Болнисская зона (V_2^1 — подзона Храмского поднятия, V_2^2 — Тетрицхаро-Асуретская подзона; V_2^3 — Мадиеульско-Поладаурская подзона; V_2^4 — Марнеульская подзона погружения; V_2^5 — Дманисско-Сакирская подзона; V_2^6 — подзона Локского поднятия

Другие обозначения:

1 — антиклинали полных складок; *2* — антиклинали покровных складок; *3* — надвиги и взбросы; *4* — домезозойские метаморфиты и гранитоиды; *5* — батские гранитоиды

порфиритовой юры Южной Окрибы, в центральной части развиты моноклинально падающие на юг меловые известняки и частично образования верхней юры (кимериджа) полосы Цхункури, Цхалтубо, Кутаиси и Годогани; южная часть подзоны целиком сложена залегающими почти горизонтально верхнепалеогеновыми и неогеновыми отложениями Чхари-Аджамети и Зестафони.

Дзирульская зона сложена в основном кристаллическими и глубокометаморфизованными породами субстрата и частично перекрывающими их маломощными отложениями нижней юры, мела, кайнозоя и сравнительно мощными образованиями байоса. При этом мезозойские отложения дислоцированы слабо, а третичные залегают почти горизонтально. Дзирульская зона разбита рядом разрывов на отдельные блоки.

Восточная зона погружения охватывает Мухранско-Тирифонскую долину и долину р. Иори ниже сел. Бочорма, а также частично левобережье Куры ниже сел. Рустави. Территория этой зоны в основном сложена мощными мио-плиоценовыми молассовыми отложениями, нередко образующими типичные покровные складки. Тектонически ее западная, Мухранско-Тирифонская подзона — III_3^1 — является межгорным прогибом между восточной частью зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы и зоной складчатой системы Южного склона Большого Кавказа, а восточная, Гаре-Кахетинская подзона — III_3^2 — межгорным прогибом между Гянджинской зоной и восточной частью зоны Южного склона Большого Кавказа.

IV. Зона Аджаро-Триалетской складчатой системы, расположенная между зонами Грузинской и Сомхитской глыб, сложена меловыми и палеогеновыми в основном вулканогенными и флишевыми образованиями огромной мощности и характеризуется развитием многочисленных протяженных, сильно сжатых складок в общем широтного простирания, опрокидывающихся как на север — на зону Грузинской глыбы (более интенсивно), так и на юг — в сторону зоны Сомхитской глыбы.

Тектонические особенности Аджаро-Триалетской складчатой системы позволяют расчленить ее на три зоны: IV_1 — Северную, IV_2 — Центральную и IV_3 — Южную.

Северная зона подразделяется на Гурийскую — IV_1^1 и Чаквинско-Саирмскую — IV_1^2 подзоны. Первая из них как по тектоническому строению и истории развития, так и по фациям отложений является переходной к зоне Грузинской глыбы, вторая во всех отношениях типична для зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Центральная зона также расчленяется на две подзоны: Кавтисхевскую — IV_2^1 и Абастуманско-Бошурскую — IV_2^2; при этом первая является переходной к молассовой зоне Грузинской глыбы.

Южная зона характеризуется более сложным, чем другие зоны системы, тектоническим строением. В ее пределах выделяются три подзоны: IV_3^1 — Ахалцихская, IV_3^2 — Аспиндзско-Манглизская и IV_3^3 — Сартичальская. Синклинорий Ахалцихской подзоны, являющейся самой лабильной частью зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы, сложен мощными палеогеновыми и неогеновыми осадками. Сартичальская же подзона, являющаяся подзоной погружения, включающая восточное окончание зоны Аджаро-Триалетской системы между долинами рек Куры (г. Тбилиси) и Иори (сел. Сартичала), характеризуется слабой тектоникой.

V. Зона Сомхитской глыбы охватывает территорию Юго-Восточной Грузии и подразделяется на две весьма различные зоны: V_1 — Джавахетскую и V_2 — Болнисскую.

Джавахетская зона сложена мио-плиоценовыми и четвертичными континентальными вулканогенными образованиями — андезит-дацитовыми, базальтовыми и долеритовыми лавами, образующими широкие и пологие складки различного направления. Обилие этих лавовых

излияний, по всей вероятности, связано с многочисленными разломами разного направления, в том числе меридиональными, соответствующими направлениям Самсарского и Джавахетского хребтов.

Болнисская зона весьма неоднородна и подразделяется на шесть подзон: V_2^1 — подзону Храмского поднятия, V_2^2 — Тетрицхаро-Асуретскую подзону, V_2^3 — Маднеульско-Поладаурскую, V_2^4 — Марнеульскую подзону погружения, V_2^5 — Дманисско-Сакирскую подзону и V_2^6 — подзону Локского поднятия.

Для Болнисской зоны в целом характерны развитие различно ориентированных брахискладок и отдельных куполов, а также проявления глыбовой тектоники; в частности, Храмская подзона представляет собой горст, окаймляющийся с трех сторон разломами. Тетрицхаро-Асуретскую подзону следует рассматривать в качестве переходной между зонами Аджаро-Триалетской складчатой системы и Сомхитской глыбы, а Марнеульскую — как связывающую зоны Грузинской и Сомхитской глыб.

Тектоническое строение Грузии обусловлено многократными движениями, проявившимися в альпийскую орогеническую эпоху. Здесь устанавливаются все фазы складчатости, из которых наиболее значительными являются древнекиммерийская, батская, андийская, ларамийская, триалетская, штирийская, аттическая и валахская. В результате проявления этих фаз складчатости образовались соответствующие структурные ярусы.

Более древние — герцинские и в особенности каледонские тектонические движения из-за отсутствия соответствующих данных выявлены недостаточно.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Геоантиклинальная зона Главного хребта Большого Кавказа

Общие сведения

Домезозойские кристаллические породы широко развиты в осевой части Большого Кавказа: Абхазии, Верхней Сванетии, Верхней Раче, в Дарьяльском ущелье.

Территория Абхазии с севера ограничивается скалистыми вершинами Большого Кавказа, абсолютная высота которых достигает 3500—4000 *м* (рис. 2). К югу от хребта простирается долина р. Кодори—основная водная артерия района, с юга ограниченная Панавско-Барамбским хребтом, имеющим почти широтное направление. Крупными правыми притоками р. Кодори, стекающей с Южного склона Большого Кавказа, являются реки Чхалта, Клыч и Гвандра; из левых притоков, берущих начало на склонах Панавско-Барамбского хребта, можно назвать р. Барамбу. В строении района принимают участие кристаллические сланцы, основные и ультраосновные породы и гранитоиды. С юга полоса древних кристаллических пород окаймляется аспидными сланцами лейаса.

В Верхней Сванетии геоморфология геоантиклинальной зоны Главного хребта Большого Кавказа в основном аналогична Абхазскому. Главной водной артерией здесь является р. Ингури, по долине которой проходит единственная шоссейная дорога, соединяющая районный центр Верхней Сванетии — сел. Местия с г. Зугдиди. К крупным правым притокам р. Ингури относят реки Ненскра, Накра, Долра, Местия-Чала и др.; к левым — Хумпрери, Ласиль, Мушури, которые берут начало на северных склонах Сванетского хребта; наиболее высокие вершины здесь Ушба (4697 *м*), Цальгмыл (3970 *м*), Чаринда (3578 *м*) и др. Самыми древними образованиями Верхней Сванетии являются кристаллические сланцы, которые прорваны гранитоидами и основными магматическими породами. В ряде случаев более молодые основные породы секут и гранитоиды.

Верхняя Рача, расположенная от горы Пасисмта до Мамисонского перевала, охватывает верхнюю часть бассейна р. Риони с ее крупными левыми притоками — Зопхитура, Чвешура, Ноцарула и Чанчахи. Из правых притоков можно назвать реки Буба и Боко. Верхняя Рача обладает типичным высокогорным рельефом; с севера она ограничена геоантиклиналью Главного хребта, среди фирновых и ледниковых полей которого возвышаются такие снежные и скалистые вершины, как Караугом (Бурджула) 4377 *м*, Цихварга 4133 *м* и Лабода 4324 *м*. Южной границей района служат долины рек Риони и Чанчахи, которые, имея течение с противоположным направлением, образуют общую продольную долину вдоль Южного склона Большого Кавказа. Сюда спускается ряд ледников — Караугом, Боко, Буба, Киртишо, Зопхито и Эдена, дающие начало вышеупомянутым мощным горным ледниковым рекам с трудно-

проходимыми или непроходимыми скалистыми ущельями (рис. 3). В своем течении с севера на юг эти реки пересекают мощную толщу глинистых сланцев и свиту известняков и мергелей; ниже рельеф местности становится сравнительно пологим, появляются леса. Выше лесной

Рис. 2. Главный хребет Большого Кавказа. Северный склон

зоны расстилаются альпийские луга. В геологическом строении района принимают участие как кристаллические, так и осадочные образования. Древнейшие кристаллические породы — кристаллические сланцы

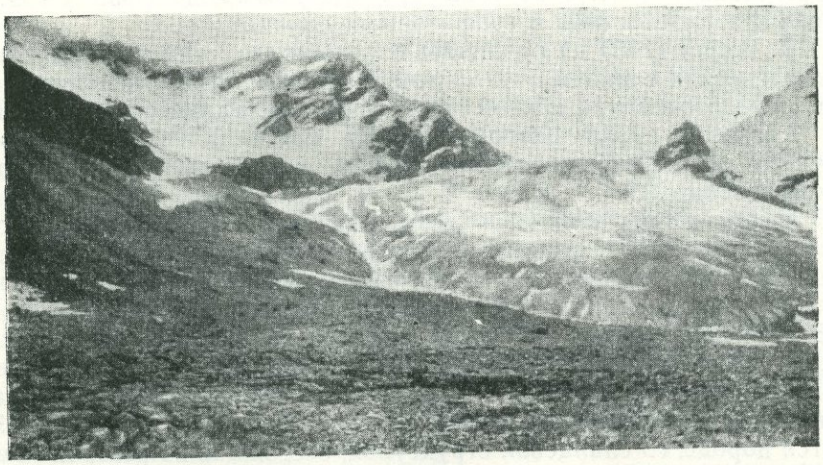


Рис. 3. Главный хребет Большого Кавказа. Южный склон, ледник Киртишо

и гранитоиды — слагают геоантиклинальную зону Главного хребта Большого Кавказа.

В Верхней Раче кристаллические сланцы в основном распространены в ущельях рек Чанчахи, Меписцхали (Мамисонский перевал), Боко и Буба; кроме того, они непрерывной полосой протягиваются от правого склона р. Чвешуры до верховьев р. Домбарулы. Кристаллические сланцы представлены биотитовыми, гранатовыми, кварц-эпидот-цоизитовыми, хлоритовыми, актинолитовыми и другими разностями.

Бо́льшая часть кристаллических сланцев выходит вдоль контакта с глинистыми сланцами лейаса. Контакт древних кристаллических пород с лейасом или тектонический (первые надвинуты на вторые), или трансгрессивный. Последний наблюдается на южном склоне горы Кароби, в верховьях рек Домбарулы и Зопхитуры. Осадки лейаса начинаются базальным конгломератом, гальки которого состоят из материала кристаллических пород; выше их сменяют кварцевые песчаники, а затем — глинистые сланцы с прослоями песчаника.

Дарьяльский и Гвилетский гранитоидные массивы обнажаются в ущелье р. Терек, которая в зоне распространения древнейших кристаллических пород образует узкое весьма живописное Дарьяльское ущелье. В этой части Большого Кавказа имеются вершины Шино (3960 *м*), Кайджанихох (3968 *м*), Кури (4090 *м*), Казбек (5043 *м*) и др. По данным В. П. Ренгартена, Дарьяльский массив составляет ядро крупной куполообразной антиклинали с надвигами и разрывами в крыльях. Гранитоиды здесь спрессованы, в ряде случаев превращены в милониты. Такая же картина наблюдается и в Гвилетском массиве, зажатом среди дислоцированной свиты окварцованных пород и сланцев лейаса.

Кристаллические сланцы, амфиболиты и филлиты

Метаморфические формации на территории Грузии тесно связаны с палеозойскими гранитоидами.

В области Большого Кавказа описываемые породы обнажаются начиная от верховьев р. Авадхары до Мамисонского перевала и затем восточнее — в Дарьяльское ущелье. В верховьях р. Авадхары, в гранитоидах встречаются различной величины останцы кристаллических сланцев, представленные мусковитовыми, биотитовыми, двуслюдяными, хлоритовыми, серицитовыми и графитовыми сланцами.

С. Г. Букия (1953 г.) различает отдельные участки распространения кристаллических сланцев и филлитов. Пачки филлитов небольшой мощности сосредоточены на южной периферии кристаллического ядра Большого Кавказа, вдоль разлома между кристаллическими породами и юрскими осадками, протягивающимися от верховьев р. Авадхары до истоков р. Лашипсе.

В верховьях р. Лашипсе (Чхотуа, Эдилашвили, 1937 г.) в тектоническом контакте со сланцами лейаса находятся филлиты с прослоями кварцитов и конгломератов и с линзами мраморизованных известняков (в верхней части свиты). Эти породы пронизаны гранитоидами.

Восточнее, в ущелье р. Охубырдзех, кристаллическое ядро Большого Кавказа представлено породами габбро-диоритового ряда, содержащими ксенолиты амфиболитов. К северу количество амфиболитов растет, причем на водоразделе они занимают господствующее положение. Здесь имеются породы со сланцевой структурой, состоящие из роговой обманки и плагиоклаза, а также кварца (в небольшом количестве).

Примерно в 4 *км* восточнее, в ущелье р. Мигдадзех (левый приток р. Бавью), кристаллическое ядро слагают кварц-роговообманковые диориты и габброиды. Севернее в этих породах появляются амфиболиты, сменяющиеся затем слюдяными сланцами; за последними следуют мраморизованные известняки, секущиеся кварцевыми диоритами, в результате чего в контактовой зоне известняков возникают гранат-диопсидовые скарны. Севернее известняки опять сменяются слюдяными сланцами, в которых наблюдаются пачки филлитов.

К северу степень метаморфизма в сланцах растет, причем в водораздельной части Большого Кавказа уже развиты гранатовые, кордиеритовые, ставролитовые и турмалиновые сланцы. Последние обна-

жаются восточнее в ущелье р. Аллаштраху, а затем вдоль перевала Санчар переходят на северный склон Большого Кавказа.

В районе перевалов Марух и Санчар развиты амфиболиты, слюдяные, роговообманковые и кварц-полевошпатовые гнейсовидные породы. Кроме того, здесь встречаются филлиты, кварциты и мраморы в глыбах. Эти породы секутся габброидами и гранитоидами. Непосредственно у перевалов гнейсы сильно обогащены гранатом.

В верховьях р. Кодори развиты биотитовые, роговообманково-биотитовые и роговообманковые гнейсы, биотитовые, биотит-роговообманковые кварц-роговообманковые, плагиоклазовые, биотит-ставролит-силлиманитовые, мусковитовые, двуслюдяные и гранатовые сланцы, амфиболиты и сравнительно менее метаморфизованные сланцы — филлиты, кварциты и мраморизованные известняки.

Гнейсы и кристаллические сланцы П. И. Авалишвили считает древнейшими образованиями, которые выше сменяются менее метаморфизованными породами. Б. В. Залесский и В. П. Петров (1940) в верховьях рек Клухори и Гвандры среди гнейсов, слюдяных сланцев и амфиболитов различают все переходные их разновидности. По наблюдениям Г. Р. Чхотуа (1938), в верховьях р. Кодори степень метаморфизма кристаллических сланцев увеличивается под воздействием гранитоидного интрузива; он полагает, что в возрастном отношении метаморфические породы представляют собой составные части одного и того же комплекса.

В Сванетии метаморфические породы также тесно связаны с древними гранитоидами Большого Кавказа. В виде непрерывной полосы они обнажаются от верховьев р. Долры до перевала Бечо, а также встречены в ущельях рек Твибери, Цанери, Цхванды, Накры и Ненскры, в районах гор Сгима-Зук и Лек-Чхилда и ледников Зерешо-Холде и Шхара.

В ущелье р. Долры встречаются слюдяные, хлоритовые, роговообманковые и андалузит-силлиманитовые сланцы. Реже наблюдаются мраморы, иногда — кварциты. Наиболее распространены слюдяные сланцы и гнейсы. По наблюдениям С. А. Кузьмина (1940), гранитоиды интенсивно воздействуют на кристаллические сланцы. Там, где их влияние выражено слабее, степень метаморфизма сланцев меньшая и последние представлены серицитовыми и хлоритовыми разновидностями, а также кварцитами. Н. А. Голубев и С. П. Соловьев (1941) отмечают, что разновидности сланцев чередуются между собой и часто сменяют друг друга даже в горизонтальном направлении. Простирание сланцеватости в ущельях рек Твибери и Долры совпадает с общекавказским (азимут простирания СЗ 285°).

В ущелье р. Твибери видимая мощность сланцев достигает 750 *м*. В ущельях названных рек и р. Цанери развиты биотитовые и двуслюдяные сланцы. В районе же ледника Цанери встречаются амфиболиты и кварциты. В контакте с гранитоидами в этих породах образуются гранат, силлиманит и кордиерит.

В ущельях рек Ненскры и Накры наряду с различными кристаллическими сланцами наблюдаются биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые и гранатовые гнейсы, амфиболиты и мигматиты.

Кристаллические сланцы обнажаются в районе ледников Зерешо-Халде и Шхара, на южном склоне вершины Тетнульд и переходят на Северный склон Большого Кавказа у хребта Лек-Чхилда. Здесь распространены слюдяные сланцы; гранитоиды в контактовой зоне сменяются мигматитами. В отмеченном направлении количество биотита, кварца и граната в сланцах растет и последние постепенно переходят в биотитовые и двуслюдяные гнейсы.

В верховьях р. Риони среди метаморфических пород Н. Ф. Татришвили (1941) различает две группы пород: одна представлена гней-

сами, биотитовыми, гранатовыми и другими кристаллическими сланцами, другая — филлитами, кварцитами, эпидот-цоизитовыми, хлоритовыми и актинолитовыми сланцами. Сланцы второй группы метаморфизованы в меньшей степени, чем первой, и сохраняют присущую материнским породам первичную слоистую текстуру (рис. 4).

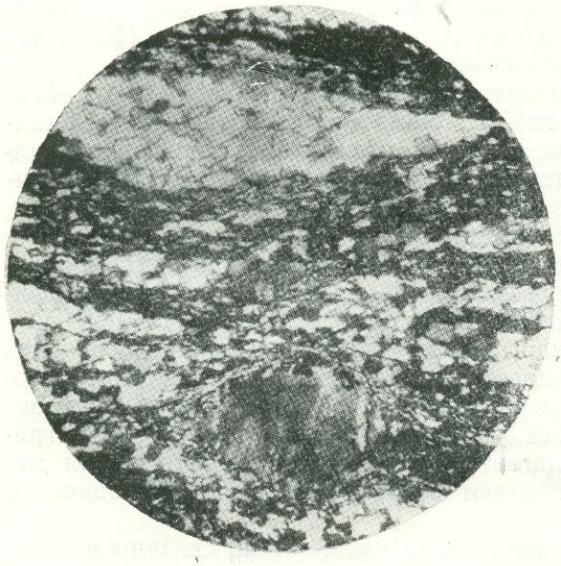


Рис. 4. Кварц-слюдяной инъецированный сланец. Верхняя Рача. Николи скрещены. Ув. 80

Породы первой группы распространены на водоразделах рек Чанчахи, Меписцхали, Бокосцхали, Бубасцхали; непрерывной полосой они протягиваются между правым склоном р. Чвешуры и верховьем р. Домбарулы. Кроме того, они встречены в гранитоидах в виде небольших ксенолитов на участках ледников Киртишо, Буба и Эдена.

Слабометаморфизованные сланцы слагают мощную свиту у Мамисонского перевала, где секутся порфировидными гранитоидами. В районе ледника Буба останцы слабометаморфизованных сланцев заключены в равномернозернистых гранитоидах, на участке же вершины Эдена — в порфировидных гранитоидах (рис. 5).

Из сборов летом 1960 г. нами совместно с Н. Ф. Татришвили в древней метаморфической формации Верхней Рачи было изучено несколько шлифов, описание которых приводится ниже.

Кварц-плагиоклаз-актинолитовый сланец. Является серой разнородной гнейсовидной (полосчатой) породой, в которой наблюдается чередование более темных мелкозернистых кварц-актинолитовых и среднезернистых, более светлых кварц - роговообманково - плагиоклазовых полос.

Структура породы порфиробластовая. Порфиробласты представлены плагиоклазом, окаймлены кварц - актинолитовыми полосами с примесью рудного минерала.

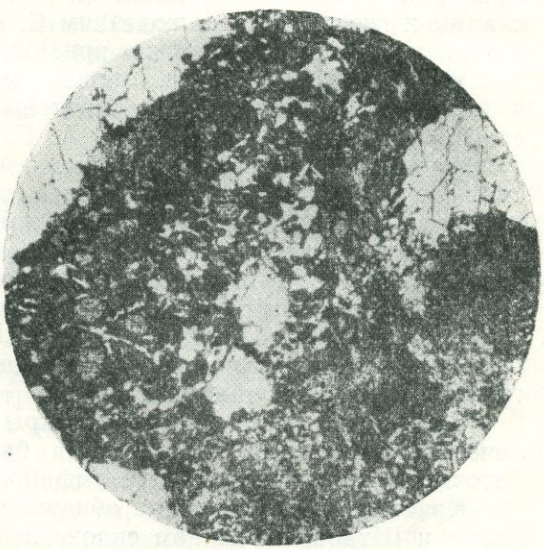


Рис. 5. Гранатовый сланец. Верхняя Рача. Николи скрещены. Ув. 80

В состав породы входят: плагиоклаз, кварц, роговая обманка и акцессории — рудный минерал и циркон, приуроченные к полосам роговой обманки.

Роговая обманка игольчатая (актинолитовая); в отдельных местах попадаются мелкие зерна компактного строения. Актинолит, по-видимому, образовался за счет компактной роговой обманки материнских пород.

В полосах среднезернистой породы преобладает в различной степени измененный плагиоклаз, но попадаются и совершенно свежие, иногда зональные его кристаллы.

Порфиробластовый кварц-биотитовый гнейс. Макроскопически порода темно-серая с коричневым оттенком и гнейсовидная. Структура порфиробластовая с гранолепидобластовой основной тканью.

Порфибласты представлены зернами плагиоклаза и калиевого полевого шпата разной величины и формы. Плагиоклаз довольно чистый, редко встречаются остатки соссюрита и серицита; контуры расплывчатые и зазубренные; иногда зерна рассечены жилками кварца в совокупности с биотитом, реже калишпатом. Калиевый полевой шпат представлен в небольшом количестве; почти всегда совершенно чистый; местами видна микроклиновая решетка; сечется тонкозернистым кварцем; иногда в скоплениях тонкозернистого кварца появляются островки калишпата и плагиоклаза. Биотит и кварц входят в основную ткань, располагаясь в виде параллельных полос. Апатит, приуроченный к биотиту и кварцевым полосам, повторяя их направление, образует цепочки или скопления. Рудный минерал всегда приурочен к биотиту, образуя цепочки вдоль полос биотита; при расширении этих полос расширяется цепочка рудного минерала.

К кварц-биотитовым полосам местами приурочен и полевой шпат (островки с зазубренными краями). В породе наблюдаются также совершенно чистые полоски кварца.

Мигматит кварцевый диоритовый. Порода темно-серая, порфировидная и сланцевая. Содержит довольно много кварца, который всегда представлен мелкозернистой разностью, проникает всюду, рассекая плагиоклаз на обломки разной величины и формы. Мелкие зерна плагиоклаза увлекаются кварцем и перемешиваются с ним, в результате чего возникает основная масса (основная ткань) породы, обтекающая зерна плагиоклаза и придающая породе порфировидный облик.

В основной массе содержится также роговая обманка, расположенная равномерно в кварц-плагиоклазовой массе и, кроме того, образующая жилки и полосы. Последние иногда секут кварц-плагиоклазовую массу. Роговая обманка в кварц-плагиоклазовой массе настолько сильно переплетается с плагиоклазом, что провести границу между ними затруднительно.

В кварц-плагиоклазовой массе породы содержатся ортит и рудный минерал. Наблюдаются также циркон и хлорит. Все вкрапленники (вкрапленникоподобные образования) сильно или целиком соссюритизированы, лишены кристаллографических очертаний, контуры их сильно расплывчаты и зазубрены. Одновременно содержатся очищенные от соссюрита кристаллы плагиоклаза, приобретшие кристаллографические очертания и полисинтетическое строение, местами с выделением минералов группы эпидота. Некоторые вкрапленникоподобные образования очень густо окрашены и совершенно непрозрачны; представлены смесью мельчайших зерен роговой обманки, ортита, хлорита, рудного минерала и адиагностического вещества в виде землистых продуктов.

Изучая взаимоотношение, форму, величину, строение и количество составных частей данной породы, приходим к предположению, что материнская порода была преимущественно соссюритовой. Но сказать что-либо определенное, из какой породы и каким путем она образовалась, трудно.

Преобразование соссюритовой породы произошло в результате привноса кремния, по-видимому, вместе с натрием. Они вызвали индивидуализацию зерен соссюрита с последующим возникновением образований с кристаллографическими ограничениями, напоминающими сильно соссюритизированный плагиоклаз, который затем в той или иной степени очистился от кальция в результате интенсивного привноса натрия; образовался плагиоклаз, иногда с выделением минералов группы эпидота. Иначе говоря, мы здесь имеем процесс, обратный (ретроградный) распаду основного плагиоклаза, протекавший в направлении соссюритизации. К соссюритовой массе нередко приурочена и роговая обманка, которая образует в ней причудливой формы зерна. Таким образом, роговая обманка свое начало также берет из соссюритовой массы.

Окварцованный соссюритовый сланец. Белая с едва заметной полосчатостью плотная порода, напоминающая кварцит. В шлифе наблюдается сильно окварцованная серовато-коричневая, непрозрачная, иногда просвечивающаяся масса, местами лучистого строения с примесью серицита.

При окварцевании соссюритовая масса становится просвечивающей и более компактной; приобретает лучистое строение. Причиной преобразования соссюритовой массы является привнесенный кремний. В начальной стадии преобразования возникает кварц, а затем серицит, плагиоклаз и калиевый полевой шпат, что указывает на привнос щелочей. В связи с этим процессом образуется также и сфен.

Рассланцованный кварцевый порфир. Залегает в метаморфической формации. Является серой сланцеватой, сильно уплотненной породой. Структура бластопорфировая с гранолепидобластовой основной тканью.

Перекристаллизованная основная масса породы состоит из мелкозернистого кварц-полевошпатового агрегата с примесью серицита и биотита, расположенных во взаимно-параллельных плоскостях. В основной массе акцессорно встречаются гранат, апатит и рудный минерал.

Кварц в отличие от других минералов сечет порфиробласты плагиоклаза и калиевый полевой шпат, что дает основание считать его привнесенным.

Порфиробласты плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца обычно вытянуты вдоль сланцеватости и частично разорваны и разъедены основной массой; контуры их зазубрены. Разорванные зерна залечиваются тем же минералом, совершенно прозрачным. В некоторых случаях залеченные вкрапленники сливаются друг с другом с образованием цепочки с небольшими пережимами. Имеются вкрапленники, хорошо сохранившие идиоморфные очертания.

Рассланцованный диабаз-порфирит. Залегает согласно в метаморфических породах. Структура бластопорфировая; состав: роговая обманка, плагиоклаз и акцессории — сфен, титаноморфит и ильменит.

Роговая обманка и плагиоклаз входят в основную массу и слагают бластопорфировые выделения. Роговая обманка порфировых выделений является обычно компактной, а основной массы — волокнистой. Рудный минерал ориентирован и вытянут вдоль сланцеватости. Наблюдаются жилки хлорита.

Влияние лейкократовых инъекций на метаморфические породы чрезвычайно сильное. В зоне соприкосновения гранитоидов и кристаллических сланцев образовались мигматиты. Переход между мигматитами и кристаллическими сланцами постепенный. Мигматиты в свою очередь постепенно сменяются гнейсовидными гранитоидами, последние же — другими гранитоидами, характерными для образований Боль-

шого Кавказа. Замечено, что гнейсовидность гранитоидов совпадает со сланцеватостью кристаллических сланцев, ориентация же сланцеватости в ксенолитах, заключенных в гранитоидах, совпадает с таковой коренных выходов кристаллических сланцев. В контактовой зоне гранитоидов и кристаллических сланцев возникают гранат, ставролит, силлиманит, андалузит, турмалин и изредка кордиерит. Количество этих минералов иногда настолько велико, что они становятся породообразующими.

Таким образом, на территории Грузии, в кристаллическом ядре Большого Кавказа различают две группы метаморфических пород: сильно метаморфизованные кристаллические сланцы и гнейсы и сравнительно слабо метаморфизованые сланцы — филлиты, кварциты, хлоритовые и эпидот-цоизитовые сланцы, мраморы и др. В вопросе о взаимоотношениях этих двух групп пород единого мнения нет. По примеру геологов, работающих на Северном Кавказе (Герасимов, 1928, 1929 гг.) геологи Грузии выделяют, исходя из различной степени метаморфизма, свиты нижнепалеозойских и более древних докембрийских (?) сланцев. Другие исследователи считают слабо- и сильнометаморфизованные сланцы разновидностями одной и той же свиты. Некоторые из них (Чхотуа, 1937 г., 1938) различную степень метаморфизма объясняют воздействием гранитоидов, другие — региональным метаморфизмом, вызванным погружением, вследствие чего нижняя часть свиты должна была претерпеть бо́льший метаморфизм, чем верхняя. Последнее мнение было высказано С. С. Чихелидзе (1948) о сланцах Дзирульского массива.

1209

Основные и ультраосновные интрузии

Обширной областью распространения палеозойских основных и ультраосновных пород является Абхазия; здесь они были изучены Г. Р. Чхотуа (1938).

По описанию Г. Р. Чхотуа, в ущелье р. Клыч нижнепалеозойские метаморфические образования (филлиты) секутся габброидными породами, несколько севернее — серпентинитами.

В ущельях рек Хецквары и Гвандры можно наблюдать прорывание гранитоидами и их пегматитами габброидов и амфиболитов, с которыми связаны серпентиниты.

Среди древнейших основных и ультраосновных пород Абхазии встречаются: перидотиты (реки Хецквара, Птыш, Гвандра, Абиргвани и Клыч) и габбро-амфиболиты (реки Хецквара, Чхалта, Гвандра и Санчар а также перевал Адзапша).

Среди перидотитов выделяют дуниты, саксониты, энстатититы (участки в других породах), верлиты, пироксениты, тремолитовые и слюдяные перидотиты (встречаются в виде глыб), серпентиниты и тремолитовые и актинолитовые сланцы. Габбро-амфиболиты представлены гранатовыми, ставролитовыми и андалузитовыми амфиболитами, габбро, габбро-диабазами, горнблендитами, габбро-пегматитами и кварцевыми габбро-диоритами. Приведенные ниже константы количественно-минерального и химического составов некоторых пород дают определенные представления об их природе (таблицы 1—5).

По р. Хецквара наряду с амфиболитами встречаются эклогититы, состоящие из альмандина и роговой обманки (cNg 25°, $2V$ 84°); сюда же входят апатит, оливин и моноклинный пироксен.

В пределах Верхней Сванетии и в Верхней Раче ультраосновные породы неизвестны. Здесь небольшие секущие тела в древних кристаллических сланцах и гранитоидах представляют собой габбро-диабаз-порфириты. Среди них, несомненно, имеются образования, синхроничные кристаллическим сланцам, — нижнепалеозойские, а также более молодые — средне- и верхнепалеозойские и послепалеозойские (юрские и др.).

Институт геологических наук АН

В Верхней Раче нами изучены тела габбро и амфиболитов, которые связаны то с кристаллическими сланцами, то с гранитоидами. Габбро — темно-серые породы; состоят из плагиоклаза ряда битовнита и диопсида ($2V$ 50°, cNg 38°). Оливиновые разности состоят из авгита и основного плагиоклаза. Кроме того, в габбро встречаются сфен, хлорит и цоизит.

Таблица 1

Количественно-минеральный состав ультраосновных пород [1]

Минералы	Состав		
	1	2	3
Оливин	87	Около 100	70
Ромбический пироксен	7	—	—
Тремолит	3	—	19
Магнетит и хромит	2	—	4
Клинохлор	1	—	7
Пикотит	Мало	—	—
Сумма	100	100	100

1 — саксонит; ущелье р. Хецквары;
2 — дунит; „ „ ;
3 — перидотит; „ „ .

Таблица 2

Химический состав ультраосновных пород [1]

Окислы	Состав		
	1	2	3
SiO_2	43,42	45,15	39,12
Al_2O_3	1,00	1,35	1,40
Fe_2O_3	0,71	2,69	6,53
FeO	6,96	6,32	5,40
Cr_2O_3	0,45	—	0,46
NiO	0,38	—	0,36
MnO	0,13	0,16	0,12
MgO	45,62	38,60	33,98
CaO	0,48	2,35	0,36
Na_2O	0,10	0,39	0,80
K_2O	0,04	0,16	0,02
H_2O^-	0,11	0,25	0,20
H_2O^+	0,55	—	12,52
SO_3	—	2,22	0,80
Сумма	99,95	99,64	100,35

1 — саксонит ущелья р. Хецквары (аналитик Г. Чхотуа);
2 — перидотит „ „ („ В. Табагари);
3 — серпентинит „ р. Гвандры („ Г. Чхотуа).

[1] Количественно-минеральный состав в тексте и по всем таблицам приводится в объемных процентах, химический состав — в весовых процентах.

Таблица 3

Константы минералов ультраосновных пород

Минералы	Оптические константы				
	1	2	3	4	5
Оливин					
Ng — Np	0,036	0,036	0,039—0,040	Мало	0,035
2V	86—87°	86°	88—90°	—	86°
Ромбический пироксен					
Ng — Np		0,012	—	—	—
2V		74°	—	—	—
Моноклинный пироксен					
Ng — Np	—	—	0,023—0,024	—	—
2V	—	—	55°	57°	—
cNg	—	—	35°	40°	—
Тремолит	Иногда немного				19°
cNg	—	—	—	79—84°	79—84°
2V	—	—	—	—	—

1 — дунит;
2 — энстатитит;
3 — верлит;
4 — пироксенит;
5 — тремолитовый перидотит.

Таблица 4

Химический состав основных пород

Окислы	Состав		Окислы	Состав	
	1	2		1	2
SiO_2	48,88	48,60	MgO	5,30	10,81
TiO_2	1,15	0,94	CaO	10,50	9,10
Al_2O_3	19,90	16,81	Na_2O	2,16	2,24
Fe_2O_3	1,65	1,78	K_2O	0,92	0,26
FeO	6,65	7,20	H_2O^-	1,97	0,26
MnO	0,17	0,15	H_2O^+	0,20	2,07
			Сумма	99,39	100,22

1 — габбро ущелья р. Гвандры (аналитик Г. Чхотуа);
2 — спессартит Клухорского перевала (аналитик В. Егоров).

Таблица 5

Константы минералов основных пород

Минералы	Оптические константы		
	1	2	3
Ряд плагиоклаза	Лабрадор	Мало	Андезин и лабрадор
Роговая обманка			Есть
cNg	17—18°	25°	—
2V	78°	88°	—
Гастингсит			
cNg	28°	—	—
2V	62°	—	—
Биотит	Есть	Есть	—
Пироксен			—
Кварц	Мало	Мало	Мало

1 — габбро-амфиболит;
2 — роговообманковый плагиоклазовый амфиболит;
3 — плагиоклазовый амфиболит.

Из древнейших основных пород Верхней Рачи описан амфиболит (Татришвили, 1941, 1948). Он встречен в гранитоиде в виде шлирового тела. Это крупнозернистая темно-серая порода, в состав которой входят обыкновенная роговая обманка (*cNg* 16—18°), соссюритизированный плагиоклаз и в небольшом количестве вторичный кварц; из акцессориев встречаются изометричные кристаллы апатита и пирит.

В Верхней Раче Н. Ф. Татришвили (1940, 1941, 1948) были описаны различные диабазы, в том числе и секущие палеозойские гранитоиды. Мощность даек достигает 4—5 *м*. Это в большинстве случаев рогово-обманковые диабазы с офитовой структурой, переходящей в панидиоморфную. Состоят они в основном из сильно измененного (соссюритизированного) плагиоклаза, лучистой роговой обманки (преобладающей) и хлорита; встречается также вторичный кварц; из акцессориев входят сфен и ильменит.

Гранитоиды

Гранитоиды, развитые в геоантиклинальной зоне Большого Кавказа, в пределах Абхазии представляют собой светло-серые породы. Здесь различаются равномернозернистые, порфировидные и гнейсовидные разности. Количественно-минеральный и химический составы приведены в таблицах 6 и 7.

Гранитоиды Марухского перевала по своему внешнему облику аналогичны гранитоидам Клухорского перевала. По минеральному составу они образуют непрерывный ряд от кварцевых диоритов до гранитов. Гранитоиды ущелья р. Лашипсе и перевала Санчар слагают несколько массивов. Они секут кристаллические сланцы и подчиненные им амфиболиты и габброиды.

В Верхней Сванетии среди кристаллических сланцев (кварц-хлорит-роговообманковых, кварц-слюдяных, преимущественно кварцевых и др.), развитых в верховьях рек Долра, Ненскра и Накра, встречаются гранитоиды биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые и порфировидные, обнаруживающие иногда гнейсовидность. Среди гнейсов встречаются также кварцевые диориты — биотитовые и биотит-роговообманковые (Кузьмин, 1940). Гранитоиды и кристаллические сланцы секутся жилами пегматита и аплита, а также более молодыми диабаз-порфиритовыми породами.

Гнейсовидные гранитоиды связаны постепенными переходами; с описанными гранитоидами, по-видимому, они представляют собой промежуточную стадию преобразования сланца в гранит. Текстура *гнейсовидных гранитоидов гнейсовидная, обусловленная чередованием* слюдистых участков — реликтов преобразованных сланцев с участками, сложенными лейкократовым материалом. В состав породы входят: кварц с волнистым погасанием, пертитизированный микроклин, серицитизированный плагиоклаз (№ 20—30), хлоритизированный биотит, мусковит и акцессорно-апатит.

Кварцевые диориты в Верхней Сванетии встречаются редко; они наблюдались среди кристаллических сланцев и гнейсов (верховье р. Цхвандыр), а также без видимой связи с ними (ущелье р. Местия, гора Чаринда, южный склон Ушбы и другие пункты). Породы темно-серые, среднезернистые. В их состав входят кварц (28%)[1], соссюритизированный плагиоклаз из ряда олигоклаз-андезина (53%), биотит (11%), хлорит по биотиту (1%), роговая обманка (3%), небольшое количество микроклина (4%) и магнетита. Эти породы мы рассматриваем как продукты основной магмы — эффузии и жилы, одновозрастные с породами нижнепалеозойской геосинклинальной свиты, давшими

[1] Средние цифры.

Таблица 6

Количественно-минеральный состав гранитоидов Абхазии

Минералы	Состав		
	1	2	3
Кварц	33	38	43
Олигоклаз	38	51	50
Микроклин	22	9	—
Биотит с хлоритом	4	2	5
Мусковит	2	—	1
Хлорит	1	—	—
Роговая обманка	Мало	Мало	1
Сумма	100	100	100

1 — гранитоид Клухорского перевала;
2 — „ Марухского „ ;
3 — кварцевый диорит Санчарского перевала.

Таблица 7

Химический состав гранитоидов Абхазии
(Аналитики В. Кобиашвили и И. Шумило)

Окислы	Состав			
	1	2	3	4
SiO_2	72,89	74,85	75,36	74,23
TiO_2	0,26	0,20	0,14	0,14
Al_2O_3	14,58	13,87	13,17	13,87
Fe_2O_3	2,01	0,64	1,05	0,31
FeO	0,34	1,50	1,36	1,26
MnO	0,03	0,01	Следы	Следы
MgO	0,64	0,74	0,60	0,26
CaO	1,40	1,70	1,75	1,32
Na_2O	2,50	3,52	3,96	3,55
K_2O	4,12	1,96	2,02	3,86
P_2O_5	0,05	0,22	0,06	—
H_2O^-	0,07	0,09	0,15	0,16
H_2O^+	0,93	0,98	0,50	0,62
Сумма	99,82	100,28	100,46	99,58

1 — гранитоиды Клухорского перевала;
2—4 — „ Марухского „ .

кристаллические сланцы. Под воздействием гранитизирующих инъекций они преобразованы в значительной степени, но не столь интенсивно, поэтому сохранили природу исходной основной магматической породы.

Двуслюдяные гранитоиды особенно широко развиты в среднем течении рек Ненскра и Накра. Здесь хорошо наблюдаются инъекции лейкократового материала в кристаллические сланцы вдоль их сланцеватости и возникновение гнейсовидных гранитоидов, а затем гранитоидов, где реликтовая гнейсовидность уже стерта. Породы серые средне- и крупнозернистые, иногда с вкрапленниками микроклина. Структура обычно гипидиоморфная или близкая к ней. В состав пород входит алломорфный кварц с волнистым погасанием (31%), относительно свежий пертитизированный микроклин (23%), серицитизированный плагиоклаз № 25—30 (37%), биотит (4,5%), мусковит (2,5%), хлорит (2%) и второстепенные минералы — призматический апатит

и циркон. Иногда наблюдаются мирмекитовые прорастания плагиоклаза и кварца. Цветная составная часть породы и плагиоклаз нередко изогнуты и разбиты трещинами. Химический состав этих пород приведен в табл. 8.

Таблица 8

Химический состав двуслюдяных гранитоидов среднего течения ущелья р. Накра

(Аналитик С. А. Кузьмин)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	67,77	MgO	1,13
TiO_2	0,44	CaO	2,96
Al_2O_3	15,58	Na_2O	3,54
Fe_2O_3	2,02	K_2O	3,96
FeO	1,94	H_2O	0,33
		Сумма	99,97

По данным результатов количественно-минерального (Or : Pl = =38 : 62) и химического составов порода отвечает гранодиориту.

Наряду с двуслюдяными гранитоидами местами (ущелье р. Ненскры, ледник Цанер, гора Сгимазуки и др.) встречаются гранитоиды, содержащие только мусковит. Иногда наблюдается переход мусковитовых гранитоидов в лейкократовые и аплитовидные разности.

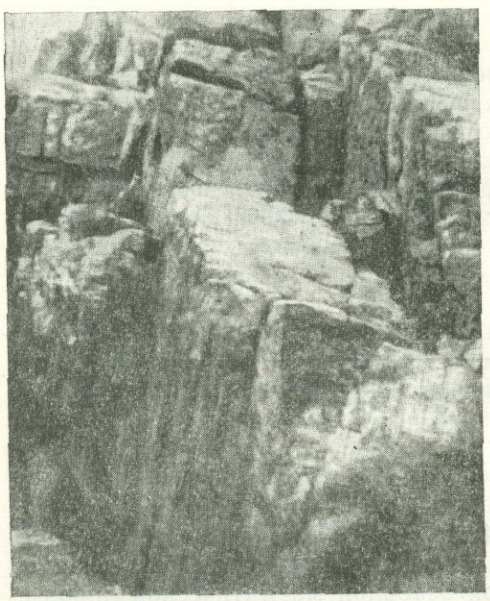


Рис. 6. Отдельность в гранитоидах. Верхняя Рача, район ледника Зопхито

Пегматитовые жилы в Верхней Сванетии не имеют большого развития; они секут как гранитоиды, так и кристаллические сланцы. Порода состоит из крупных кристаллов пертитизированного микроклина, плагиоклаза, кварца и мусковита. Микроклин-пертит местами включает сдвойникованный плагиоклаз из ряда альбита, что вызвано процессом микроклинизации. Возникновение пертитового микроклина, по-видимому, является результатом этого же процесса.

В Верхней Раче развиты равномернозернистые и порфировидные, местами гнейсовидные микроклиновые гранитоиды (кварцевые диориты и гранодиориты), часто секущиеся жилами диабаз-порфиритов. В гранитоидах иногда хорошо наблюдается отдельность, совпадающая с гнейсовидностью (рис. 6). Под воздействием молодых интрузий (гора Кароби) гранитоиды подвергаются контактовым изменениям, разрывные же дислокации приводят к образованию милонитов.

Порфировидные гранитоиды Верхней Рачи в виде вкрапленников содержат крупные (2—5, реже 10 *см*) кристаллы калиевого полевого

шпата с ясно выраженной микроклиновой решеткой. Соотношения микроклина и плагиоклаза дают возможность отнести эти породы к гранодиоритам. Равномернозернистые разности гранитоидов содержат калиевый полевой шпат в небольшом количестве.

Порфировидные гранитоиды имеют широкое распространение. В зависимости от количества темноцветных минералов цвет их меняется от темно- до светло-серого, почти белого. Структура пород гипидиоморфная или порфировидная. В состав пород входят кварц с волнистым погасанием, калиевый полевой шпат — микроклин, плагиоклаз (обычно ряда альбита), биотит, мусковит и акцессорные минералы, приуроченные к биотиту, — сфен, апатит и циркон. Кроме того, в породе имеются хлорит, серицит, пелитовое вещество, мусковит, реже эпидот и цоизит. Порфировидные выделения калиевого полевого шпата образованы в результате калиевого метасоматоза. Микроклин представлен крупными (до 5—6 *мм*) порфировидными и относительно мелкими кристаллами, в большинстве случаев с решетчатым строением; слегка пелитизирован; нередко в нем наблюдаются тонкие полосы и пятна плагиоклаза (пертит). Кристаллы микроклина иногда секутся жилками того же минерала поздней генерации; вокруг них, особенно в местах соприкосновения с кристаллами плагиоклаза и кварца, наблюдается мелкозернистый агрегат тех же минералов. Местами микроклин разъедает и сечет плагиоклаз, что особенно хорошо наблюдается во включениях плагиоклаза, имеющего неправильные расплывчатые контуры. Жилка микроклина наряду с плагиоклазом сечет жилку хлорита. В микроклине наблюдаются включения кварца, плагиоклаза и эпидота; вместе с тем микроклин пересекается жилками эпидота и кварца. Плагиоклаз представлен неправильными и идиоморфными кристаллами; частично пелитизирован, серицитизирован, эпидотизирован и пренитизирован; наблюдаются полисинтетические, иногда изгибающиеся двойники; в нем имеется жилка пертитового калиевого полевого шпата. Измененный биотит (хлоритизированный, пренитизированный и эпидотизированный) представлен небольшими (0,3—0,8 *мм*) неправильными, шестоватыми и очень часто чешуйчатыми кристаллами; по трещинам отдельности наблюдается выделение рудного минерала; содержит включения апатита, сфена и циркона; чешуйки биотита расположены в параллельных плоскостях, фиксирующих сланцеватость. Кварц представлен ксеноморфными, зазубренными кристаллами (0,3—1 *мм*); видно вытянутое вдоль сланцеватости расположение его зерен. Наблюдаются жилки пренита, эпидота, хлорита и кварца.

Количественно-минеральный и химический составы описываемых пород приведены в таблицах 9 и 10.

Таблица 9

Количественно-минеральный состав гранитоидов Верхней Рачи

Минералы	Состав			
	1	2	3	4
Кварц	11	29	23	21
Микроклин	32	27	29	29
Плагиоклаз	41	33	33	36
Биотит с хлоритом	15	—	14	10
Мусковит с хлоритом	—	11	—	3
Акцессорные	1	Мало	1	1
Сумма . . .	100	100	100	100

1 — порфировидные гранитоиды ледника Киртишо;
2 — „ „ р. Домбарулы;
3 — 4 — „ „ ледника Зопхито.

Таблица 10

Химический состав порфировидных гранитоидов Верхней Рачи

(Аналитик А. А. Янушкевич)

Окислы	Состав		
	1	2	3
SiO_2	70,45	64,47	71,17
TiO_2	0,20	0,45	0,36
Al_2O_3	14,63	17,22	14,93
Fe_2O_3	0,27	0,03	0,36
FeO	2,10	3,73	2,08
MnO	0,03	3,05	0,03
MgO	0,88	1,26	0,91
CaO	2,88	2,96	1,79
Na_2O	4,77	3,24	3,94
K_2O	2,14	5,23	3,18
SO_3	0,27	Нет	0,07
P_2O_5	0,12	0,20	0,27
H_2O^-	0,97	0,19	0,11
H_2O^+	0,23	0,92	1,11
Сумма	99,94	99,95	100,31

1 — порфировидный гранитоид ледника Киртишо;
1 — „ „ р. Домбарулы;
3 — „ „ ледника Зопхито.

Как видно из табл. 9, порфировидные гранитоиды Верхней Рачи характеризуются умеренным содержанием кварца и значительным содержанием микроклина.

Равномернозернистые гранитоиды развиты на горе Кароби, на территории ледников Киртишо, Боко и отчасти Буба.

Породы крупнозернистые, темно-серые; трещинки в них выполнены эпидотом, иногда хлоритом. В большом количестве они содержат гранитизированные ксенолиты кристаллических сланцев. Структура гипидиоморфная.

В состав пород входят катаклазированный кварц, измененный плагиоклаз альбитового ряда, калиевый полевой шпат (микроклин), почти нацело хлоритизированный биотит и обыкновенная роговая обманка, а также циркон, апатит, сфен, рудный минерал, хлорит, эпидот, цоизит, серицит и пелитовое вещество. Циркон и апатит обычно приурочены к биотиту.

Плагиоклаз является наиболее ранним минералом породы; представлен неправильными зернами (до 2,5 *мм*); продуктами его изменения являются серицит, соссюрит, пренит и кварц двух генераций. Поздний кварц мелкозернистый; окаймляет отдельные крупные зерна раннего кварца и сечет его; в незначительном количестве к нему примешан калиевый полевой шпат, вытянутый обычно в направлении протяженности жилок. Так же ориентированы иногда мелкие призмочки апатита, образующие цепочки; это объясняется, по-видимому, тем, что возникновение калиевого шпата и апатита связано с проникновением позднего кварца. В значительном количестве содержится хлорит, с выделениями эпидота и рудного минерала, местами замещенный лейкоксеном, иногда напоминающий ильменит. Роговая обманка присутствует в небольшом количестве; местами ее расплывчатые зерна располагаются в соссюритовой части плагиоклаза, при этом остается впечатление, что она обра-

зовалась за счет соссюрита. Калиевый полевой шпат (пертит) приурочен к кварцу или к контакту плагиоклаза с кварцем.

Количественно-минеральный и химический составы описанных пород приведены в таблицах 11 и 12.

Таблица 11

Количественно-минеральный состав равномернозернистых гранитоидов Верхней Рачи

Минералы	Состав
Кварц	29
Калишпат	6
Плагиоклаз	55
Хлорит	7
Роговая обманка	2
Второстепенные	1
Сумма	100

Таблица 12

Химический состав равномернозернистых гранитоидов Верхней Рачи

(Аналитик Н. Метревели)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	66,38	CaO	4,06
TiO_2	0,27	Na_2O	4,44
Al_2O_3	16,43	K_2O	1,44
Fe_2O_3	0,89	SO_3	0,27
FeO	2,90	P_2O_5	0,04
MnO	0,07	H_2O^-	0,25
MgO	1,51	H_2O^+	1,17
		Сумма	100,12

В районе ледников Чанчахи, Буба и в других местах встречаются различные породы — окварцованные габбро и кварцевые диориты; они обнажаются участками неправильной формы. Породы подверглись преобразованию в малой степени; по-видимому, из них же в дальнейшем возникли охарактеризованные выше гранитоиды.

Количественно-минеральный и химический составы пород приведены в таблицах 13 и 14.

Таблица 13

Количественно-минеральный состав кварцевых диоритов Чанчахи и Буба

Минералы	Состав
Кварц	11
Плагиоклаз	73
Амфибол	13
Эпидот с хлоритом	3
Сумма	100

Таблица 14

Химический состав кварцевых диоритов Чанчахи и Буба

(Аналитик Н. Метревели)

Окислы	Состав		Окислы	Состав	
	1	2		1	2
SiO_2	57,75	51,44	CaO	6,94	7,88
TiO_2	0,54	0,62	Na_2O	3,39	3,13
Al_2O_3	19,55	16,65	K_2O	1,92	2,03
Fe_2O_3	3,09	4,00	SO_3	0,29	0,30
FeO	2,12	3,39	P_2O_5	0,05	0,03
MnO	0,07	0,10	H_2O^-	0,37	0,41
MgO	2,49	7,70	H_2O^+	1,21	2,05
			Сумма	99,62	99,73

1 — кварцевые диориты ущелья р. Бубы;
2 — „ „ „ р. Чанчахи.

Окварцованное габбро. Порода состоит из нацело соссюритизированного *плагиоклаза, кварца, хлорита, роговой обманки и акцессориев* — апатита, рудного минерала, сфена, титаноморфита.

Кварц преимущественно мелкозернистый; окаймляет крупные кристаллы нацело соссюритизированного плагиоклаза, иногда разобщая отдельные его кристаллы; нередки случаи, когда мелкозернистый кварц *сечет плагиоклаз. В жилках в небольшом количестве* появляется лучистая роговая обманка, образованная, вероятно, за счет соссюрита (плагиоклаза) под воздействием привнесенного кремния.

На стыках кварца и плагиоклаза местами появляются небольшие оторочки калиевого полевого шпата с пертитовой структурой, плагиоклазовые полосы которой иногда непосредственно соединяются с плагиоклазовыми индивидами. В небольшом количестве содержатся роговая обманка и хлорит. Возможно, что соссюрит частично образован за счет цветных минералов.

Кварцевый диорит. Состав породы: плагиоклаз, кварц, роговая обманка, хлорит и акцессории — сфен, рудный минерал, апатит.

Плагиоклаз (с соссюритом) бывает крупный и мелкий; образует то *идиоморфные, то лишенные кристаллографических очертаний зерна*; контуры его расплывчатые, зазубренные и гладкие. Кварц в подавляющем большинстве случаев крупнозернистый, но встречается и мелкозернистая его разность, которая разъедает и перерождает породу. Создается впечатление, что при реагировании кварца (кремния) с соссюритом постепенно возникают плагиоклаз и роговая обманка. Наблюдается, как кварц разобщает и перемещает соссюритовое вещество и отдельные его части преобразовывает в плагиоклаз, который соссюрита почти уже не содержит. Остающиеся крупные зерна соссюрита преобразованы в плагиоклаз в незначительной мере. Видны крупные образования с расплывчатыми контурами, представляющие собой смесь плагиоклаза и роговой обманки. Последняя ассоциирует со скоплениями мелкозернистого кварца. Кроме того, кристаллики роговой обманки располагаются вдоль изгибающейся жилки кварца. Все это указывает на возникновение роговой обманки, связанное с привносом кварца. Что касается связи плагиоклаза-соссюрита с роговой обманкой, то это, по-видимому, объясняется тем, что кремниево-натриевый метасоматоз, в результате которого возникли плагиоклаз и роговая обманка, протекал при участии соссюритового вещества. Хлорит обособлен от

роговой обманки; связь между ними сомнительная, хотя она полностью не исключается. В хлорите достаточно много рудного минерала; кое-где в нем наблюдаются коричневые пятна, указывающие на начало процесса биотитизации.

Кварц-полевошпатово-роговообманковые жилы. В Верхней Раче Н. Ф. Татришвили (1941, 1948) были отмечены кварц-полевошпатово-роговообманковые жилы, секущие гранитоиды. Мощность их обычно измеряется несколькими сантиметрами. Жилы весьма неоднородные. Наблюдается чередование лейкократовых кварц-плагиоклазовых участков с кварц-плагиоклаз-роговообманковыми и роговообманковыми. Генезис жил был не выяснен. Позднее (Заридзе, Татришвили, 1959) высказано мнение, что они являются результатом выноса соответствующими растворами основных элементов, содержащихся во вмещающих эти жилы породах. В дальнейшем жилы в древних гранитоидах Главного хребта Большого Кавказа были обнаружены петрографами И. И. Кикнадзе в Верхней Сванетии и Д. М. Шенгелия в Дарьяльском ущелье.

Ниже дается петрографическая характеристика пород этих жил.

Лейкократовая часть породы в основном состоит из кварца и плагиоклаза с небольшим количеством роговой обманки, еще меньше минералов группы эпидота. Акцессории представлены сфеном и апатитом.

Порода сильно раздроблена, двойниковые швы плагиоклазов изогнуты, разорваны и, наконец, кристаллы целиком раздроблены. Раздроблен также и кварц, но некоторые крупные его зерна совершенно уцелели и даже лишены волнистого погасания.

Порода довольно свежая, наблюдаются небольшие остатки соссюрита.

Роговая обманка имеет разнообразные причудливые формы; кристаллическая разность призматического габитуса; кроме того, вместе со сфеном и апатитом она образует сеть тонких жилок или дендритоподобных тел, а также скопления небольших зерен с зазубренными краями.

В породе встречаются скелетоподобные образования, в состав которых входят также роговая обманка, сфен и апатит. В этих скоплениях роговая обманка является остаточной.

Меланократовая часть породы богата роговой обманкой, а также кварцем, пропитывающим породу и образующим вместе с плагиоклазом мелкозернистую кварц-плагиоклазовую массу.

Плагиоклаз неиндивидуализирован и неоднороден; в результате различного показателя преломления всегда пятнистый; иногда трудно решить, относится ли вещество пятен с малым показателем преломления к калиевому полевому шпату или к альбиту. Однако наличие пятен калиевого полевого шпата не вызывает сомнения, так как наблюдаются его жилки. Роговая обманка образует полосы, скопления и жилки и, по-видимому, является результатом кристаллизации соответствующего привнесенного вещества вместе с кремнием и натрием; иногда она лучистая; нередко роговая обманка образует более или менее ровную сетку, связь между стенками которой не нарушена; толщина стенок сильно варьирует; более толстые — имеют вид полос, располагающихся иногда параллельно друг другу.

Самый восточный выход гранитоидов известен в Дарьяльском ущелье. Единый гранитоидный массив здесь разобщен трансгрессивно налегающими лейасовыми осадками на Дарьяльский и Гвилетский массивы. Кроме этих сравнительно крупных обнажений, в рассматриваемом районе известны еще три небольших выхода древних гранитоидов: в верховьях р. Чачи, на правом склоне р. Кистинки и в ущелье р. Таргмисцхали; Д. С. Белянкин (1914) и В. П. Ренгартен (1932) фиксируют

еще один выход гранитоидов — севернее вершины с отметкой 2971 *м*. Породы везде светло-серые, крупнозернистые, порфировидные. Структура их гипидиоморфная.

Гранитоиды Гвилетского массива по сравнению с идентичными по составу породами Дарьяльского массива характеризуются более высокой степенью динамометаморфизма и большей интенсивностью вторичных процессов.

Количественно-минеральный и химический составы описанных пород приведены в таблицах 15 и 16.

Таблица 15

Количественно-минеральный состав дарьяльских гранитоидов

Минералы	Состав
Кварц	31
Микроклин	21
Плагиоклаз (олигоклаз-андезин)	41
Биотит (хлоритизированный)	7
Роговая обманка	Мало
Ортит, апатит, циркон и рудный минерал	Мало
Сумма	100

Таблица 16

Химический состав гранитоидов Дарьяльского ущелья

(Аналитики Д. С. Белянкин и Н. Е. Ефремов)

Окислы	Состав		Окислы	Состав	
	1	2		1	2
SiO_2	67,34	69,58	MgO	1,30	1,24
TiO_2	0,51	0,22	CaO	3,11	1,04
Al_2O_3	15,05	14,53	Na_2O	3,37	2,58
Fe_2O_3	1,62	1,31	K_2O	3,60	3,39
FeO	2,14	3,20	H_2O^-	0,27	0,35
MnO	0,07	0,04	H_2O^+	1,00	2,99
			Сумма	99,38	100,47

1—2 — номера образцов гранитоидов, подвергшихся анализу.

Выход дарьяльских гранитоидов достаточно точно оконтурил Д. С. Белянкин. Он первый показал, что Дарьяльский и Гвилетский массивы на поверхности изолированы друг от друга относительно более молодыми осадочными породами. По мнению этого исследователя, так называемая кистинская свита трансгрессивно залегает на породах массива, хотя базального конгломерата обнаружено не было.

Дарьяльские гранитоиды Д. С. Белянкин называет плагиоклазовыми гранитами. В гранитном массиве он различает уралитовые диабазы и порфириты, залегающие согласно гнейсовидности; по его подсчетам, общая площадь основных жил в Гвилетском массиве составляет примерно 11% от общей поверхности обнаженной части массива.

По мнению указанного автора, однородность гранитов нарушают шлиры и аплиты. Различие между средним химическим составом

шлиров и аплитов, высчитанным им и сравнимым с соответствующими анализами гранитов, получилось незначительное. Д. С. Белянкин отметил также, что в гранитоидном массиве широко распространены роговообманковые жилки мощностью в несколько сантиметров со светлыми полевошпатовыми зальбандами, которые секут шлиры, а также аплиты. Этот автор считает, что гранит частично регенерирован и проник в мелкие трещины.

Сланцевые свиты, обнажающиеся вдоль Военно-Грузинской дороги, В. П. Ренгартеном (1932) были условно подразделены следующим образом: кистинская свита (самая древняя), представленная чередованием кварцитов и плотных сланцев; выше ее сменяет циклаурская свита, в которой сланцы преобладают над кварцитами; мощность обеих свит достигает 1500 *м*. По возрасту автор относит их к нижнему и среднему лейасу; в свитах в большом количестве встречаются жилы диабазов и порфиритов. Залегающую выше так называемую джерахскую свиту, представленную тонкослоистыми песчаниками и сланцами (мощность 1500 *м*), автор отнес к верхнему лейасу; здесь жилы диабаз-порфиритовых пород не наблюдаются. В южной части района к верхнему лейасу относят казбекскую свиту (мощность 1000 *м*), представленную сланцами с прослоями полосатых кварцитов; эта свита здесь наиболее древняя и по возрасту отвечает нижней части джерахской свиты; данную свиту покрывает гудушаурская свита, представленная чередованием темных сланцев с содержащими белемниты известняковыми песчаниками; ее связывают с верхами джерахской свиты.

В 1940 г. Г. Н. Лоладзе установил наличие в Дарьяльском гранитоидном массиве метаморфических сланцев и выделил следующие разновидности: кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые, кварц-биотитовые и кварц-мусковитовые сланцы.

В 1956—1958 гг. дарьяльские граниты были изучены Г. Д. Афанасьевым, по мнению которого породами субстрата Дарьяльского массива являются плагиогнейсы, в дальнейшем интрудированные спессартитами и лейкократовыми жильными гранитами (плагиоаляскитами и плагиоаплитами); после интенсивной милонитизации кристаллического комплекса массив испытал микроклинизацию и породы субстрата преобразовались в порфиробластовые гранито-гнейсы. Основываясь на специфике ассоциации всех этих пород и их петрографических особенностях, автор заключает, что дарьяльский интрузивный комплекс (включая спессартиты) синхроничен уруштенскому комплексу.

Возрастной ряд указанных пород, по Г. Д. Афанасьеву, следующий:

1) плагиогнейсы (силурийские — девонские?);

2) спессартиты (секут плагиограниты и в свою очередь секутся лейкократовыми гранитами);

3) лейкократовые граниты: плагиоаляскиты, плагиоаплиты (силурийские — нижнедевонские);

4) процессы калиевого метасоматоза (верхнепалеозойские).

Кистинскую и циклаурскую свиты автор считает преддевонскими (нижнепалеозойскими), основываясь на наличии инъекций спессартитов и секущих их кварц-плагиоклазовых (лейкократовых) инъекций. По его наблюдениям, эти инъекции в породах моложе циклаурской свиты не встречаются.

Аспирант петрологического отдела Института геологии АН Грузинской ССР Д. М. Шенгелия, проводивший детальные наблюдения в Дарьяльском ущелье в 1959—1960 гг., отмечает, что граниты по своему составу неоднородны. Собственно граниты занимают в массиве весьма незначительное место. Здесь имеется непрерывный ряд от амфиболитов до гранитов, однако господствуют не начальные и конечные

продукты, а переходные между ними породы: различные кристаллические сланцы (амфибол-кварцевые, амфибол-цоизитовые, кварц-амфибол-биотитовые, биотит-серицит-кварцевые и т. д.), гнейсовидные диориты, кварцевые диориты и гранодиориты.

Этот исследователь полагает, что становление массива произошло не в результате внедрения магмы, а путем метасоматической гранитизации, обусловленной последовательными инъекциями лейкократового вещества. Среди инъекций различаются микроклиновые, кварц-микроклиновые, биотитовые и кварц-биотитовые. Самым ранним является калиевый метасоматоз, в результате которого образован биотит за счет роговой обманки. Участок, подверженный этому процессу, представлен жилками и линзообразными телами; порода сильно обогащена биотитом и почти мономинеральна. Затем следует кремниево-калиевый метасоматоз — видны крупнозернистые лейкократовые жилы, местами образующие пегматиты и аплиты; в породах этих жил хорошо наблюдается замещение соссюритизированного основного плагиоклаза микроклином, а также биотитизация серицита сильно серицитизированного плагиоклаза. Пересечение решетчатого микроклина жилками вновь образованного биотита свидетельствует о том, что биотитизация серицита продолжается после завершения процесса микроклинизации.

В Дарьяльском массиве в большом количестве встречаются различные основные жильные породы: уралитовые диабазы, диабаз-порфириты и порфириты. Господствующее положение среди них занимают диабазы, содержащие вторичную роговую обманку и имеющие типичную диабазовую структуру. Это те породы, которые Г. Д. Афанасьев называет спессартитами. По подсчетам Д. М. Шенгелия, породы эти занимают 14% площади Дарьяльского массива и почти всегда внедряются вдоль направления плоскостей гнейсовидности. В этом направлении массив удлинен.

Помимо того, что диабазы секутся различными порфиритами, они испещрены кварц-альбит-роговообманковыми инъекциями, мощность которых колеблется от единиц до 10—15 *см*. Интересен тот факт, что инъекции встречаются не только в гранитном массиве, но также в кистинской, циклаурской и казбекской свитах. От сел. Ларс, где проходит северная граница кистинской свиты, лейкократовые инъекции распространяются в северном направлении на 4—5 *км*.

В средней части лейкократовых жил, встречающихся в Дарьяльском гранитном массиве, всегда расположена роговая обманка, в зальбандах — лейкократовое вещество, а в кистинской свите, находящейся между Дарьяльским и Гвилетским массивами, указанные жилы имеют лейкократовый характер. Севернее сел. Ларс наблюдаются только кварц-плагиоклазовые (альбитовые) инъекции. Соотношение кварца, плагиоклаза и роговой обманки в различных местах распространения лейкократовых инъекций различное: то роговая обманка преобладает над кварц-плагиоклазом, то наоборот; такие же соотношения между кварцем и плагиоклазом. Наблюдаются случаи, когда из составных лейкократовых минералов количество плагиоклаза достигает 100%, а кварца не наблюдается совершенно и наоборот. В кварцевой массе встречаются сфен и лейкоксен, причем в сравнительно большом количестве (несколько процентов), так что иногда их нельзя назвать акцессориями. В отдельных местах виден жильный, нерешетчатый, не подверженный катаклазу калиевый полевой шпат. Микроскопические наблюдения показывают, что вещество обыкновенной или игольчатой роговой обманки вынесено из диабазов путем воздействия активных кварц-альбитовых растворов. Наблюдается, как жилы роговой обманки отходят от диабазов, соединяясь затем с роговообманковыми инъекциями. То же можно сказать об ильмените в диабазе — он переходит в сфен, растворяющийся в лейкократовых растворах. В 2 *км*

севернее сел. Нижний Ларс наблюдается следующая картина: в кварц-плагиоклазовых инъекциях кое-где появляется кальцит. Северное количество кальцита возрастает, а кварц-плагиоклаза уменьшается. В 2 *км* к югу от сел. Чми наблюдаются жилы, сложенные только кальцитом, протягивающиеся вплоть до сел. Чми. Несмотря на различие в количественном соотношении минералов, Д. М. Шенгелия считает эти инъекции одновременными (юрскими).

О взаимоотношении кистинской свиты и пород Дарьяльского гранитного массива Д. М. Шенгелия отмечает следующее: породы массива в зоне соприкосновения с кистинской свитой всюду сильно милонитизированы; мощность милонитизированной зоны достигает 80—120 *м*. Гранит образует однородную мелкозернистую массу, вследствие чего микроскопическое определение отдельных минералов становится невозможным. В обнажении не наблюдается кварц-микроклиновых, биотитовых и других метасоматических жил; имеются лишь поздние кварц-плагиоклаз-роговообманковые жилы. Под микроскопом видно, что гранит сильно катаклазирован. Трудно поддаются определению катаклазированные плагиоклаз и микроклин; мелкие таблички биотита перемешаны в соссюрит-серицитовой массе.

Хотя базального конгломерата в кистинской свите не обнаружено, прекрасно можно видеть вертикальный контакт пород гранитного массива с кистинской свитой, которая (кварциты и сланцы) непосредственно соприкасается с породами массива.

В кистинской свите в нескольких местах были встречены катаклазированные микроконгломераты с хорошо окатанными зернами полевого шпата и кварца, имеются прослои аркозовых песчаников. Как было отмечено, вблизи зоны контакта гранитов с кистинской свитой часты кварц-плагиоклазовые и роговообманковые инъекции, калишпатсодержащие жилы, свидетельствующие об окончательном формировании дарьяльских гранитоидов (кремниево-калиевый метасоматоз), в кистинской свите не наблюдаются. Зона контакта кистинской свиты с гранитным массивом сильно окварцована.

В результате изучения шлифов выяснилось, что кварц-плагиоклазовые инъекции привносят в кистинскую свиту сфен-лейкоксен-цоизит, что происходит, как было раньше отмечено, в результате процесса гранитизации.

Таким образом, эти материалы подтверждают высказанную Л. А. Варданянцем мысль о том, что контакт между гранитами и кистинской свитой является тектоническим и что первичное залегание кистинской свиты на породах массива было трансгрессивным. Д. М. Шенгелия приводит следующую схему возрастного соотношения пород Дарьяльского ущелья и развитых по соседству с ним.

1. Древнейшие материнские породы (субстрат) и продукты их раннего преобразования: амфиболиты, роговообманково-кварцевые, роговообманково-цоизитовые, роговообманково-кварц-биотитовые, биотит-серицит-кварцевые и другие сланцы; нижнепалеозойские.
2. Продукты интенсивного метасоматического преобразования гнейсовые диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, кварц-микроклин-биотитовые инъекции и др.; нижнепалеозойские — карбоновые.
3. Диабазы, диабаз-порфириты и порфириты; верхнепалеозойские и юрские.
4. Кистинская и циклаурская свиты; верхний палеозой; джерахская, казбекская и гудушаурская свиты; лейас.
5. Кварц-альбитовые (иногда роговообманковые) инъекции; юра.

В Кахетии, в ущелье р. Лопоты, у впадения в нее р. Мухахеви, в зоне нарушений среди юрских осадков обнажаются древние кристаллические породы, представленные сильно смятыми альбит-хлоритовыми и кварцитовыми сланцами, а также, по определению В. Н. Лодочникова,

милонитизированными гранитоидами. Эти породы рассматриваются как части, тектонически оторванные от кристаллического субстрата.

Гранитоид представляет собой серую среднезернистую породу, сложенную кварцем с волнистым погасанием, микроклином и плагиоклазом альбит-олигоклазового ряда; из второстепенных минералов присутствуют циркон, сфен и рудный минерал.

Диабазы Верхней Рачи, секущие гранитоиды

В обширном обнажении кристаллических пород на Южном склоне Большого Кавказа наблюдается большое количество (система) основных дайковых пород, простирание главной части которых совпадает со сланцеватостью и гнейсовидностью вмещающих пород. Видимая протяженность этих даек местами достигает 2 *км*; возможно, они непрерывно протягиваются на несколько километров; мощность даек от единиц сантиметров до нескольких (реже) метров, обычно до 5 *м*.

Контакт с вмещающими гранитоидами и кристаллическими сланцами обычно резкий, иногда же наблюдается контактовая зона мощностью 2—3 *см*.

Бластопорфировая основная порода. Эта порода состоит из плагиоклаза, роговой обманки, цоизита, незначительного количества пренита и акцессорно ильменита. Реликтовая структура породы нарушена; почти совершенно стерт относительный идиоморфизм минералов. Крупные зерна плагиоклаза придают породе бластопорфировый облик. Их расположение иногда совпадает с гнейсовидностью породы.

Зерна плагиоклаза, особенно крупные, соссюритизированы с выделением цоизита, встречающегося также и в виде жилок, расположенных обычно в плоскости гнейсовидности. Лучистая роговая обманка по своему расположению обусловливает гнейсовидность породы.

Порода контакта представляет сильно окварцованный плагиоклаз — роговообманковый сланец. Состав ее — кварц, плагиоклаз, актинолит, жилки слюды, пренит, эпидот и акцессории — циркон, апатит, ассоциирующие с кварцем, а также рудный минерал, приуроченный к плагиоклаз-роговообманковой части породы. Минералы группы эпидота встречаются в виде отдельных более или менее крупных зерен. Преобладающей составной частью породы является кварц, сильно корродирующий плагиоклаз-роговообманковую составляющую. Плагиоклаз расположен в кварцевой массе в виде зерен разной величины, сильно изъеденных кварцем; величина зерен плагиоклаза варьирует от очень мелких до относительно крупных (1—2 *мм*), образующих остаточные скопления, расположенные во взаимно-параллельных плоскостях. Роговая обманка игольчатая, образует самостоятельные, иногда прерывающиеся полосы, совпадающие с направлением сланцеватости; реже она приурочена к плагиоклазу.

В породе наблюдаются плойчатые жилкоподобные тела слюды-мусковита, иногда с хлоритовой отторочкой, пренита и минералов группы эпидота.

Диабаз-порфирит. Структура почти нацело нарушена. Гнейсовидность обусловлена распределением минералов в параллельных плоскостях. Она является первичной, образованной в период внедрения и постепенного остывания основной магмы под большим давлением в гнейсовые плоскости гранитоидов в стесненных условиях. Состав породы следующий: плагиоклаз, роговая обманка, минерал из группы эпидота, пренит и акцессории — ильменит, сфен, рудный минерал. Плагиоклаз нацело соссюритизирован. В породе довольно много ильменита, замещенного сфеном; участками наблюдается пренитизация, к которой приурочен рудный минерал.

Выводы

В геоантиклинальной зоне Главного хребта Большого Кавказа древнейшими являются кристаллические сланцы; наряду с ними в Абхазии, а также в Верхней Раче (Мамисонский перевал) развиты метаморфические сланцы, осадочная природа которых иногда не вызывает сомнений. Взаимоотношения кристаллических и метаморфических сланцев неясны. Сланцы обоих типов секутся породами типа габбро-диабазов, в Абхазии же свита метаморфических сланцев прорывается также ультраосновными породами, нередко серпентинизированными.

В верховьях рек Хецквары и Гвандры (Абхазия) наблюдается прорывание гранитоидами и пегматитами габбро и амфиболитов, к которым приурочены серпентиниты. Прорывание гранитоидами кристаллических сланцев и приуроченных к ним даек габбро-диабазовых пород наблюдается также в Верхней Сванетии и Верхней Раче. Кроме того, гранитоиды секутся дайками габбро-диабаз-порфиритов, которые были отмечены в большом количестве в Верхней Раче (Татришвили, 1940).

На основании сказанного для палеозойских пород Главного хребта Большого Кавказа можно привести следующую относительную возрастную схему:

1. Кристаллические и метаморфические сланцы; нижний и верхний палеозой.
2. Основные и ультраосновные породы; нижний палеозой.
3. Гранитоиды, герцинские (абсолютный возраст гранитоидов р. Зопхитуры — Верхней Рачи 174 млн. лет, что соответствует триасу).
4. Габбро-диабаз-порфириты; верхний палеозой и юра.

Приведенная последовательность условна и требует дальнейшего уточнения.

Изучение древних гранитоидов Большого Кавказа показывает, что они образовались в результате метасоматической гранитизации древнейших пород (кристаллических сланцев и связанных с ними габброидов). Полосчатость гнейсовидных гранитоидов реликтовая — наблюдается их постепенный переход в кристаллические сланцы и гнейсы (Верхняя Сванетия и Верхняя Рача). Увеличение количества инъекционного материала приводит к стиранию гнейсовидности и возникновению равномернозернистых гранитоидов. Имеющийся в гранитоидах плагиоклаз претерпевает процесс микроклинизации; он включен в микроклин в виде разъеденных альбитизированных останцов. Порфировый микроклин также является результатом микроклинизации.

Зона складчатой системы Южного склона Большого Кавказа

Верхнепалеозойско-нижнемезозойская дизская свита

Основные и ультраосновные породы

В Нижней и Верхней Сванетии развита верхнепалеозойско-триасовая геосинклинальная свита, названная С. С. Кузнецовым дизской, состоящая из различных филлитовых сланцев, кварцитов, мраморов, порфиритов и их туфов (рис. 7).

В них залегают секущие тела габбро-диабаз-порфиритов и гранитоидов. Основные породы, по-видимому, являются корнями подводных эффузивов.

Метаморфизованная дайка диабаз-порфирита. Эта дайка обнажается вблизи Прохоровской скалы, на левом склоне сухой балки (Еремеев, Петров, 1940). В зальбандовой части дайки видна первичная

порфировая структура, несмотря на то, что все первичные минералы полностью перекристаллизованы. Центральная часть вкрапленников моноклинного пироксена сохранена, периферическая же часть преобразована и содержит пойкилитовые включения оранжевых листочков биотита.

Основная масса диабаз-порфирита состоит из мелкоагрегатного сложно сдвойникованного плагиоклаза изменчивого состава — от № 65 до № 34, мелких листочков биотита и моноклинного пироксена. Много также апатита, сфена и пирита.

В удалении от контакта диабаз-порфирит состоит из вкрапленников роговой обманки уралитового типа с cNg 19°. В основную массу входят идиоморфный, сильно зональный плагиоклаз, состав которого от центра к периферии меняется от битовнита до олигоклаза; обычно в ядре плагиоклаз интенсивно серицитизирован. В породе много пирита и вторичного апатита.

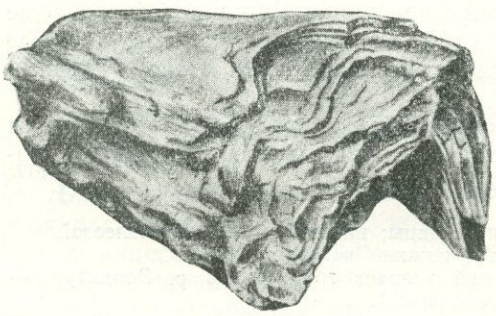


Рис. 7. Плойчатый филлит из дизской свиты. Верхняя Сванетия

Альбитизированное габбро ущелья р. Ласкадура. В Нижней Сванетии, к северу от сел. Лентехи на левом берегу р. Ласкадура, у впадения ее в р. Луори, в метаморфических сланцах дизской свиты обнажается дайка альбитизированного габбро мощностью 7—8 *м*. Простирание жилы широтное, т. е. в основном согласное с простиранием сланцев; в контакте наблюдаются филлиты и плотные мелкозернистые песчаники. Филлиты состоят из глинисто-серицитовой массы с примесью незначительного количества углистого вещества, в которой рассеяны очень мелкие адиагностические зерна (кварц, полевой шпат). Вдоль сланцеватости расположены различные вторичные минералы — хлорит, мусковит, эпидот, цоизит и кварц.

Габбро представляет мелкозернистую породу с панидиоморфной структурой. Состоят из эпидотизированного и цоизитизированного альбита (№ 5, 8), эпидотизированной и хлоритизированной роговой обманки, бурого лейкоксена, сфена, игольчатого апатита, хлорита, кварца, серицита и кальцита. Замещение плагиоклаза минералами группы эпидота начинается с центральной части. Плагиоклаз-альбит: Ng 1,537±0,002, Np 1,532±0,002. В количественном отношении хлорит уступает эпидоту и цоизиту; показатель преломления хлорита Nm 1,619±0,001, что отвечает рипидолиту; местами он образует скопления небольших зерен и мелкие жилы.

Химический состав описанного габбро приведен в табл. 17.

Габбро из морены северного борта р. Ражанисгеле. Порода светло-зеленого цвета, крупнокристаллическая; на зеленом фоне ясно заметны крупные кристаллы роговой обманки и мелкие чешуйки биотита. Габбро сечется асбестовыми, кварцевыми и кальцитовыми жилками различной мощности, которые представляют собой вторичные продукты изменения габброидов, вынесенные циркулирующими растворами, производящими эти изменения.

Кроме названного габбро, встречается также и ортоклазовое габбро, имеющее гипидиоморфную структуру. Порода состоит из алломорфного плагиоклаза № 65 и калиевого шпата; обыкновенной роговой обманки (cNg 16°; $2V$ 68°), моноклинного пироксена (cNg 42°; $2V$ 50°), биотита, кальцита, хлорита, кварца, рудного минерала и ильменита с лейкоксеном в незначительном количестве. Калиевый полевой шпат

Таблица 17

Химический состав альбитизированного габбро ущелья р. Ласкадура

(Аналитик О. Ф. Размадзе)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	49,53	CaO	10,75
TiO_2	0,34	Na_2O	3,18
Al_2O_3	18,32	K_2O	1,58
Fe_2O_3	4,55	P_2O_5	0,02
FeO	5,39	SO_3	0,12
MnO	0,18	H_2O^-	0,12
MgO	3,88	H_2O^+	2,14
		Сумма	100,10

привнесен и образован в результате калиевого метасоматоза. Хлорит образуется всегда по биотиту или роговой обманке; в последнем случае он встречается в виде неправильных пятен или жил. Наряду с хлоритом в состав жил входит эпидот. Кальцит и кварц встречаются в виде псевдоморфоз по роговой обманке. Асбест, слагающий жилки, образует мелкие нити, при растирании в порошок обнаруживающие упругость; его кристаллы имеют зеленый цвет, прямое погасание и положительное удлинение; на основании показателя преломления и величины двойного лучепреломления (*Ng* 1,641; *Np* 1,620±0,003; *Ng—Np* 0,021) мы относим его к актинолитовому асбесту; вероятно, он является также продуктом разрушения основных минералов и выноса вещества метасоматизирующими растворами.

Химический состав породы приведен в табл. 18.

Таблица 18

Химический состав габбро из морены северного борта р. Ражанисгеле

(Аналитик З. В. Васильева)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	47,15	CaO	16,15
TiO_2	1,07	Na_2O	1,15
Al_2O_3	11,60	K_2O	0,51
Fe_2O_3	2,93	P_2O_5	0,20
FeO	6,88	SO_3	Следы
MnO	0,19	H_2O^-	Не обн.
MgO	10,50	H_2O^+	1,66
		Сумма	100,08

Габбро ущелья Кудиши. В верховьях р. Кудиши наблюдалось несколько даек габбро и порфирита. Габбро представляет темно-серую среднезернистую породу. Структура панидиоморфная. Присутствуют сильно измененный плагиоклаз, вторичная, по пироксену, роговая обманка (*cNg* 16°) и биотит, акцессорный апатит и вторичные — кальцит, хлорит, серицит, эпидот и кварц.

Порфирит. Порода светло-серая, мелкозернистая; на сером фоне различаются бурые пятна лимонита и темные зеленовато-серые пластинки хлорита. Полнокристаллическая основная масса состоит из изо-

метрических зерен и лейст плагиоклаза, призматических, реже шестигранных пластинок хлорита, обесцвеченных чешуек биотита, рудного минерала, апатита и скоплений мелких кристалликов кварца, вероятно, постмагматического происхождения.

Вкрапленники, в количественном отношении уступающие основной массе, представлены плагиоклазом № 45 и псевдоморфозами хлорита по биотиту.

Габбро южного склона горы Гольдаш. На южном склоне горы Гольдаш имеется несколько даек небольшой мощности; у сел. Кахура обнажается альбитизированное габбро, другие дайки габбро изменены меньше.

Альбитизированное габбро состоит из плагиоклаза, эпидота, цоизита, кварца, сфена, рудного минерала и призматических кристалликов апатита. Габбро мелкозернистое темно-серого цвета, обладает панидиоморфной структурой. Состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена, обыкновенной роговой обманки (*cNg* 19°), ильменита, замещенного лейкоксеном, кальцита, хлорита и лимонита. Амфиболизированные участки моноклинного пироксена свидетельствуют о том, что роговая обманка образована по пироксену.

Диабаз южного склона горы Гольдаш. Порода темно-серая, имеет офитовую, иногда порфировидную структуру. Состоит из плагиоклаза № 33—45, моноклинного пироксена и небольшого количества роговой обманки, а также ильменита, замещенного бурым ватовидным лейкоксеном, хлорита и серицита. Моноклинный пироксен представлен авгитом (*cNg* 42°, 2*V* 52—54°); иногда в него пойкилитически включены мелкие кристаллы плагиоклаза. Местами кристаллы хлорита и роговой обманки замкнуты среди кристаллов плагиоклаза, образуя неправильные участки. Иногда хлорит представлен псевдоморфозами по биотиту.

Пироксениты горы Килет. На горе Килет (Абакур) среди образований дизской свиты обнажается интрузивное тело гетерогенного состава. Вмещающие породы В. И. Славин (1960 г., устное сообщение) по фаунистическим данным относит к лейасу, что требует уточнения. Основные породы рассматриваемого интрузива являются более ранними, чем кислые, так как последние во многих местах секут первые и включают в себя их останцы. В одном месте в диоритовой породе наблюдается измененный пироксенит (2 *см*). Возможно, что он является результатом переотложения основных элементов — продуктов метасоматической гранитизации. Пироксенит состоит из авгита (2*V* 55°, *cNg* 44—48°), роговой обманки и биотита, полных псевдоморфоз серпентина и талька по оливину, хлорита и рудного минерала.

Лейкократовое вещество гранитизирует входящие в дизскую свиту основные магматические породы, в результате чего на ранней стадии этого процесса возникают смешанные породы.

Амфиболиты образуются вследствие преобразования габброидов. Они темно-серые, почти черные, мелкозернистые, со сланцеватой текстурой. Состоят из роговой обманки (*cNg*18°), соссюритизированного плагиоклаза, эпидота, хлорита, цоизита и рудного минерала (ильменита). Эпидот образует частичные и полные псевдоморфозы по роговой обманке.

Габбро горы Килет. На некоторых образцах этих пород наблюдается смесь меланократовой и лейкократовой составных частей, причем лейкократовые продукты проникают в меланократовые, в результате чего последние обогащаются лейкократовыми составными частями.

Количественно-минеральный и химический составы описанных пород приведены в таблицах 19 и 20.

Диориты горы Килет. Породы состоят из плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, эпидота, хлорита, незначительного количества кварца и рудного минерала, приуроченного к кварцевым

зернам. В краевой фации интрузии и в мелких жилах встречаются темно-серые типичные порфировые породы с вкрапленниками моноклинного пироксена; они могут быть названы авгитовыми диоритовыми порфиритами.

Таблица 19

Количественно-минеральный состав габбро горы Килет

Минералы	Состав
Плагиоклаз	64
Моноклинный пироксен	8
Вторичные продукты по пироксену	27
Биотит	1
Акцессорные	Мало

Таблица 20

Химический состав габбро горы Килет

Окислы	1	2	Окислы	1	2
SiO_2	44,79	52,40	CaO	13,89	8,29
TiO_2	0,31	0,94	BaO	Нет	3,07
Al_2O_3	24,46	20,01	Na_2O	0,77	2,52
Fe_2O_3	1,96	4,50	K_2O	0,81	0,22
FeO	4,99	3,60	P_2O_5	0,87	Следы
MnO	0,27	0,14	H_2O^-	0,41	Нет
MgO	7,80	3,10	H_2O^+	2,87	1,20
			Сумма	101,20	99,99

1 — габбро горы Килет (аналитик К. П. Соколова);
2 — „ горы Кирар (аналитик О. Ф. Размадзе).

Роговообманковое габбро горы Кирар. К самым ранним образованиям Кирарской интрузии относятся роговообманковые габбро, которые инъецируются гранитоидами; переходными породами между ними являются меланократовые кварцевые диориты. Наблюдаются лейкократовые жилы, секущие габбро. Гранитоиды нередко содержат многочисленные, частично преобразованные останцы меланократовых пород — кварцевых диоритов.

Габбро состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, биотита и хлорита. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и рудным. В породе имеются жилки пренита с незначительной примесью кальцита. Роговая обманка образует крупные, часто идиоморфные кристаллы зеленого цвета с нормальным плеохроизмом и с cNg 21—33°; иногда в ней видны остатки моноклинного пироксена. Биотит в отдельных местах образует скопления и в свою очередь подвергнут хлоритизации. В некоторых разностях встречается оливин.

Кварцевые сиенит-диориты, гранитоиды, кварцевые габбро-монцониты

Кварцевые сиенит-диориты горы Килет. Данные породы темно-серые и равномернозернистые. Структура гипидиоморфная. Порода состоит из плагиоклаза, роговой обманки, эпидота, хлорита и кварца; из акцессорных минералов присутствуют сфен, апатит, циркон и рудный. Хлорит (по биотиту) имеет светло-зеленый цвет, сильный плеохроизм и ано-

мальную интерференционную окраску; судя по показателю преломления Nm 1,617±0,003, он относится к делесситу.

Средний количественно-минеральный состав описанных пород приведен в табл. 21.

Таблица 21

Средний количественно-минеральный состав кварцевого сиенит-диорита горы Килет

Минералы	Состав
Кварц	11
Калишпат	12
Плагиоклаз	69
Эпидот	1
Хлорит	7
Сфен	Мало
Акцессорные	—
Сумма	100

Гранитоиды горы Кирар. Структура гипидиоморфная, иногда порфировидная. Калиевый полевой шпат, представленный анортоклазом (—2V 63°), образует крупные, местами слегка мутноватые, большей частью ксеноморфные, реже идиоморфные кристаллы; в него часто пойкилитически включены идиоморфные кристаллики плагиоклаза, роговой обманки и чешуйки биотита. Плагиоклаз (андезин № 41—55), кроме пойкилитических вростков в калиевом полевом шпате, образует крупные идиоморфные, серицитизированные зональные и полисинтетически сдвойникованные кристаллы. Роговая обманка почти всегда представлена идиоморфными зелеными кристаллами разной величины с нормальным плеохроизмом и с cNg16—23°. Иногда в ней наблюдаются бесцветные пятна — остатки пироксена с высокими цветами интерференции и с cNg 45°.

Химический состав пород приведен в табл. 22.

Таблица 22

Химический состав гранитоида горы Кирар

(Аналитик О. Ф. Размадзе)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	67,82	Na_2O	3,34
TiO_2	0,32	CaO	3,43
Al_2O_3	16,64	K_2O	3,87
Fe_2O_3	1,77	P_2O_5	0,08
FeO	1,14	SO_3	Следы
MnO	0,22	H_2O^-	Нет
MgO	0,78	H_2O^+	0,40
		Сумма	90,81

Аплиты горы Кирар. Породы мелкозернистые, слагают жилы, богатые кварцем и калиевым полевым шпатом. Содержат плагиоклаз, чешуйки биотита, эпидот и рудный минерал.

В результате метасоматической гранитизации терригенные породы дизской свиты также преобразуются. За счет глинистых сланцев и песчаников возникают роговики и кварциты; известняки переходят в скарны и эпидот-цоизитовые и эпидот-плагиоклазовые породы.

Роговики. Породы темные, коричневато-серые, состоят из большого количества зерен кварца разной величины и формы, а также многочисленных мелких чешуек коричневого биотита, мусковита; значительно меньше здесь полевого шпата, апатита, циркона и рудного минерала, образующих роговиковую структуру.

Скарны. Данные образования состоят из большого количества крупных, почти бесцветных, слегка зеленоватых кристаллов цоизита и эпидота с высокими аномальными цветами интерференции, потерявшего кристаллические очертания серицитизированного плагиоклаза, бледно-зеленых, различной величины и формы зерен моноклинного пироксена (диопсида) с cNg 30—33° и $2V$ 44°, небольшого количества зеленой роговой обманки с нормальным плеохроизмом, кальцита, незначительного количества хлорита, сфена, редко кварца и граната; последний слагает жилки, по краям которых расположен диопсид.

Кварцевые габбро-монцониты сел. Дизи. Вдоль Верхнесванетского шоссе, на правом берегу р. Ингури, в районе сел. Дизи среди пород дизской свиты, представленных полосчатыми кварц-биотитовыми роговиками, встречается ряд интрузивных тел. Состав роговиков довольно сложный; в них отмечены скопления графита, выделения плагиоклаза, роговой обманки, эпидота и кальцита, расположенных полосчато. Светлые полосы часто содержат плагиоклаз, изредка гранат и тремолит. Из рудных минералов встречаются пирротин, пирит, халькопирит, галенит и молибденит.

Среди интрузий, залегающих в дизской свите, встречаются роговообманковые габбро аналогичного приведенному состава, а также продукты его метасоматического преобразования — кварцевые монцониты и кварцевые сиенит-диориты. Несколько небольших тел обнажается вблизи сел. Дизи.

Первый выход кварцевого монцонита встречен около выхода метаморфизованного диабаза Прохоровской скалы. Количественно-минеральный состав пород приведен в табл. 23.

Таблица 23

Средний количественно-минеральный состав интрузивных пород сел. Дизи

Минералы	Состав
Кварц	6
Калишпат	30
Плагиоклаз	53
Биотит	Мало
Моноклинный пироксен	Мало или нет
Роговая обманка	9
Хлорит	Мало
Акцессорные	2

Второй выход мощностью 8 *м* находится в 50 *м* от первого. Порода его по составу аналогична породе предыдущего выхода, отличаясь лишь меньшим содержанием кварца и несколько большим содержанием роговой обманки; различие улавливается также и в структуре; порода первого выхода имеет монцонитовую структуру, второго — гипидиоморфную. Третий выход обнажается у шоссе сел. Дизи; по склону он продолжается

на значительном расстоянии. Структура породы выхода обычно монцонитовая, реже гипидиоморфная. В минеральном составе ее наблюдаются колебания, что видно в табл. 24; в породе содержатся хлорит, апатит, сфен и рудный минерал.

Таблица 24

Химический состав кварцевого габбро-монцонита

(Аналитик В. А. Молева)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	61,58	CaO	4,86
TiO_2	0,50	BaO	0,06
Al_2O_3	17,94	Na_2O	4,08
Fe_2O_3	2,13	K_2O	4,18
FeO	2,53	P_2O_5	0,25
MnO	0,15	H_2O^-	0,12
MgO	1,25	H_2O^+	0,55
		Сумма	100,24

Гранитоиды сел. Дизи. Породы имеют неправильные формы залегания. Структура их гипидиоморфная, иногда монцонитовая. В состав пород входят: кварц с волнистым погасанием, калиевый полевой шпат (микроклин) с $2V$ 70°, плагиоклаз ряда олигоклаза, биотит, роговая обманка с cNg 16—18°, хлорит (по биотиту) и акцессории — апатит, сфен и рудный минерал.

Гранитоиды сел. Дизи содержат темно-серые мелкозернистые останцы меланократовых кварцевых диоритов и кварцевых монцонитов. Средний количественно-минеральный состав описанных пород приведен в табл. 25.

Таблица 25

Средний количественно-минеральный состав гранитоидов сел. Дизи

Минералы	Состав
Кварц	16
Калишпат	24
Плагиоклаз	17
Биотит	6
Роговая обманка	7
Акцессорные	Мало
Сумма	100

Выводы

Дизская свита представляет верхнепалеозойско-триасовый вулканогенно-осадочный комплекс. Входящие в его состав терригенные образования и синхроничные с ними вулканические породы (эффузии, их туфы и породы подводящих каналов) сильно метаморфизованы. За их счет образованы различные метаморфические породы.

Основные магматические породы в связи с фазой складчатости подверглись метаморфизму и гранитизации, в результате чего в ряде мест образовались кварцевые габбро-монцониты, кварцевые сиенит-диориты и гранитоиды. Последние по своему петрографическому характеру не похожи на батские интрузии и обнаруживают сходство с древними интрузиями.

Абсолютный возраст (154 млн. лет) гранитоидов горы Кирар отвечает интервалу верхний триас — нижняя юра (Рубинштейн, 1955).

Зона Грузинской глыбы

Дзирульский кристаллический массив

Общие сведения

Дзирульским кристаллическим массивом называют обнаженную часть Грузинской глыбы. Массив сложен главным образом гранитоидами, а также амфиболитами, габброидами, кристаллическими и метаморфизованными сланцами. Возраст кристаллических сланцев пока не определен; их материнские породы, возможно, относятся к докембрию или нижнему палеозою; возраст слабо метаморфизованных сланцев (филлитов) устанавливается на основании кембрийских археоциат, найденных в линзах карбонатных фаций (Кузнецов, 1931). Эти сланцы по аналогии с подобной свитой Северного склона Большого Кавказа мы именуем нижнепалеозойской метаморфической свитой (Заридзе, 1953).

Свиты кристаллических и нижнепалеозойских метаморфических сланцев Дзирульского массива, по мнению некоторых авторов (Чихелидзе, 1948), образовались в результате единого цикла осадконакопления. Надо отметить, что выходы этих свит на поверхности между собой не связаны; не обнаруживается также в каком-нибудь определенном направлении постепенного увеличения или уменьшения степени метаморфизма пород свит. В то же время в кристаллических сланцах встречаются менее метаморфизованные, а в нижнепалеозойской метаморфической свите — более метаморфизованные участки, что обусловлено инъекциями лейкократового материала.

Химический состав описанных пород приведен в табл. 26.

Таблица 26

Химический состав пород Дзирульского кристаллического массива

Окислы	Состав		Окислы	Состав	
	1	2		1	2
SiO	46,32	50,82	Na_2O	0,89	1,29
TiO_2	1,20	0,89	K_2O	1,38	1,92
Al_2O_3	15,12	15,88	P_2O_5	0,17	0,13
Fe_2O_3	11,71	5,81	Cr_2O_3	0,02	0,03
FeO	3,97	5,14	NiO	Нет	Следы
MnO	0,07	0,05	SO_3	0,75	0,06
MgO	7,60	8,22	H_2O^-	0,56	0,18
CaO	8,84	8,63	H_2O^+	1,08	1,10
			Сумма	99,69	100,10

1 — окварцованный амфиболит (аналитик Н. Оманидзе);
2 — роговообманково-биотитовый сланец (аналитик А. Цинцадзе).

В амфиболитах иногда наблюдается биотитизация роговой обманки. При более сильном процессе биотитизации порода проявляет рассланцованность вплоть до образования роговообманково-биотитовых сланцев. Местами биотит в свою очередь частично или полностью переходит в мусковит, либо хлорит. Одновременно увеличивается количество привнесенного материала, в результате чего возникают типичные для Дзирульского массива инъецированные кристаллические сланцы и грани-

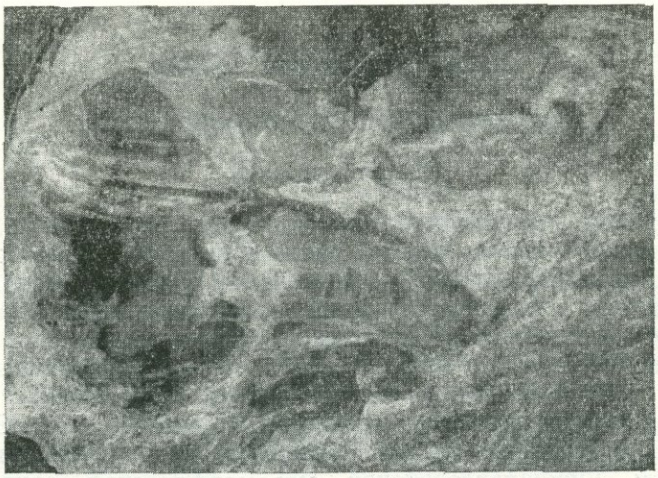


Рис. 8. Амфиболиты, инъецированные лейкократовым материалом. Дзирульский массив, ущелье р. Вашлевура, правый приток р. Дзирула

тоиды. Наблюдается интенсивный метасоматоз, обусловленный взаимодействием между привнесенным веществом, главным образом кремния, натрия и калия, и материалом боковых пород, богатых магнием, железом и кальцием (рис. 8).

Кристаллические сланцы и амфиболиты

Амфиболиты. Это темно-серые, мелкозернистые, плотные, обычно нерассланцованные породы.

Главными составными минералами их являются роговая обманка и плагиоклаз. В некоторых амфиболитах наблюдается образование из счет роговой обманки биотита, который в свою очередь в той или иной степени хлоритизируется; при появлении биотита порода приобретает сланцеватый облик. Наряду с обыкновенной роговой обманкой иногда встречается лучистая ее разность (актинолит), возникшая также за счет обыкновенной роговой обманки. Местами наблюдается инъецированный кварц, образующий скопления мелких зерен и жилки, к которому в отдельных случаях в незначительном количестве примешивается калиевый полевой шпат, нередко образующий также жилки. Плагиоклаз (лабрадор-олигоклаз) то идиоморфный, то ксеноморфный, иногда образует двойники, сильно серицитизирован или соссюритизирован, в некоторых случаях пренитизирован. В небольшом количестве встречаются кальцит и пренит, возникшие за счет плагиоклаза и роговой обманки, и эпидот, выделившийся в результате распада роговой обманки. Из акцессорных встречаются сфен, циркон, апатит и рудный, образование которых зависит от интенсивности привноса.

Химический состав амфиболитов указывает на их основной характер.

Перейдем к характеристике преобразованных амфиболитов, рассматривая их в порядке возрастания степени метаморфизма.

Роговообманково-биотитовые сланцы. Как уже отмечалось, под воздействием инъекции лейкократового материала образуются темно-серые, почти черные рассланцованные породы,— роговообманково-биотитовые сланцы, которые полностью или частично поглощают привнесенный материал путем метасоматоза. Текстура пород почти всегда сланцеватая, структура иногда порфировидная, что обусловлено присутствием плагиоклаза, окаймленного сравнительно мелкозернистым инъецированным материалом.

В состав породы входят кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, роговая обманка, биотит и акцессории — циркон, апатит, сфен, ортит и рудный минерал. Не все названные минералы присутствуют в описываемых сланцах одновременно. Это относится главным образом к калиевому полевому шпату, наличие которого зависит от интенсивности инъекции.

Кварц обычно входит в состав породы в небольшом количестве, реже отсутствует; иногда в нем имеются включения игольчатых кристаллов рутила, образующего зерна различных размеров, которые располагаются вдоль сланцеватости породы или окружают идиоморфный плагиоклаз; в некоторых случаях мелкие прожилки кварца пересекают плагиоклаз и калиевый полевой шпат; при наличии последнего он чаще входит в состав микропегматитовых и мирмекитовых вростков, иногда же встречается в виде жилоподобных тел и самостоятельных кристаллов. Плагиоклаз (олигоклаз) количественно преобладает над другими минералами, образуя как крупные, сильно серицитизированные, так и мелкие свежие кристаллы, похожие на основную массу порфировых пород; крупные кристаллы плагиоклаза, несомненно, являются первичными, мелкие — привнесенными; среди мелких кристаллов встречены отдельные измененные зерна, являющиеся, по-видимому, остатками плагиоклаза амфиболита. Роговая обманка обыкновенная, cNg 14—16°; местами в ней наблюдаются пятна биотита, свидетельствующие о начавшемся процессе биотитизации. Биотит в том или ином количестве содержится во всех сланцах; он свежий или частично хлоритизированный; иногда в нем наблюдаются пятна эпидота либо цоизита, выделившихся, по-видимому, при биотитизации роговой обманки; чешуи биотита в некоторых случаях разорваны и сцементированы агрегатом мелких зерен кварца и плагиоклаза. Эпидот встречается также в виде отдельных зерен. Циркон приурочен главным образом к биотиту; характеризуется типичным для него плеохроизмом; его образование связано с процессом биотитизации роговой обманки, так как в последней циркон не встречен. Апатит содержится в довольно большом количестве; приурочен к железисто-магнезиальным минералам, иногда включен в плагиоклаз; происхождение его, вероятно, также метаморфическое. Сфен имеется не во всех образцах, но в отдельных случаях присутствует в значительном количестве; образует мелкие неправильные, иногда плеохроирующие кристаллы; также, по-видимому, является новообразованным минералом. Рудный минерал возникает за счет диссоциации железисто-магнезиальных силикатов.

Рассмотренные породы, как видно из приведенного описания, до инъекционного метаморфизма представляли собой амфиболиты. Плагиоклаз этих пород сильно изменен — серицитизирован и соссюритизирован; при более интенсивной инъекции плагиоклаз как бы очищается от вторичных продуктов, которые переходят в раствор, мигрируют в верхние части массива, а затем при соответствующих условиях выпадают как первичные для данной среды минералы. На фоне привнесенного мелкозернистого кварцево-полевошпатового материала плагиоклаз придает породе порфировидный облик; в отдельных случаях мелкие непра-

вильные его останцы встречаются среди явно инъецированного материала. Входящие в состав пород кварц и, возможно, часть плагиоклаза являются привнесенными. Биотит, несомненно, образовался за счет роговой обманки в результате инъекционного метаморфизма. Образование акцессорных минералов обусловлено тем же фактором; об этом свидетельствуют в отдельных случаях их большие скопления, приуроченные к железисто-магнезиальным минералам, и отсутствие или незначительное содержание этих минералов во вмещающих основных магматических породах, в частности в амфиболитах. Например, как уже отмечалось, включения циркона в роговой обманке не наблюдаются, в биотите же, несомненно являющемся продуктом преобразования роговой обманки, этот минерал иногда содержится в большом количестве.

Биотитовые и двуслюдяные сланцы. На относительно позднем этапе преобразовательного процесса, направленного к установлению равновесной системы, образуются биотитовые сланцы, которые в отличие от предыдущих пород не содержат роговой обманки или содержат ее в незначительном количестве. Наряду с этим наблюдается образование мусковита за счет биотита. Кроме того, в породах почти всегда присутствует лейкократовый инъецированный материал в виде кварца, реже калиевого полевого шпата, а также плагиоклаза олигоклазового ряда.

В рассматриваемых породах привнос вещества наблюдается в большом количестве. В роговообманково-биотитовых сланцах SiO_2 содержится 50,82%, в биотитовом же сланце 54,90%. В последней породе содержание MgO и CaO по сравнению с первой значительно меньше, а K_2O больше; то же можно сказать и относительно содержания Na_2O, которого в биотитовом сланце значительно больше.

Инъекции лейкократового материала почти всегда отмечаются вдоль сланцеватости; изредка при их разветвлении они имеют поперечное к сланцеватости направление, вследствие чего нарушается параллельная полосчатость породы. Наблюдается чередование следующих полос: биотит-мусковитовых, чисто кварцевых, богатых плагиоклазом кварцевых и почти плагиоклазовых. Очень редко встречаются биотит-мусковитовые сланцы, содержащие лишь единичные зерна плагиоклаза.

В более мощных кварц-плагиоклазовых пачках пород взаимоотношения между плагиоклазом и кварцем нехарактерны для гранитовой структуры. Плагиоклаз идиоморфен по отношению к кварцу только в некоторых случаях, чаще же он образует с кварцем мелкозернистую смесь; обычно они врастают друг в друга. Иногда в крупных зернах кварца помещаются зерна плагиоклаза, окруженные калиевым полевым шпатом. В отдельных случаях биотит вступает в химическую реакцию с веществом плагиоклаза, вследствие чего на границе двух названных минералов образуется мусковит. Переход между всеми тремя минералами постепенный, вследствие чего они выглядят как один индивид. В результате реакции двойного обмена плагиоклаз срастается с кварцем, образуя микропегматит. Наряду с этим в той же породе наблюдается мусковитизация отдельных чешуек биотита. Мусковит образуется за счет биотита, переходя к периферии в волосовидный минерал, который отличается от него лишь своим габитусом; интерференционные цвета, погасание и другие признаки подобны таковым у мусковита. Аналогичный волосовидный минерал образуется и за счет биотита; иногда же, по-видимому при полных псевдоморфозах, названный минерал встречается отдельно и напоминает волосовидный силлиманит (фибролит). В той же породе присутствует кордиерит, представленный крупными кристаллами; изредка в довольно большом количестве в нем имеются биотит и силлиманит; кордиерит испещрен жилками минерала, похожего на серпентин.

В описанных породах встречаются те же акцессорные минералы, что и в роговообманково-биотитовых сланцах. В одном случае в слюдяной полосе инъецированного двуслюдяного сланца был встречен почти изотропный зеленовато-голубой минерал, обладающий низкими интерференционными цветами и высоким рельефом, представляющий собой хлоритоид. При мусковитизации биотита циркон в породах исчезает.

Нижнепалеозойская метаморфическая свита

Материнские породы, давшие нижнепалеозойскую метаморфическую свиту (филлиты), являются геосинклинальными образованиями. Установить границы нижнепалеозойской геосинклинали весьма трудно ввиду размыва большей части пород свиты и ее преобразования в результате инъекционного метаморфизма.

Свита развита в двух районах Дзирульского массива: Чорчана-Уцлевском и Бжиневском. В первом она протягивается 14-километровой полосой, максимальная ширина которой достигает 1,5 *км*. Выход у сел. Бжиневи значительно меньше. Простирание свиты в целом и плоскостей сланцеватости пород северо-восточное.

Основные и ультраосновные породы свиты — серпентиниты, габбро и др. — синхроничны секущим, кристаллические сланцы — основным породам. Амфиболиты и серпентиниты, подвергшиеся отальк ованию, встречаются лишь в Чорчана-Уцлевском выходе свиты. Серпентиниты залегают всегда согласно, секутся габбро. Это можно наблюдать, например, в выходе серпентинита севернее сел. Чорчана. В окрестностях сел. Чорчана, в местности Дедакалия линза мрамора, залегающая в сланцах свиты, сечется гиперстеновым порфиритом, обнаруживающим серпентинизацию. Чорчана-Уцлевский выход метаморфических сланцев часто секут розовые мелкозернистые лейкократовые породы — кварцевые порфириты и кварцевые порфиры, образующие скалистые обнажения. В русле р. Лопанисцхали, у южной границы свиты имеется выход амфиболита, испещренный лейкократовыми жилками.

Отальк ование части серпентинитов связано с конечной стадией деятельности гранитообразующих водных флюидов, на что указывает наличие кварцевых прожилков в этих отальк ованных участках. Кроме того, в серпентинитах р. Чешори наряду с неравномерным отальк ованием пород в отдельных местах наблюдаются тальковые прожилки мощностью 2—3 *см*, обнаруживающие кристаллическое строение. Образовались они, по-видимому, в результате переотложения талька под действием циркулирующих водных растворов, способствующих отальк ованию серпентина. Наличие в филлитовых сланцах талька (пропитанных тальком филлитов) можно объяснить тем же процессом.

В некоторых частях метаморфической свиты встречаются более молодые жилы диабаз-порфиритовых пород.

Осадочные породы описываемой свиты, изученные нами по разрезам, составленным вкрест простирания, не обнаруживают постепенного возрастания степени метаморфизма в каком-нибудь определенном направлении. Это свидетельствует о том, что породы свиты претерпели метаморфизм в основном не в геосинклинальную стадию развития, а в стадию орогенеза, когда осадки в значительной степени были уже собраны в складки и происходили сильные инъекции лейкократового материала, явившиеся главным метаморфизующим фактором для данной свиты.

Ниже приводится характеристика главных типов пород, слагающих метаморфическую свиту.

Аркозовые песчаники. Породы темно-серого цвета, слабо сланцеватые, с налетами лимонита. В состав их входят обломки кварца различных размеров и формы, плагиоклаза, слюды и апатита, сцементирован-

ных тонкозернистым материалом того же состава с примесью значительного количества лимонита.

Граувакковые песчаники. Породы рассланцованные, с налетами лимонита; структура бластопсаммитовая. В состав пород входят обломки минералов — кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и обломки пород — микропегматита и порфирита и, кроме того, кварц-плагиоклазовых, кварц-плагиоклаз-хлоритовых, плагиоклаз-калишпат-хлоритовых и кварц-мусковит-плагиоклазовых пород, глинистых сланцев и частично песчаников. Встречаются также содержащие графит или целиком графитовые обломки, к которым примешиваются чешуйки хлорита. В состав цемента обычно входят кварц, серицит, мусковит, хлорит, кальцит, иногда плагиоклаз; изредка попадаются циркон, апатит и рудный минерал.

Обломки перечисленных пород и цементирующее вещество встречаются не во всех граувакковых песчаниках одновременно. Кварц преобладает над другими обломками; имеет зубчатые контуры, что объясняется, по-видимому, растворением и реакционным взаимодействием с веществом цемента при метаморфизации; некоторые крупные зерна обнаруживают волнистое погасание или даже раздроблены и вновь залечены цементирующим веществом; иногда встречается инъецированный кварц, образующий прожилки и скопления. Калиевый полевой шпат присутствует в подчиненном количестве, имеет пертитовую и микропегматитовую структуры; часто он свежий и прозрачный. Плагиоклаз по сравнению с кварцем представлен более мелкими зернами, свежими и полисинтетически сдвойникованными и измененными; в последнем случае двойниковую структуру он не обнаруживает; крупные обломки в отдельных случаях разъедены цементирующим веществом; вследствие разрушения плагиоклаз теряет свои очертания и как бы растворяется в цементирующем веществе. Кварц, калиевый полевой шпат и плагиоклаз встречаются в виде самостоятельных зерен, а также входят в состав обломков пород.

Серицитовые песчаники. Порода желтовато-серого цвета, частично окварцованная, с шелковистым блеском и пятнами гидроокислов железа. Структура ее бластопсаммитовая или бластоалевритовая. Параллельное расположение новообразованной слюды и рудного минерала придает породе сланцеватую текстуру. В состав песчаника входят плохо окатанные мелкие обломки кварца, кристаллы сильно серицитизированного полисинтетически сдвойникованного или шахматного плагиоклаза, являющегося, по-видимому, как и присутствующий иногда калиевый полевой шпат, привнесенным.

Помимо этого, в породе содержатся чешуйки мусковита и серицита. Цементом служат слюда (серицит, мусковит), кварц, полевой шпат, рудный минерал и частицы глинистого вещества; кроме названных минералов, встречаются циркон, апатит и изредка андалузит.

Инъецированные углисто-глинистые сланцы. Названные породы имеют зеленовато-серый цвет и шелковистый блеск. Они интенсивно рассланцованы. Под микроскопом порода обнаруживает полосчатое строение. Чередуются полосы, богатые глинистым веществом, кварцем и углистым веществом.

В состав породы входят: глинистое вещество, углистое вещество (графит), хлорит, кварц, полевой шпат, эпидот и рудный минерал. В полосах глинистого вещества содержится большое количество мельчайших зерен эпидота, обнаруживающих высокие аномальные цвета интерференции только при скрещенных николях. Углистое вещество серовато-черное, непрозрачное, не реагирует на поляризованный свет; входит в породу в небольшом количестве и располагается полосами. Хлорит встречен в довольно большом количестве; представлен он зелеными чешуями различных размеров с нормальным плеохроизмом; чешуи

всегда ориентированы параллельно; хлорит образует полосы и линзы; кое-где в нем наблюдаются коричневатые с высокими цветами интерференции участки, указывающие на начавшийся процесс биотитизации. Материал полос обычно мелкозернистый, реже крупнозернистый, инъецирован кварцем и полевым шпатом; здесь же встречаются крупные зерна рудного минерала. Масса сланца рассекается полосами кварца. Циркон и апатит в породе отсутствует.

Инъецированные слюдисто-глинистые сланцы. Породы серые, слегка зеленоватые, тонкосланцевые и полосчатые. Слюдяные полосы чередуются с кварц-полевошпатовыми и лимонитовыми. Материал слюдяной полосы пропитан, а местами разорван инъецированным кварц-полевошпатовым материалом.

Порода состоит из глинисто-углистого вещества, мусковита, кварца, плагиоклаза и лимонита. Слюда представлена главным образом мусковитом и в малом количестве серицитом; полосы слюды всегда содержат глинисто-углистое вещество, придающее им землистый облик; оно образует также непрозрачные скопления. В привнесенном материале кварц преобладает над полевым шпатом.

Хлорит-слюдяные сланцы. Породы серые, тонкосланцеватые, имеют шелковистый блеск. Структура лепидобластовая. В состав пород входят серицит и мусковит, хлорит, кварц (мало), полевой шпат, рудный минерал и глинистое вещество. Слюда встречена в большом количестве; местами она окрашена лимонитом; наблюдается постепенный переход серицита в мусковит. Хлорит содержится в изобилии, образует зеленые, слабо плеохроирующие мелкие чешуйки. В отдельных местах встречаются скопления кварца; наблюдается преобразование хлорита в биотит. Глинистое вещество, представленное мельчайшими зернами, как и хлорит, имеет локальное развитие, являясь, по-видимому, реликтом материнской породы филлита.

Слюдисто-графитовые сланцы. Породы серые, тонкосланцеватые, с шелковистым блеском. Состоят из очень мелких, с трудом определимых зерен кварца и полевого шпата, серицита, рудного минерала, графита, пелитового вещества и несколько более крупнозернистых участков и гнезд кварца, серицита и полевого шпата; местами чешуйки серицита преобразованы в мусковит. Графит содержится иногда в значительном количестве в виде тонкой пыли, рассеянной по всей породе.

Мраморы. Рядом с только что описанным сланцем имеется линза темно-серого полосчатого мрамора мощностью 10—15 *м*. Порода состоит из кристаллов кальцита, незначительного количества рудного минерала и темно-серых, почти черных полос пелитоморфного кальцита, цвет которого, по-видимому, обусловлен примесью тонко распыленного графита.

Кварц-слюдяные сланцы. Структура сланцев микролепидобластовая. Порода состоит в основном из серицита и мусковита, образующих полосы. Мусковит появляется в результате постепенного увеличения чешуй серицита. В состав породы входят также хлорит, рудный минерал, графит и инъецированный кварц, к которому примешивается полевой шпат. По-видимому, в связи с обилием привнесенного материала сланец приобретает плойчатость. В породе иногда встречаются единичные зерна андалузита, появляются мелкие чешуйки биотита, образовавшегося за счет хлорита.

Кварц-мусковит-хлоритовые сланцы. Для данных сланцев характерен шелковистый блеск и пятна лимонита. Структура их лепидобластовая, текстура сланцевая.

В состав пород входят серицит, мусковит, кварц, рудный минерал и глинистое вещество с примесью графита. В незначительном количестве содержатся апатит и гранат. Слюда является главным минералом, с ней связаны землистые продукты, в состав которых, по-видимому, вхо-

дит также эпидот-цоизит. Кварц присутствует в подчиненном количестве, образует жилки и скопления, иногда он распылен в чешуйках слюды в виде мелких изометричных зерен. Содержание хлорита меньше, чем кварца; он представлен пластинками, имеющими низкие аномальные цвета интерференции.

Полосчатость породы обусловлена послойным чередованием кварца и серицита с хлоритом. Кварцевые полосы обогащены хлоритом и слюдой, а серицит-хлоритовые — кварцем; преобладают последние; полосы эти обнаруживают плойчатость.

В некоторых сланцах кварц почти отсутствует, и мы имеем дело с мусковит-хлоритовыми разностями, в других же отсутствует хлорит, и тогда сланец является кварц-мусковитовым; мусковит образуется за счет перекристаллизации серицита. В незначительном количестве в этих разностях наблюдается калишпат.

Кварц-мусковит-гранатовые сланцы. Породы темно-серые, почти черные, тонко рассланцованные, с инъекциями кварца, в отдельных случаях обнаруживают очковую текстуру.

В состав сланцев входят мусковит, серицит, хлорит, кварц, плагиоклаз, гранат, апатит и рудный минерал. Мусковит образует иногда бесцветные перистые чешуйки.

В ассоциации с ним, но в меньшем количестве, встречается серицит. Рудный минерал представлен главным образом лимонитом, часто окрашивающим соседние чешуйки мусковита. Гранат встречается в виде различных по величине и форме зерен, бесцветных и аномальных, лимонитизированных, рассеянных по всей породе или образующих скопления; иногда он представлен порфиробластами, хлоритизирован, наблюдаются его включения в кварце. Гранат образован в результате инъекционного метаморфизма.

Хлорит присутствует в малом количестве, имеет светло-зеленый цвет, обнаруживает слабый плеохроизм и низкую лавандово-синюю интерференционную окраску. Кварц представлен в виде мелкозернистой мозаики, гнезд и жилок; его инъекционное происхождение не вызывает сомнений. Присутствующий в некоторых образцах плагиоклаз также инъекционного происхождения.

Гранат-хлоритоид-мусковитовые сланцы. Породы крупнозернистые, состоят из неправильно расположенных чешуй слюды, кварца, полевого шпата, хлоритоида и граната; крупные зерна образуют главным образом два последних. Все минералы окрашены лимонитом в бурый цвет. Слюда в основном представлена мусковитом, а также серицитом, который пропитан лимонитом и имеет ржавый цвет. Мусковит, по-видимому, образован за счет серицита. Встречаются единичные крупные чешуи биотита. Хлоритоид, присутствующий в большом количестве, образует идиоморфные призматические, сильно трещиноватые кристаллы; трещины выполнены лимонитом, вследствие чего он также окрашен в бурый цвет; сравнительно чистый хлоритоид светло-голубовато-серый; цвета его интерференции низкие, аномальные, рельеф шагреневый, сингония триклинная, $2V \pm 53°$, показатель преломления больше 1,7. Гранат бесцветный и прозрачный; аналогично другим минералам окрашен лимонитом. Кварц и особенно полевой шпат встречаются в малом количестве.

Порода образована в результате инъекционного метаморфизма.

* * *

1. На основании приведенной петрографической характеристики пород, слагающих нижнепалеозойскую метаморфическую свиту Дзирульского массива, можно сделать заключение, что до проявления метасоматической гранитизации они представляли собой главным образом

глинистые сланцы, вулканические образования, а также различные песчаники — аркозовые, граувакковые и др.,— находящиеся в подчиненном количестве. Последние указывают на то, что терригенный материал нижнепалеозойской геосинклинали являлся продуктом размыва гранитоидов, следы которых в настоящее время в Дзирульском массиве не сохранились.

Относительно происхождения новообразованных минералов в породах нижнепалеозойской метаморфической свиты можно сделать ряд выводов. Графит образован из углистого вещества, входящего в состав аспидных сланцев. Хлорит, по-видимому, содержался в филлитах до метасоматической гранитизации. Кварц почти во всех случаях, за исключением, разумеется, песчаников, был инъекционного происхождения; иногда инъецированный кварц встречается также и в песчаниках. Тот же генезис имеют калиевый полевой шпат, плагиоклаз и мусковит. В подчиненном количестве в сланцах встречается биотит, несомненно образованный за счет хлорита, на что указывает наличие в хлорите интенсивно инъецированных сланцев пятен биотита. Гранат, хлоритоид, андалузит, турмалин, силлиманит и некоторые другие минералы возникли под воздействием тех же факторов.

В нижнепалеозойской метаморфической свите в отдельных случаях встречаются сильно метаморфизованные сланцы, внешне похожие на некоторые разности кристаллических сланцев Дзирульского массива. Несмотря на это, у названных пород вырисовываются следующие отличительные особенности.

2. В сланцах нижнепалеозойской метаморфической свиты хлорит является главным минералом, присутствующим как в слабо, так и в сильно метаморфизованных разностях. По-видимому, он образовался в результате метаморфизма вулканического материала.

В сильно метаморфизованных сланцах пластинки хлорита постепенно меняют свою окраску и приобретают высокие цвета интерференции — происходит процесс биотитизации. Включения игольчатого рутила (сагенита) в хлорите не содержатся; он обычно образуется при хлоритизации биотита, наблюдающейся в кристаллических сланцах. Биотитизация происходит пятнами. Таким образом, биотит метаморфической свиты образуется за счет хлорита в результате инъекционного метаморфизма, причем чем мощнее инъекции, тем интенсивнее процесс биотитизации.

В кристаллических сланцах биотит образован за счет роговой обманки, хлорит возникает в результате хлоритизации биотита. Материнскими породами, давшими кристаллические сланцы, являются главным образом амфиболиты, а для нижнепалеозойской метаморфической свиты — хлорит-серицитовые глинистые сланцы и песчаники.

3. Для метаморфических сланцев характерно содержание серицита. Мусковит встречается только в сильно инъецированных сланцах. Его образование за счет перекристаллизации серицита не вызывает сомнений. Серицит иногда образуется за счет плагиоклаза, главная же его часть, возможно, возникла в результате метаморфизма сланца.

Материнскими породами, давшими сильно метаморфизованные породы,—комплекс кристаллических сланцев, гнейсовидные биотитовые и двуслюдяные кварцевые диориты, — являются главным образом амфиболиты, на что указывает наличие в их химическом составе Cr_2O_3. Амфиболиты же образовались из основных магматических пород.

Процесс образования амфиболитов из основных магматических пород, заключавшийся главным образом в переходе пироксена в роговую обманку и в нарушении первичной структуры магматической породы, происходил без существенного привноса лейкократового материала при участии водных растворов и паров (флюидов).

Основные интрузии, секущие кристаллические сланцы и амфиболиты

В нескольких местах можно наблюдать пересечение кристаллических сланцев габброидами. Так, в ущелье р. Вашлевура (правый приток р. Дзирула) роговообманково-биотитовый сланец сечется темно-серым крупнозернистым пироксен-роговообманковым габбро (табл. 27), в котором видны довольно крупные, достигающие 1 *м* ксенолиты.

Таблица 27

Химический состав габбро

(Аналитики Н. Оманидзе, П. Тауглих и А. Цинцадзе)

Окислы	Состав		Окислы	Состав	
	1	2		1	2
SiO_2	44,64	59,88	Na_2O	1,33	0,78
TiO_2	0,12	0,76	K_2O	1,11	4,67
Al_2O_3	25,92	20,43	P_2O_5	0,16	0,13
Fe_2O_3	3,07	1,73	Cr_2O_3	Нет	0,02
FeO	2,43	4,99	SO_3	0,22	0,02
MnO	0,08	0,05	H_2O^-	0,50	0,40
MgO	7,48	2,73	H_2O^+	1,40	2,12
CaO	11,76	1,05			
			Сумма	100,22	99,76

1 — пироксен-роговообманковое габбро р. Вашлевура;
2 — роговообманково-биотитовое габбро р. Гезрула.

Габбро состоит из большого количества основного плагиоклаза и относительно меньшего количества моноклинного пироксена, перешедшего в роговую обманку.

На правом склоне ущелья р. Рикотула, вдоль шоссе обнажается роговообманково-биотитовое габбро, представляющее преобразованный останец в биотитовых кварцевых диоритовых гнейсах, который вместе с кварцевым диоритовым гнейсом сечется пегматитом, гранодиоритом и мелкозернистым биотитовым гранитом. Габбро мелкозернистое, состоит из плагиоклаза, роговой обманки и образовавшегося в большом количестве за ее счет биотита.

Вдоль того же шоссе обнажаются двуслюдяные сланцы, секущиеся окварцованным тремолит-биотитовым габбро, которое в свою очередь пересекается амфиболизированным пироксенитом; одновременно габбро сечется аплитом и биотитовым кварцевым диоритовым пегматитом; тонкие прожилки кварца внедряются также и в пироксенит, что указывает на более древний возраст последнего, чем процесс окварцевания. Вблизи имеется массив микроклинизированного пироксен-роговообманкового габбро, секущегося пироксеновым порфиритом и мелкозернистым роговообманковым гранитом; пироксеновый порфирит пересечен эпидот-цоизитовой жилой. Недалеко от этого выхода обнажается роговообманковое габбро, которое сечется жилой мелкозернистого микроклинизированного роговообманкового габбро мощностью 0,3 *м*.

Окварцованное тремолит-биотитовое габбро состоит из ровно погасающего кварца, образующего скопления, всегда серицитизированного, идиоморфного и сдвойникованного плагиоклаза (№ 40—45) и лучистой, и волокнистой роговой обманки (тремолита), в которой наблюдаются пятна биотита, встречающегося также в виде отдельных чешуек.

Амфиболизированный пироксенит состоит из моноклинного пироксена, образованной за счет него роговой обманки, биотита и хлорита. Из второстепенных минералов встречаются только рудный.

Массив микроклинизированного габбро слагают различные микроклинизированные породы габбро: пироксен-роговообманковое, пироксен-биотитовое и роговообманковое.

Перечисленные типы габбро различаются лишь интенсивностью микроклинизации, количеством образовавшейся за счет моноклинного пироксена роговой обманки и степенью биотитизации последней. Ни одна из названных разновидностей не содержит кварца, хотя привнос кремния не вызывает сомнений. По-видимому, весь кремний израсходован на преобразование относительно более основных железисто-магнезиальных минералов в менее основные разности по схеме: пироксен — роговая обманка — биотит. Калиевый полевой шпат встречается в малом количестве; возможно, что значительная часть привнесенного калия была израсходована на биотитизацию роговой обманки. Плагиоклаз имеет основной состав, он всегда в той или иной степени серицитизирован и пелитизирован. Моноклинный пироксен выглядит свежим; несмотря на это, наблюдается замещение его роговой обманкой, которая в свою очередь местами переходит в биотит. Последний частично или полностью хлоритизируется, иногда же эпидотизируется. Эпидот и цоизит образуют жилки и скопления и, кроме того, рассеяны по всей породе в виде отдельных зерен; эти минералы образовались в основном, по-видимому, в результате амфиболизации пироксена: продукты распада пироксена переходили в раствор, мигрировали в верхнюю часть массива и при соответствующих условиях осаждались в трещинах в виде жил либо рассеивались по всей породе, выделяясь в виде отдельных кристаллических индивидов.

Жильный мелкозернистый роговообманковый гранит характеризуется гипидиоморфной структурой. Наряду с кварцем он содержит калиевый полевой шпат и плагиоклаз, а также в значительном количестве призматическую роговую обманку, частично перешедшую в биотит. Из акцессориев в заметном количестве присутствуют циркон, сфен, апатит и рудный минерал, образование которых связано с процессом метасоматоза.

В ущелье р. Гезрула (правый приток р. Дзирулы) имеется значительное по размерам обнажение роговообманково-биотитового габбро. Видимых инъекций лейкократового материала порода не обнаруживает. Состоит она из крупных сдвойникованных, иногда замещенных кальцитом и пренитом кристаллов плагиоклаза из ряда лабрадора, трещины которого заполнены хлоритом; кроме того, наблюдаются роговая обманка, хлоритизированный биотит с эпидотом, выделившимся в трещинах, и акцессории — сфен и рудный минерал.

Химический состав габбро (табл. 27) несколько необычен; особенно это касается содержания SiO_2. Большое количество K_2O, по-видимому, обусловлено наличием биотита и светлой слюды.

Образец роговообманково-биотитового габбро, взятый из другой части того же габбрового массива, обнаруживает несколько замаскированную благодаря присутствию кварца панидиоморфную структуру. Крупнозернистый кварц, который проявляет волнистое погасание, распределен более или менее равномерно, вследствие чего он не похож на инъецированный минерал, но основной в общем состав породы и сходство ее с другими однотипными породами указывают на привнесенный характер кварца. Присутствующий в породе серицитизированный и соссюритизированный плагиоклаз имеет состав андезина; по-видимому, он частично деанортитизирован. Роговая обманка породы подвержена также частичной биотитизации. Биотит же в свою очередь хлоритизирован.

Как видно из приведенного краткого описания, оба типа габбро относительно слабо инъецированы лейкократовым материалом. Несмотря на это, во втором случае инъекция более заметна, чем в первом, что выражается в содержании кварца и частичной деанортитизации плагиоклаза до ряда андезина. Обращает на себя внимание то, что, несмотря на явный инъекционный характер, кварц распределен в породе равномерно. Наряду с привносом кварца имеет место также привнос калия, который расходуется на биотитизацию и серицитизацию.

В ущелье р. Думала (правый приток р. Дзирулы), в 2 *км* от ее устья, среди сильно измененных биотитовых сланцев залегает роговообманково-биотитовое габбро, которое пересекается лейкократовыми инъекциями. Структура породы панидиоморфная. В состав габбро в различном количестве входит явно инъецированный кварц, образующий иногда крупные, ровно погасающие зерна; распределен он либо равномерно, либо в виде скопления мелких зерен, которые окаймляют идиоморфный плагиоклаз; в отдельных случаях кварц в виде вытянутых язычков врезается в плагиоклаз. Местами наблюдаются жилоподобные кварцевые тела.

В описываемом массиве вследствие интенсивного привноса лейкократового материала процесс альбитизации плагиоклаза доходит до образования олигоклаза, хотя присутствует также и андезин. Плагиоклаз сильно серицитизирован, пренитизирован и соссюритизирован. Более интенсивной является серицитизация, которой обычно подвергается центральная часть зерен плагиоклаза, периферическая же их часть свежая. Роговая обманка и в этом случае проявляет биотитизацию. Биотит присутствует также в виде отдельных чешуй. Из акцессорных минералов встречаются апатит, циркон и рудный.

В ущелье р. Сабанеласгеле (у с. Личи) гнейсовидные кварцевые диориты, о которых речь будет идти ниже, содержат многочисленные, иногда довольно крупные ксенолиты сильно испещренного лейкократовым материалом роговообманково-биотитового габбро. Порода состоит из значительно серицитизированного и соссюритизированного, редко карбонатизированного плагиоклаза, также сильно хлоритизированной и эпидотизированной роговой обманки и интенсивно хлоритизированного биотита, образованного, по-видимому, за счет роговой обманки. Из акцессориев присутствуют апатит, рудный минерал и в большом количестве сфен, образованный в результате инъекционного метаморфизма; кое-где встречаются мелкие прожилки калиевого полевого шпата.

Вдоль ущелья р. Чератхеви в гранитоидах во многих местах содержатся ксенолиты габбровых пород. Около реки Ломиса обнажены габбровые породы наиболее крупного массива, секущие роговообманково-биотитовые сланцы. Во многих местах габбро пересекаются лейкократовым гранитоидом; последний вследствие внедрения в габбро обогащен железисто-магнезиальными минералами. С роговой обманкой габбро реагирует привнесенный калий, постепенно преобразовывая ее в биотит. Не вызывает сомнений, что биотиты гранитоидов рассматриваемого массива являются реликтом биотитизации роговой обманки габбро. Если на биотитизацию роговой обманки и серицитизацию плагиоклаза расходуется весь калий, образования калиевого полевого шпата не происходит, что особенно хорошо наблюдается в инъецированных габбро и маломощных жилах гранитоида, секущих габбро. Нередко биотит частично или целиком переходит в хлорит, причем выделяется игольчатый рутил (сагенит). Непосредственную хлоритизацию, минуя процесс биотитизации, роговая обманка испытывает редко. Рудный минерал образуется при распаде железисто-магнезиальных минералов — биотитизации роговой обманки и главным образом хлоритизации биотита. Циркон часто располагается в биотите, что указывает на обра-

зование его в процессе биотитизации роговой обманки, и исчезает во время мусковитизации биотита. Образование апатита связано также с внедрением лейкократового материала во вмещающие основные магматические породы, поскольку иногда он образует скопления вблизи ксенолитов.

Так же как и в других описанных выше габбровых породах, в габбро ущелья р. Чератхеви можно наблюдать, что под воздействием лейкократовых инъекций состав породы становится все более кислым. Не вошедший в реакцию двойного обмена свободный кремний выкристаллизовывается в виде кварца. В результате преимущественного привноса натрия постепенно альбитизируется основной плагиоклаз. Если в незначительно преобразованных габбро плагиоклаз отвечает № 60—70, то при более сильном его изменении мы имеем № 40, 25, 20; в результате же еще более сильного изменения номер плагиоклаза колеблется в пределах от 5 до 10. Продукты деанортитизации выделяются главным образом в виде кальцита, эпидота, соссюрита и пренита. Среди продуктов распада плагиоклаза часто можно наблюдать пелитовое вещество и серицит.

Инъекционный метаморфизм в рассматриваемых габбровых породах вызывает также перерождение структуры. Панидиоморфная структура преобразовывается в гипидиоморфную. Названные структуры выглядят иногда как магматические.

Основные интрузии, секущие нижнепалеозойскую метаморфическую свиту

В нижнепалеозойской метаморфической свите наряду с другими породами встречаются порфириты и их туфы; кроме них, — секущие тела из группы габбро-порфирита и серпентиниты. Все эти породы, за исключением серпентинита, в разной степени инъецированы лейкократовым материалом.

Сильно измененные диабаз-порфириты. Цвет пород темно-зеленовато-серый, структура порфировая. В состав их входит плагиоклаз, мелкие зерна рудного минерала, эпидот и очень мелковолокнистый минерал, который под микроскопом наблюдается только при больших увеличениях; по характеру волокон и углу погасания он, по-видимому, представляет собой роговую обманку. Плагиоклаз частично свежий, представлен идиоморфными кристаллами различных размеров.

Сланцеватые порфириты. Породы светло-серые, почти белые, местами зеленоватые, тонкосланцеватые, структура их бластопорфировая. Основная масса породы яснослацеватая; наблюдается чередование следующих полос: темно-серого, почти черного глинистого вещества, мелкозернистого инъецированного кварца, полевого шпата, серицита и кварца, слюды и полевого шпата. Порфировые вкрапленники представлены сильно серицитизированными кристаллами плагиоклаза различных размеров; некоторые из них секутся лейкократовыми жилками. Один индивид плагиоклаза разорван на две части, трещина заполнена основной массой.

Инъецированные порфириты. Данные порфириты серые, тонкосланцеватые, с порфировыми выделениями полевого шпата. Структура их бластопорфировая. Инъецированная часть породы, включающая ксенолиты филлита, состоит из кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата; от нее в сторону порфирита отходят мелкие прожилки. Порфировые вкрапленники частично также инъекционного происхождения. Основная масса пропитана привнесенным материалом. Мелкие инъекции распыляются и постепенно пропитывают всю породу. Состав основной массы: кварц, полевой шпат, серицит и рудный минерал, образующий то крупные, то мелкие зерна. Местами она пересекается жилками

мелкозернистого кварца и полевого шпата, которые иногда образуют раздувы. Порфировые вкрапленники представлены кварцем, плагиоклазом (альбит) и калиевым полевым шпатом. В одном случае наблюдалось ответвление с двух сторон от крупного зерна кварца тонких кварцевых жилок, питающих каналов кварцевого индивида.

Порфириты. Структура пород порфировая. Основная масса в одном случае представлена зеленовато- и желтовато-серым непрозрачным, по-видимому, хлоритизированным стеклом, в которое погружены мелкие зерна рудного минерала, полные псевдоморфозы кальцита — минерала с низкими цветами интерференции (хлорсерпентин) и кварца, содержащегося в большом количестве в виде мелких зерен. В другом случае основная масса полнокристаллическая, состоит из лейст пелитизированного и карбонатизированного плагиоклаза, кварца, рудного минерала, хлорита и апатита (двух последних меньше). Кварц образует скопления и часто связан с крупными зернами кальцита.

Порфировые вкрапленники плагиоклаза в первом случае целиком изменены, представлены серицитом, во втором случае почти нацело карбонатизированы.

Рассланцованный цоизит-роговообманковый габбро-порфирит. Структура бластопорфировая. Порода состоит из довольно крупных, вытянутых в одном направлении светло-зеленых кристаллов роговой обманки с cNg 15—17°, большого количества зерен цоизита, зеленовато-коричневатых неиндивидуализированных масс биотита, инъецированного кварца, значительного количества изометричных зерен сфена и плагиоклаза. Порфировые вкрапленники представлены несколькими кристаллами серицитизированного плагиоклаза и скоплениями лейкократовых минералов — кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза.

Описанные порфириты и габбро-порфириты, залегающие в метаморфической свите, встречены в ущелье р. Нинисисцхали.

Инъецированные порфиритовые туфы. В ущелье р. Лопанисцхали обнажаются светло-серые тонкосланцеватые породы, основная масса которых состоит из мелкого кварца, полевого шпата, чешуек серицита и гнезд, содержащих кварц, рудный минерал и адиагностические мелкие удлиненные кристаллы. Порфировые вкрапленники представлены полисинтетически сдвойникованным плагиоклазом различных размеров, встречающимся группами из нескольких зерен. Плагиоклаз почти всегда свежий или слегка серицитизированный. Один такой индивид сечется кварцевой жилой. Среди вкрапленников встречаются кварц и калиевый полевой шпат. Порода содержит также обломки порфировых пород с мутно-серым, возможно частично стекловатым базисом, в котором наблюдаются микролиты и квадратные сечения зерен плагиоклаза, а также рудный минерал. Встречаются обломки песчаника.

Из приведенного описания следует, что здесь мы имеем, по-видимому, дело с порфиритовым туфом, подвергшимся впоследствии инъекционному метаморфизму (табл. 28).

В описанной породе наблюдается высокое содержание кварца и калиевого полевого шпата, образованного в результате привноса калия (K_2O 4,12%, Na_2O 1,29%).

Гиперстен-авгитовые порфириты. Линза мрамора, находящаяся в нижнепалеозойской метаморфической свите, сечется порфиритом.

Структура породы порфировая. Основная масса представлена сероватым непрозрачным оглинившимся стекловатым базисом, в который включены лейсты плагиоклаза, ромбического пироксена, подвергшегося частичной серпентинизации, моноклинного пироксена, рудного минерала, апатита, мелких зерен кальцита и отдельных участков серпентина.

Порфировые вкрапленники представлены моноклинным пироксеном (авгитом) с cNg 48°, ромбическим пироксеном (гиперстеном), который так же, как и авгит, образует призматические кристаллы с хорошо

Таблица 28

Химический состав инъецированного порфиритового туфа р. Лопанисцхали

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	74,92	Na_2O	1,29
TiO_2	0,08	K_2O	4,12
Al_2O_3	13,70	P_2O_5	0,02
Fe_2O_3	2,81	Cr_2O_3	Следы
FeO	0,57	SO_3	0,06
MnO	Следы	H_2O^-	0,33
MgO	0,14	H_2O^+	1,59
CaO	0,22	Сумма	99,85

заметным плеохроизмом от светло-зеленого до светло-золотистого цвета и прямым погасанием. Среди порфировых вкрапленников имеется сдвойникованный, иногда зональный плагиоклаз различных размеров; некоторые его кристаллы покрыты землистыми продуктами, представляющими, вероятно, соссюрит, обнаруживающий высокие аномальные цвета интерференции; часть фенокристаллов совершенно свежая. Среди вкрапленников имеется частично измененный минерал, который постепенно становится бесцветным, возможно, это альбит. Соседний минерал с таким же показателем преломления, по-видимому, является альбитизированным плагиоклазом.

Серпентиниты. Породы залегают в виде вытянутых линзообразных тел вдоль сланцеватости (напластования) пород свиты. Крупные выходы их встречаются в трех местах: один в ущелье р. Лопанисцхали и два других крупных — вдоль северной границы свиты в ущельях рек Лопанисцхали и Чератхеви; эти массивы с южной стороны соприкасаются с метаморфической свитой и как бы вклиниваются в розовые гранитоиды, которые не секут серпентиниты.

В ущелье р. Лопанисцхали, вдоль шоссе, серпентинит сечется мощной жилой плагиоклазового амфиболита сланцеватой текстуры; последний в свою очередь пересекается жилками розового калиевого полевого шпата. Среди серпентинитов второго выхода, находящегося в 200 *м* севернее первого, залегает плагиоклазовый амфиболит, который содержит серпентин; как роговая обманка, так и серпентин образованы за счет моноклинного пироксена.

В серпентинитовом массиве местности Квашава иногда видны жилы темного цвета. Одна из таких жил сложена серпентинизированным порфиритом, базис основной массы которого полностью оглинившийся; в нем видно прозрачное мелкое адиагностическое вещество и сравнительно крупные призматические псевдоморфозы серпентина. Подобные взаимоотношения наблюдаются у выхода талька в местности Квашава, около родника. Здесь в тальке залегает 80-сантиметровая жила габбро и габбро-порфирита. Серпентиниты темно-серые, часто сланцеватые; в отдельных участках обнаруживают брекчиевидное строение. Роль цемента играет слегка сланцеватый серпентинит, а обломков — плотный серпентинит. Структура породы иногда реликтово-порфировая. В состав ее входит зеленовато-желтый серпентин (хризотил) с примесью землистых продуктов и пластинчатого серпентина (антигорита); в серпентине выделяются крупнопластинчатые гомоосевые псевдоморфозы, возможно, по ромбическому пироксену, иногда к серпентиниту примеши-

вается опал. Порода испещрена прожилками асбеста, талька, реже кальцита, доломита и кварца, редко брусита; в большом количестве встречается рудный минерал. В других образцах серпентин совершенно бесцветный, местами желтовато-коричневый; в таких участках он обнаруживает петельчатое строение.

В ущелье р. Лопанисцхали, в местности Пичвисцина, среди серпентинитов встречается асбест. Порода светло-голубая волокнистой структуры. Целиком состоит из асбеста, к которому в малом количестве примешивается тальк. Асбест бесцветный, слегка серый; обладает высокими цветами интерференции, погасание косое, угол небольшой. Тальк слегка желтоватый, представлен довольно крупными чешуйками; погасание прямое; цвета интерференции высокие.

У сел. Чорчана среди филлитовых сланцев встречается тальковый сланец. Структура его бластопорфировая, текстура полосчатая. В породе наблюдается чередование полос, богатых тальком или целиком тальковых, с тальково-кварцевыми полосами; в обоих типах полос в большом количестве рассеяны зерна рудного минерала. Другой тип рудного минерала жилкообразный, жилки расположены вдоль сланцеватости или реже поперек нее. Наблюдается сравнительно мощная инъекция кварца. В основную массу сланца в малом количестве входит апатит, возможно, полевой шпат и серицит, в виде мельчайших зерен и чешуек. В тальково-кварцевую основную массу вкраплены кристаллы оливина с характерными для них очертаниями, перешедшие в тальк и рудный минерал; среди них наблюдаются грани второго пинакоида и призмы первого рода, выявляющиеся иногда довольно хорошо.

В ущелье р. Чешора среди серпентинитов встречается голубовато-светло-серая рассланцованная, на ощупь жирная порода, представляющая собой тальково-карбонатный сланец. Тальк мелкочешуйчатый; зерна карбоната (кальцита) различной крупности; к ним часто приурочены мелкие зерна рудного минерала. Кальцит представлен как кристаллами, так и пелитоморфной массой.

По дороге к сел. Чешора встречается плотная зеленовато-светло-серая жильная тальково-карбонатная порода, которая в большом количестве содержит зерна карбоната различных размеров и формы, мелкочешуйчатый тальк, в незначительном количестве — волокнистый серпентин и рудный минерал. Карбонат представлен магнезитом. Серпентинит и только что описанная тальково-карбонатная порода испещрены жилками не более 2—3 *см* мощности кристаллического талька. Порода состоит главным образом из крупных чешуек талька, среди которых в отдельных местах в малом количестве встречаются серпентин и карбонат.

Плагиоклазовый амфиболит ущелья р. Лопанисцхали, секущий серпентинит, макроскопически представляет собой плотную темно-серую, почти черную породу. Наблюдаются прожилки розового полевого шпата. Структура гранобластовая. В состав породы входят роговая обманка, плагиоклаз, цоизит, эпидот, кальцит, хлорит, сфен, рудный минерал, калиевый полевой шпат, апатит. Иногда встречается серпентин. Роговая обманка образует зеленые кристаллы; темноокрашенные разности обнаруживают плеохроизм, *cNg* 15—18°; другой тип волокнистый или игольчатый образован за счет первого; роговая обманка свежая, кое-где хлоритизирована. Плагиоклаз (альбит) встречается в подчиненном по сравнению с роговой обманкой количестве; он, несомненно, является продуктом альбитизации основного плагиоклаза; наблюдается в виде слегка серицитизированных, редко полисинтетически сдвойникованных кристаллов, иногда образует скопления. Эпидот и цоизит обычно находятся в скоплениях, представленных в виде землистых, реже совершенно непрозрачных зерен. Цоизит обнаруживает низкие цвета интерференции, эпидот — высокие.

Вблизи только что описанной породы обнажается серпентинизированное габбро. Структура породы ввиду сильной ее измененности замаскирована. Порода состоит из биотита, большого количества серпентина, опала, мелких остатков пироксена, граната и рудного минерала, перешедшего в гидроокислы. Биотит представлен призматическими зелеными чешуйками различных размеров; плеохроизм нормальный: от зеленого до светло-желтовато-зеленого цвета; иногда вдоль трещин спайности видны выделения землистого минерала — эпидота; по-видимому, биотит образован за счет роговой обманки. Серпентин зеленого цвета, кристаллографических очертаний обычно не обнаруживает; изредка наблюдаются не совсем четкие призматические контуры с пирамидальным окончанием, большая же часть зерен овальная; цвета интерференции низкие: серые и желтые первого порядка; в серпентине встречаются мелкие остатки пироксена призматического габитуса; минерал включает зерна граната. Опал содержится в заметном количестве в виде пятен и зерен; изотропен; всегда непрозрачен; показатель преломления его значительно ниже канадского бальзама.

Тальковое тело местности Квашава сечется жилой меланократовой магматической породы мощностью 8 *см*. Породы контакта и центральной части жилы различаются как макроскопически, так и в шлифе.

Контактовая часть жилы сложена габбро-порфиритом порфировидной структуры. Порода состоит из плагиоклаза, роговой обманки, биотита и серпентина. Плагиоклаз (альбит) сильно изменен (соссюритизирован), вследствие чего контуры минерала стерты; иногда он обнаруживает радиально-лучистое строение. Альбит образован, по-видимому, за счет основного плагиоклаза. Биотит темно-коричневато-зеленый, обладает нормальным плеохроизмом, образует мелкие призматические чешуйки; иногда загрязненные призматические чешуйки биотита окружают плагиоклаз. Более свежий облик биотита по сравнению с другими минералами объясняется тем, что он является новообразованным. Вместе с биотитом в отдельных местах встречаются неправильные зерна роговой обманки. Серпентин образует псевдоморфозы; возможно, что он возник за счет моноклинного пироксена; полные псевдоморфозы серпентина выделяются среди других минералов своим крупным размером.

Центральная часть жилы сложена крупнозернистым габбро панидиоморфной структуры. В состав породы входят плагиоклаз, моноклинный пироксен, роговая обманка, биотит, серпентин и акцессории — рудный минерал, апатит. Свойства минералов близки к таковым пород контактовой части жилы.

Моноклинный пироксен, представленный совершенно бесцветными кристаллами с высокими цветами интерференции и с cNg 40—43°, почти всегда замещается серпентином, который характеризуется серыми цветами интерференции и агрегационной поляризацией; местами там, где имеются гомоосевые псевдоморфозы серпентина по моноклинному пироксену, наблюдается повышение интерференционной окраски до красновато-оранжевого цвета. Апатит встречается в значительном количестве в виде мелких игольчатых кристаллов, включенных в плагиоклаз. В отдельных случаях эпидот, цоизит и хлорит образуют прожилки; реже эпидот и цоизит представлены темно-серым непрозрачным агрегатом, возникшим за счет плагиоклаза. Калиевый полевой шпат имеется в небольшом количестве, образует жилки.

Серпентиниты местности Квашава и северной границы выхода секутся жилой мелкозернистой черной породы; вблизи имеется другая жила такого же типа и толщины, сложенная плагиоклазовым амфиболитом; азимут простирания жилы СВ 40°. Порода состоит из роговой обманки, плагиоклаза, эпидота, цоизита, апатита, циркона, сфена и опала. Роговая обманка темно-зеленая, крупнозернистая, полисинтетически сдвойникованная; плеохроизм ее нормальный от темно-зеленого

до светло-желтовато-зеленого; представлена она главным образом крупными удлиненными призматическими кристаллами, которые располагаются в параллельных плоскостях; встречаются также более мелкие пластинчатые кристаллы и зерна; нередко на периферии роговая обманка раскрошена, отдельные части ее сцементированы кварцем и плагиоклазом, местами встречаются также игольчатые кристаллы; все указанные разности относятся к обыкновенной роговой обманке с cNg 20—22°. Плагиоклаз из ряда олигоклаз-андезина встречается в большом количестве, но по сравнению с роговой обманкой играет подчиненную роль; иногда образует скопление мелких зерен. Эпидот главным образом выполняет трещины; составляет непрозрачную массу, обладающую высокими аномальными цветами интерференции.

В той же части выхода серпентинитов имеется 5-сантиметровая жила серпентинизированного порфирита. Структура породы порфировая. Основная масса нацело оглинившаяся; видны мелкие участки прозрачного нераспознаваемого вещества и относительно крупные призматические шестигранные псевдоморфозы серпентина.

Гранитоиды (гнейсовидные, порфировидные, биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые, аплиты и пегматиты), связанные с кристаллическими сланцами

Гнейсовидные биотитовые и двуслюдяные кварцевые диориты. Породы образованы в результате сильной инъекции лейкократового материала в слюдяных сланцах. Их можно именовать также сильно инъецированными слюдяными сланцами.

В большинстве случаев описываемые кварцевые диориты обнаруживают гнейсовую (полосчатую) текстуру, что обусловлено присутствием полос биотита, реликта слюдяных сланцев. Структура породы часто гипидиоморфная, иногда замаскированная в результате последующих инъекций кварца и микроклина, вследствие чего образуется разность, которую мы называем микроклинизированным гнейсовидным слюдяным кварцевым диоритом. В некоторых случаях порода обнаруживает порфировидную структуру, приобретенную метасоматическим путем, благодаря образованию крупных кристаллов микроклина в результате привноса калия. Порфировидная структура образуется также в том случае, когда вокруг измененного реликтового плагиоклаза основных пород располагается мелкозернистый кварц-плагиоклаз-калишпатовый инъецированный материал. В инъецированной мелкозернистой основной массе можно наблюдать множество мирмекитовых микропегматитовых сростков кварца с плагиоклазом или с калиевым полевым шпатом.

Порфировидный остаточный плагиоклаз характеризуется не идиоморфными, а овальными очертаниями. Кварц представлен зернами двух видов: — крупными и мелкими, инъекционного происхождения; образует ксеноморфные зерна с ровным и волнистым погасанием; в отдельных случаях включает игольчатые кристаллы рутила; иногда расположен участками или входит в состав мелкозернистой основной массы. Калиевый полевой шпат представлен свежим решетчатым или нерешетчатым микроклином; он входит в мелкозернистую основную массу, а также образует порфировидные вкрапленники. Плагиоклаз из ряда альбита, олигоклаза, реже андезина возник в результате альбитизации плагиоклаза основных пород. Роговая обманка встречается как исключение. Слюда содержится в большом количестве; расположена полосами или скоплениями; представлена биотитом и образованным за его счет мусковитом. Биотит иногда хлоритизируется, в связи с чем изредка выделяется игольчатый рутил (сагенит). Из второстепенных минералов встречен включенный в биотит циркон с плеохроичными

двориками, который вследствие распада приобретает мутновато-серую окраску. Апатит присутствует иногда в значительном количестве и также связан с биотитом. Сфен имеется не всегда; включен в биотит и представлен как мелкими, так и крупными зернами; такой же сфен встречается и в описанных выше кристаллических сланцах.

Порфировидные роговообманково-биотитовые кварцевые диориты. Вдоль Дзирула-Сурамского шоссе между селениями Вертквила и Хуневи и в некоторых других местах обнажаются роговообманково-биотитовые кварцевые диориты, местами содержащие только биотит, в которых присутствует неравномерно распределенный калиевый полевой шпат (табл. 29).

Таблица 29

Химический состав порфировидного роговообманково-биотитового кварцевого диорита

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	64,44	CaO	3,29
TiO_2	0,28	Na_2O	2,98
Al_2O_3	17,50	K_2O	3,34
Fe_2O_3	0,89	P_2O_5	0,10
FeO	4,70	SO_3	0,01
MnO	0,06	H_2O^-	0,28
MgO	1,29	H_2O^+	0,72
		Сумма	99,88

Порода характеризуется гипидиоморфной структурой и состоит из небольшого количества ксеноморфного кварца с слегка волнистым погасанием, образующего иногда жилки. Наблюдается присутствие серицитизированного, соссюритизированного, в редких случаях карбонатизированного идиоморфного и сдвойникованного плагиоклаза из ряда олигоклаза (последнего в большом количестве). Имеется также биотит, пространственно связанный с роговой обманкой. Последняя иногда разъедена хлоритизированным биотитом, трещины которого заполнены эпидот-цоизитовым минералом. Крупные кристаллы калиевого полевого шпата придают породе порфировидный облик. Из второстепенных минералов в значительном количестве присутствуют сфен, а в небольшом количестве — рудный минерал, циркон и апатит. Рудный минерал, так же как и в описанных выше породах, связан с биотитизацией роговой обманки и хлоритизацией биотита. Все другие второстепенные минералы образованы под воздействием лейкократового материала на вмещающие основные магматические породы.

Порфировидные роговообманково-биотитовые кварцевые диориты образовались за счет габбро, секущих амфиболиты, а не амфиболитов. На это указывают отсутствие гнейсовидности кварцевых диоритов, наличие непреобразованной роговой обманки, развитой вместе с биотитом участками.

Биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые гранитоиды. В пределах ущелья р. Дзирула эти породы обладают гипидиоморфной структурой и в отдельных случаях гнейсовидной текстурой. Слагаются они характерными для гранитоидов минералами. Кварц образует скопления, указывающие на его привнесенный характер. Плагиоклаз представлен пелитизированными и серицитизированными кристаллами; в меньшем

количестве встречаются также относительно свежие кристаллы; измененный плагиоклаз, по-видимому, является реликтом вмещающих основных пород. В состав породы часто входят решетчатый, слегка пелитизированный микроклин и хлоритизированный биотит. Из второстепенных минералов в породе содержатся циркон и рудный.

В отдельных случаях наблюдается, что лейкократовые инъекции, просачивающиеся в биотитовые сланцы, постепенно пропитывают их; сланцевый же материал (слюда), в свою очередь рассеиваясь в лейкократовой породе, придает ей типичный для гранитоидов облик. Таким образом, при интенсивном привносе лейкократового материала кристаллические сланцы претерпевают более глубокое преобразование. Конечный продукт этого — описанные ранее гнейсовидные биотитовые и двуслюдяные кварцевые диориты и различные гранитоиды по составу чаще отвечают банатитам.

Аплиты и пегматиты. Аплиты и пегматиты на территории массива встречаются не везде. Они секут все описанные выше породы и отмечены главным образом в гнейсовидных кварцевых диоритах и гранитоидах. Аплиты имеют жильный характер, состоят из кварца, пелитизированного плагиоклаза, калиевого полевого шпата и в небольшом количестве — биотита и мусковита.

В ущелье р. Мечхетура, вблизи ее устья, микроклинизированный кварцевый диорит сечется жилой аплита. Структура породы алломорфная. Состоит порода из волнисто погасающего или раздробленного кварца, большого количества свежего микроклина, корродированного последним, перерожденного плагиоклаза и, образованного за счет биотита мусковита. В том же ущелье гнейсовидный кварцевый диорит сечется жилой пегматита, которая на периферии представлена двуслюдяным гранитом. Его сменяет крупнозернистый мусковитовый пегматит.

Последний в свою очередь сменяется полосой крупнозернистой породы, состоящей из срастаний кварца с микроклином: в молочно-белый кварц как бы погружены большие кристаллы микроклина размером 10 × 5 *см*.

Пегматит, обнажающийся в ущелье р. Рикотула, крупнозернистый, неоднородный. Состоит из кварца, калиевого полевого шпата и крупных кристаллов сильно пелитизированного и слегка серицитизированного плагиоклаза, который образует с калишпатом микропегматитовые сростки. Псевдоморфозы хлорита по биотиту переполнены мелкими зернами рудного минерала. Из второстепенных встречены несколько округлых зерен граната и мелкий апатит.

Пегматитовые жилы особенно широко развиты в районе сел. Шроша. Наиболее крупная жила, известная в местности Джвари, описана Е. В. Кузнецовой.

Диабаз-порфириты, секущие гранитоиды, связанные с кристаллическими сланцами

Самыми молодыми магматическими образованиями массива являются порфириты, секущие не только гранитоиды, но и пегматиты.

В ущелье р. Вашлевура, в 300 *м* от ее устья, в левом борту реки, микроклинизированный гнейсовидный кварцевый диорит сечется тремя жилами. Две жилы с азимутом простирания СВ 60° выполнены мусковитовым гранитом, третья с азимутом простирания ЮВ 100° — сильно кальцитизированным диабаз-порфиритом. Последняя одновременно сечет и мусковитовый гранит. Вдоль Дзирула-Сурамского шоссе, вблизи устья р. Вашлевура, микроклинизированный гнейсовидный кварцевый диорит сечется жилой атакситового порфирита 0,5 *м* мощностью, азимут простирания которой ЮВ 130°.

Диабаз-порфирит состоит из измененного плагиоклаза и нацело карбонатизированного железисто-магнезиального минерала.

Атакситовый порфирит слагается из двух различных по структуре частей. Одна часть обломков представлена роговообманковым, другая—пироксеновым порфиритом.

Гранитоиды, связанные с нижнепалеозойской метаморфической свитой

Гранитоиды лейкократовые, обычно розового цвета; нередко обнаруживают гнейсовую (сланцеватую) текстуру. Структура породы гипидиоморфная.

В состав гранитоидов входят: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, биотит, мусковит и акцессории—циркон, апатит и рудный минерал. В случае гнейсовидной текстуры минералы ориентированы в плоскости гнейсовидности. Кварц представлен двумя генерациями; его зерна имеют различные размеры, иногда сильное волнистое погасание; в некоторых образцах он вместе с плагиоклазом образует оторочку вокруг калиевого полевого шпата. Калиевый полевой шпат встречается в виде крупных, слегка пелитизированных пертитовых кристаллов, обнаруживающих решетчатое строение; иногда он трещиноват, трещины выполнены главным образом инъецированным кварцем. Плагиоклаз из ряда альбита образует как простые, так и в некоторых случаях полисинтетические двойники; частично изменен — серицитизирован (мусковитизирован) и пелитизирован. Мусковит содержится в небольшом количестве в виде отдельных бесцветных идиоморфных чешуек, в которых иногда в значительном количестве включен рудный минерал; последний, возможно, является продуктом процесса мусковитизации биотита. Биотит светло-зеленоватый, сравнительно с другими минералами более мелкий; в гнейсовидных разностях чешуйки его вместе с хлоритом ориентированы параллельно.

Образование прожилков и мелкозернистой массы, состоящих из лейкократовых минералов, особенно кварца, указывает на повторную инъекцию уже в затвердевшую породу. Наличие мелкозернистой массы на фоне более крупных индивидов придает гранитоиду порфировидный облик.

Хлорит-серицитовые и биотитовые участки и полосы в описываемых породах являются остатками сланца. Там, где инъекция сильная, хлорит преобразуется в биотит, серицит — в мусковит; часть последнего минерала образуется за счет плагиоклаза. Таким образом, темноцветный минерал породы — преобразованный продукт филлита (хлорита).

Гранитоиды, обнажающиеся на контакте со сланцами или вблизи них, обнаруживают гнейсовидную либо сланцеватую текстуру. Плоскости сланцеватости их совпадают с таковыми филлитов, имеющих крутые, часто вертикальные углы падения. Полосы, придающие гранитоиду гнейсовидность, являются реликтами филлитов.

Кварцевые порфириты и кварцевые порфиры, связанные с нижнепалеозойской метаморфической свитой

В нижнепалеозойской метаморфической свите встречаются кварцевые порфириты и кварцевые порфиры, для которых в отличие от сланцев характерны светлая окраска и скалистые обнажения. Они похожи на эффузивные и магматические образования, но детальное изучение указывает на их метасоматическое происхождение.

По дороге к сел. Чорчана (ущелье р. Чератхеви) рядом с кварц-серицит-мусковитовыми сланцами обнажаются светло-серые тонкослоистые (сланцеватые) породы. Азимут простирания плоскости сланцеватости СВ 40°, падение вертикальное. Структура породы порфиробласто-

вая; основная масса состоит из серицита (реликта вмещающего филлита), кварца и полевого шпата. Порода пропитана кварцем и лимонитом, которые образуют мелкие зерна или иногда прожилки. Порфировые вкрапленники представлены кварцем, микроклином, серицитизированным сдвойникованным плагиоклазом, местами несдвойникованным и трещиноватым альбитом; трещины выполнены кварцем основной массы. Порода оставляет впечатление аркозового песчаника, замаскированного инъецированным материалом. Основная масса представлена цементом песчаника, пропитанного кварцем; порфировые вкрапленники сложены обломками минералов аркозовых песчаников и частично инъецированными образованиями.

В ущелье р. Нинисисцхали обнажается подобная порода, образовавшаяся из серицитового сланца. Структура породы порфиробластовая, текстура сланцеватая. Филлитовая основная масса сильно пропитана лейкократовым материалом. Заметно чередование полос, богатых кварцем, с полосами, богатыми слюдой. Порода состоит из мелких зерен кварца, серицита, полевого шпата, рудного минерала (в малом количестве), зеленовато-коричневых чешуек биотита и циркона. Кварц участками образует прожилки и гнезда. Порфиробласты представлены разной величины серицитизированным плагиоклазом, более свежим решетчатым микроклином и кварцем.

В результате далеко зашедшего метасоматического процесса, что связано с интенсивным привносом лейкократового материала, особенно с привносом калия, образуются своеобразные кварцевые порфиры. Как основная масса, так и вкрапленники расположены в породе полосчато, что объясняется перемещением привнесенного материала вдоль сланцеватости филлитов. Вкрапленники иногда раздроблены, трещины выполнены основной массой. У таких кварцевых порфиров наблюдается порфировая структура. Основная полнокристаллическая масса состоит из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита, мусковита, кальцита и рудного минерала. Полевой шпат вместе с кварцем образуют микропегматитовые вростки. Плагиоклаз свежий и полисинтетически сдвойникован. В основную массу в малом количестве входит слюда; встречаются прожилки кварца и лимонита; порфировые вкрапленники находятся в подчиненном количестве и представлены в основном слегка серицитизированным, полисинтетически сдвойникованным плагиоклазом и калиевым полевым шпатом; кристаллы последнего кое-где окаймляют гранофиры метасоматического происхождения.

Диабаз-порфириты, секущие гранитоиды, связанные с нижнепалеозойской метаморфической свитой

Гранитоиды местами секут жилы диабаз-порфиритовых пород. В состав породы входят идиоморфный, довольно свежий плагиоклаз из ряда лабрадора и темноцветный минерал, в значительной мере видоизмененный. За счет него образуются хлорит (делессит, *cNg* 1,6°), кальцит, халцедон и гидроокислы железа.

Аналогичные породы, как отмечалось, секут гнейсовидные кварцевые диориты. Часть диабаз-порфиритовых пород, вероятно, представляла собой подводящие каналы излившейся в средней юре магмы, часть же является, возможно, верхнепалеозойской.

Верхнепалеозойская вулканогенно-осадочная свита

Эта свита под названием «нижних туффитов» известна в пределах Дзирульского массива в двух местах: в окрестностях г. Чиатура и сел. Шроша между ж.-д. станциями Шорапани и Мартодубани. Верхнепалеозойской мы считаем ее условно по аналогии с подобной сви-

той, развитой в Храмском массиве, возраст которой по фаунистическим и флористическим данным Н. И. Схиртладзе (1960) отнесен к среднему—верхнему карбону.

Петрографическую характеристику «нижних туффитов» дали А. Г. Бетехтин (1936) и Г. С. Дзоценидзе (1948).

По данным И. Р. Кахадзе, рассматриваемая свита трансгрессивно перекрывает Дзирульский массив. В выходе у г. Чиатура в породах свиты наблюдаются многочисленные мелкие сбросы и трещины отдельности северо-западного простирания. Мощность свиты составляет несколько сотен метров.

По данным А. Г. Бетехтина, свиту слагают кварцевые порфиры, их туфы и туфобрекчии; в южной части выхода преобладают лавовые брекчии. И. Р. Кахадзе и Н. А. Канделаки (1941 г.) дополнительно отмечают наличие обломков гранитоида и секущие тела кварцевого порфира и измененного порфирита.

Структура кварцевых порфиров выхода г. Чиатура микрофельзитовая, микропойкилитовая, микрогранитовая, сферолитовая и витрофировая с перлитовой отдельностью основной массы. Вкрапленники представлены кварцем, плагиоклазом (пелитизированным и серицитизированным альбитом или альбит-олигоклазом), калиевым полевым шпатом, биотитом, роговой обманкой. В незначительном количестве содержатся: магнетит, циркон, апатит, хлорит, лейкоксен, карбонат, каолин; отмечается также вторичный кварц.

Среди туфов и туфобрекчий развиты следующие разновидности: пелитовые, витрокластические и кристаллокластические. Наряду с кварцевым порфировым материалом в туфах содержатся обломки кристаллических сланцев, филлитов, углистых сланцев и др. Слоистость проявлена слабо или отсутствует. Пирокластолиты исключительно мелкообломочные, редко попадаются угловатые или окатанные обломки кислых эффузивов, по размеру достигающие лишь 1 *см*. В нижних горизонтах встречаются окремненные растения, иногда стволы деревьев.

По цветному признаку в свите различаются четыре горизонта туфов: светло-серые (нижний), зеленовато-фиолетовые, буровато-красные и зеленые (верхний).

Горизонт светло-серых туфов выхода сел. Шроша (мощность 400 *м*) характеризуется отсутствием слоистости и крупных обломков. Структура туфов пепловая. Состоят они из мельчайших обломков светлого вулканического стекла. В порах содержатся кальцит и хлорит. Обломки представлены кварцевым порфиром, кварцем, альбитом и калиевым полевым шпатом. Обильны остатки окремненных стволов деревьев.

Горизонт зеленовато-фиолетовых туфов (мощностью 300 *м*) местами содержит обломки пород нижнего горизонта. Среди туфов имеется окно древних гранитоидов. Структура пород пепловая. Состоят они из обломков стекла, кварцевого порфира, альбитофира, порфирита, кристаллических сланцев (редко), кварца, альбита и калишпата.

Горизонт буровато-красных туфов (мощность 80 *м*) характеризуется отсутствием крупных обломков и слабо выраженной слоистостью. Порода состоит из обломков стекла, редко — кварца и альбита, еще реже — кварцевых альбитофиров.

Горизонт зеленых туфов (мощность 200 *м*) расположен под нижнелейасовыми кварцевыми песчаниками. Содержит обломки нижележащего горизонта. Структура пепловая. Порода состоит из обломков корродированного кварца, альбита, калиевого полевого шпата, кварцевых порфиров (размер 2—3 *см*), гранит-порфиров и кварцевых альбитофиров, агломератовых туфов. Поры породы выполнены халцедоном или кальцитом, который иногда замещает обломки минералов.

Таким образом, рассмотренная свита имеет преимущественно кварцево-порфировый (и кварцево-альбитофировый) состав; корни этих эф-

фузивов (жилы кварцевых порфиров) в породах свиты установлены в окрестностях г. Чиатура И. Р. Кахадзе и Н. А. Канделаки (1941 г.). Наряду с этим в начальный период формирования свиты, по-видимому, изверглась также основная магма, о чем свидетельствуют обнаруженные Н. И. Схиртладзе по р. Квирила в нижней части свиты миндалекаменные диабаз-порфириты и их туфы, что было подтверждено П. Д. Гамкрелидзе и С. С. Чихелидзе.

Выводы

Среди пород Дзирульского массива существенное место занимают кристаллические сланцы, образованные в результате метаморфизма древнейшей геосинклинальной вулканогенно-осадочной свиты.

Среди кристаллических сланцев различаются древнейшие магматические породы типа амфиболитов и роговообманково-биотитовые сланцы, образованные главным образом за счет амфиболитов.

Породы осадочного происхождения в кристаллических сланцах не встречаются; естественно предположить, что они преобразовались в результате сильного метаморфизма.

Фаунистически охарактеризованная нижнепалеозойская геосинклинальная вулканогенно-осадочная метаморфическая свита, как отмечено, является относительно более молодым образованием, хотя она непосредственно нигде не соприкасается с кристаллическими сланцами. Неясен пока вопрос, являлась ли эта свита самостоятельной или составляла с материнскими породами кристаллических сланцев единую геосинклинальную свиту, в которой метаморфическая свита занимала верхние горизонты, вследствие чего подверглась относительно слабому региональному метаморфизму.

В состав Дзирульского массива входят гранитоиды двух возрастов, однако их выделение затруднено, так как под воздействием гранитообразующих флюидов в герцинскую эпоху ранние гранитоиды сильно преобразованы. В данном случае особо важную роль играют калиевый, а затем кремниевый и натриевый метасоматозы.

В пользу существования древнейших гранитоидов (кварцевых диоритов) говорит следующее (Заридзе, Татришвили, 1953). У впадения р. Ниниси в р. Чератхеви наряду с нижнепалеозойской метаморфической свитой обнажаются среднезернистые гранитоиды (кварцевые диориты). Непосредственный контакт нижнепалеозойской метаморфической свиты с кварцевыми диоритами не виден; кварцевые диориты включают в себя ксенолиты слюдисто-плагиоклазовых сланцев и секутся жилой кальцитизированного, хлоритизированного, отальк ованного и окварцованного порфирита, секущегося в свою очередь дайкой розового гранитоида. Далее, в пользу выделения двух возрастных типов гранитоидов говорит существование микроклинизированных и окварцованных кварцевых диоритов, широко развитых в Дзирульском массиве.

Граувакково-аркозовые песчаники, входящие в состав нижнепалеозойской метаморфической свиты и содержащие обломки песчаников и порфиритов, указывают на то, что во время накопления нижнепалеозойских осадков наряду с другими породами размывались еще более древние гранитоиды, следы которых в настоящее время в Дзирульском массиве не сохранились.

Амфиболиты, роговообманково-биотитовые, биотитовые и другие сланцы, а также нижнепалеозойская метаморфическая свита секутся основными магматическими породами (габбро, диабазы, порфириты), нередко превращенными в граниты в результате интенсивного инъекционного метаморфизма.

Некоторые основные дайки, залегающие в нижнепалеозойской метаморфической свите, подвержены серпентинизации. В местности

Квашава и в ущелье р. Чератхеви серпентиниты приурочены к зоне контакта нижнепалеозойской метаморфической свиты с гранитоидами. Создается впечатление, что они проникают как в одни, так и в другие породы.

Наконец, отметим, что богатые микроклином (розовые) гранитоиды часто секутся дайками диабаз-порфиритов.

Все кристаллические породы Дзирульского массива трансгрессивно перекрыты верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной свитой кварцевопорфирового, реже основного состава, содержащей материал дзирульских гранитоидов. Основные магматические породы занимают нижние горизонты свиты.

На основании приведенных взаимоотношений породы Дзирульского массива сведены нами в следующую возрастную схему:

1. Кристаллические сланцы — амфиболиты, роговообманково-биотитовые сланцы, биотитовые сланцы, нацело преобразованные осадочные породы и другие; нижнепалеозойские — каледонские (возраст метаморфизма).
2. Гнейсовидные и массивные кварцевые диориты; нижнепалеозойские — каледонские.
3. Аркозовые, граувакковые и серицитовые песчаники; углисто-глинистые, слюдисто-глинистые, хлоритово-глинистые, кварц-хлорит-мусковитовые, кварц-мусковит-графитовые, гранат-хлоритоид-мусковитовые и другие сланцы, а также одновозрастные со свитой основные магматические породы; нижнепалеозойские.
4. Гранитоиды — граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, имеющие гнейсовидную и массивную текстуры; верхнепалеозойские (герцинские).
5. Диабазы и порфириты, секущие гранитоиды; верхнепалеозойские и частично юрские.
6. Верхнепалеозойская вулканогенно-осадочная свита кварцевого порфирового, реже основного (диабазы, порфириты и их туфы ущелья р. Квирилы) состава.

Абсолютный возраст биотита верхнепалеозойских гранитоидов Дзирульского массива (р. Сарахисгеле), определенный калиево-аргоновым методом, оказался равным 263 млн. лет (среднее из четырех измерений), что соответствует возрастному интервалу верхний девон — нижний карбон. Абсолютный возраст рквийского гранитоида Дзирульского массива — 264 млн. лет — отвечает тому же интервалу (Рубинштейн, 1958).

Зона Сомхитской глыбы

Храмский кристаллический массив

Общие сведения

Храмский кристаллический массив расположен в 100 *км* к западу от г. Тбилиси. В геотектоническом отношении массив представляет обнаженную (120 *км*^{2}) часть так называемой Сомхитской глыбы.

Главной водной артерией района является р. Храми со своими многочисленными притоками. В окрестностях селений Везировки и Ивановки имеется небольшой изолированный выход древних кристаллических пород (площадью 3 *км*^{2}).

Первые сведения, касающиеся Храмского массива, встречаются в трудах, опубликованных в конце XIX — начале XX вв. (Г. Абих, Г. Г. Цулукидзе, С. Е. Симонович и Ф. Освальд). Детальное изучение Храмского массива было проведено в последние годы (Беликов, 1936; Устиев, 1936; Заридзе и Татришвили, 1953, 1959; Казахашвили, 1941; Татришвили, 1948 и др.).

В 1936—1938 гг. Т. Г. Казахашвили и Г. Н. Лоладзе составлена геологическая карта Храмского массива. Первый из названных авторов (Казахашвили, 1941) приводит такую последовательность развитых в массиве пород: 1) кристаллические сланцы (докембрийские), 2) кварцевые диорито-гнейсы (нижнепалеозойские), 3) граниты (нижнепалео-

зойские, 4) габбро-диабазы (юрские) и 5) кварцевые порфиры и гранит-порфиры (послеюрские — доверхнемеловые). Автор различает два типа розовых гранитоидов — нормальные биотитовые, широко распространенные, и аляскитовые. Отмечается также, что нижнепалеозойские гранитоиды залегают в виде плоского интрузивного тела—гарполита в кварцевых диоритах.

Г. М. Заридзе и Н. Ф.Татришвили (1948, 1953) выработали следующую схему возрастной последовательности пород Храмского массива: кварцевые диоритовые гнейсы, габброиды, гранитоиды и кварцевые порфиры и гранит-порфиры.

В 1938 г. В. Я. Эдилашвили выделяет на Храмском массиве обширный выход неоинтрузии, секущей верхнемеловые отложения, на основании чего относит ее к третичному периоду. По данным Ш. А. Адамия (1958), «Храмская неоинтрузия» (граниты, гранит-порфиры и кварцевые порфиры) является послеверхнепалеозойской и предсеноманской, так как сечет верхнепалеозойскую вулканогенно-осадочную свиту и трансгрессивно перекрывается отложениями верхнего мела; автор полагает, что «неоинтрузия» древнее лейаса.

Сведения о породах Храмского массива и стратиграфия его осадочного чехла приводятся также в ряде отчетов Грузинского геологического управления (Канделаки, 1948—1949 г.; Эгадзе, Горбаченко, Бергвадзе, 1956—1958 г.; Эдилашвили, 1939, 1948 г.).

Начиная с 1956 г. территория Юго-Восточной Грузии, в частности Храмский массив, исследовался комплексной экспедицией Геологического института АН Груз. ССР и Грузинским геологическим управлением. Итоги этих исследований изложены в соответствующих отчетах. Материал по Храмскому массиву был собран и обработан автором настоящей монографии совместно с Н. Ф. Татришвили.

Кварцевые диоритовые гнейсы

Породы от серого до темно-серого цвета, среднезернистые и гнейсовидные. Структура нечетко выраженная, гипидиоморфная; видны катаклазированные участки. Наблюдается интенсивная инъецированность лейкократовым материалом, главным образом кварцем и полевым шпатом.

В состав пород входят: кварц, калиевый полевой шпат (иногда), плагиоклаз, биотит, мусковит, хлорит, слюдистые массы, напоминающие цементирующую массу песчаника (рис. 9), и акцессории — рудный минерал, апатит, топаз, циркон, сагенит, ортит, сфен, лейкоксен и гранат.

Среди кварцевых диоритовых гнейсов выделяются две разновидности. Гнейсы одной из них содержат слюдистые массы, являющиеся преобразованными остатками осадочных образований, гнейсы другой слюдистых масс не содержат; в них наблюдаются реликты основных магматических пород. Среди обеих разновидностей гнейсов встречаются гранодиоритовые и гранитовые.

Слюдистые массы представляют собой образования разной величины и формы, лишенные кристаллографических очертаний. Там, где эти массы содержатся в большом количестве (не уничтожены последующими преобразовательными процессами), они представлены более или менее округлыми образованиями, связанными между собой «щупальцами». В тех же случаях, когда их количество уменьшается, — порода обогащается биотитом и хлоритом (слюдистые образования переходят в эти минералы). Уцелевшая часть слюдистых образований приобретает полосчатое расположение, хотя связь между отдельными полосами все же сохраняется. Нередки случаи, когда связывающим минералом является новообразованный биотит или другой какой-либо минерал.

Слюдистые массы часто бесцветны, почти совершенно прозрачны, но бывают случаи, когда они приобретают желтые, зеленые и оранжевые оттенки. Бесцветные разности представлены тонкочешуйчатым серицитом с агрегационной поляризацией и высокими цветами интерферен-

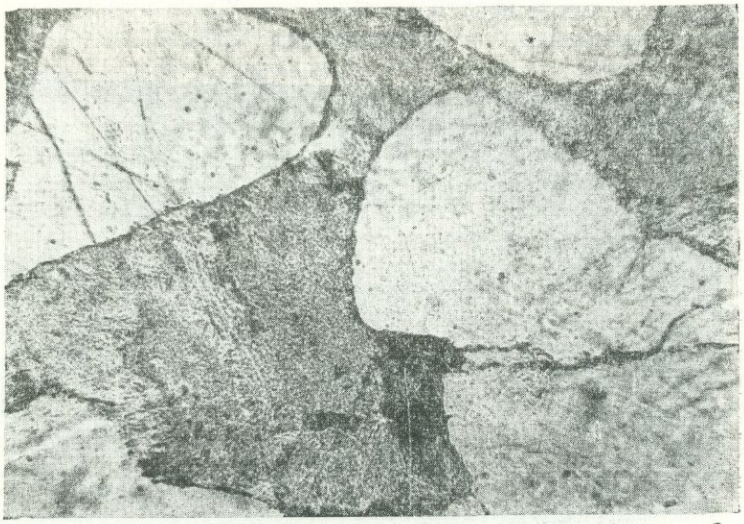


Рис. 9. Кварцевый диоритовый гнейс. Слюдистая масса напоминает цемент песчаника. Николи скрещены. Ув. 72

ции. Зеленоватый оттенок слюдистые массы приобретают в случае появления хлорита, образующего скопления и имеющего светло-зеленый цвет и низкую интерференционную окраску. В относительно хорошо ин-

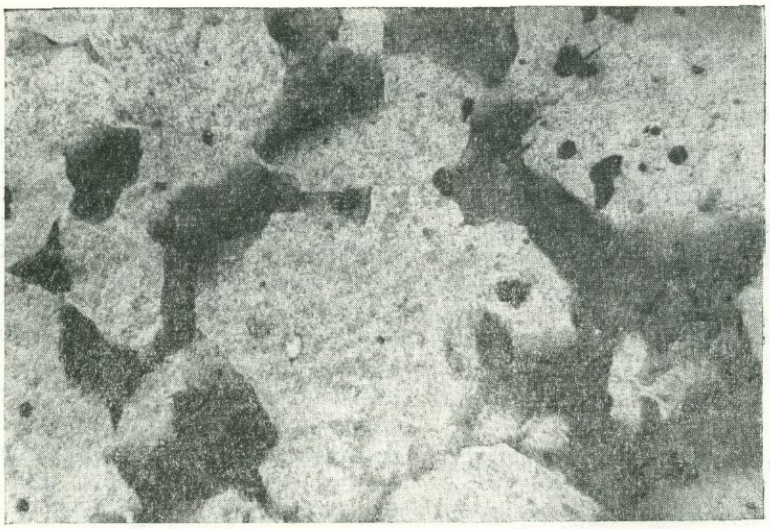


Рис. 10. Кварцевый диоритовый гнейс. Пятна биотита (темные) в серицитовой массе. Николи скрещены. Ув. 72

дивидуализированных пластинках хлорита появляются мелкие зерна рудного минерала и сагенит. Появление оранжевого оттенка указывает на возникновение биотита, располагающегося в слюдистой массе в виде мелких пятен (рис. 10) или неправильных связанных между собой обра-

зований, включающих мельчайшие кристаллы циркона и рудного минерала. Наблюдаются также и красновато-коричневые, совершенно свежие чешуйки биотита с хорошо выраженной спайностью и расплывчатыми контурами; они расположены в сериците слюдистой массы.

В слюдистой массе некоторых гнейсов появляются мусковит и зерна относительно прозрачного плагиоклаза, не имеющих кристаллографиче-

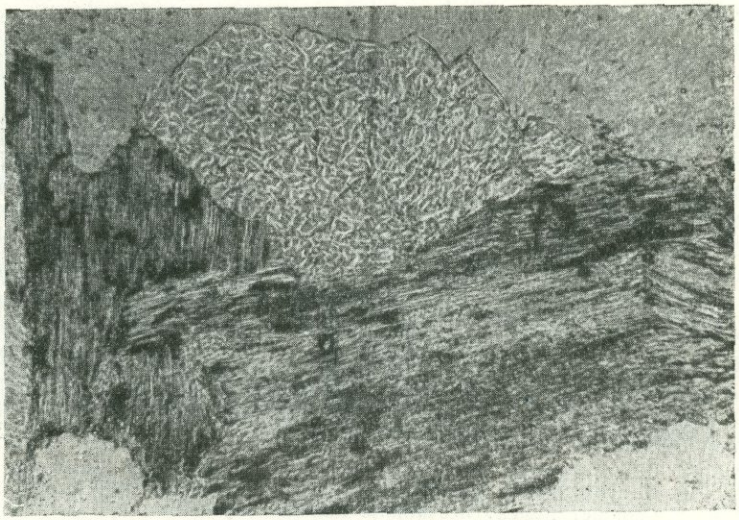


Рис. 11. Кварцевый диоритовый гнейс. Топаз с биотитом. Николи скрещены. Ув. 72

ских очертаний, и кварц. Мусковит с серицитом, иногда встречающиеся с калиевым полевым шпатом, образуют скопления. В большом количестве содержатся новообразованные рудный минерал, апатит, нередко связанный с привнесенным кварцем, и топаз (рис. 11).

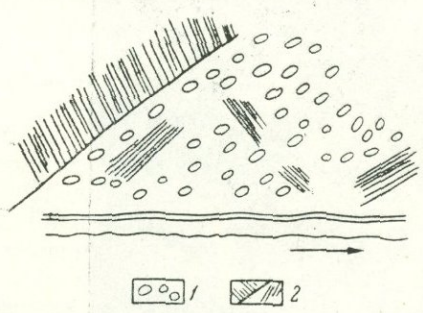


Рис. 12. Пачка древних конгломератов (1) и кварцевые диоритовые гнейсы (2). Левый берег р. Храми, у шоссе. Масштаб 1 : 80

Метасоматический процесс протекал в результате привноса гранитизирующих флюидов, содержащих определенные элементы в герцинскую эпоху орогенеза за счет уже метаморфизованных в каледонскую эпоху кварцевых диоритовых гнейсов.

Летом 1958 г. Д. М. Шенгелия на шоссе, проходящем по левому берегу ущелья р. Храми, вблизи отметки «68-й километр», была обнаружена пачка древних конгломератов, выходы которых размером иногда более 10 *см* состоят из порфиритов, микродиабазов, кварцевых диоритовых гнейсов и гранит-порфиров. В цементирующей массе наблюдается мелкообломочная структура; порода представляет собой кварцевый диоритовый гнейс со слюдистой массой, аналогичной распространенным в массиве гнейсам.

Гнейсы указанного типа не только являются связывающей массой конгломерата, но и образуют дислоцированный и нарушенный разломами пласт, залегающий среди конгломератов. Азимут падения плоскостей, образующих гнейсовидность пород слоя, не совпадает с азимутом падения кварцевых диоритовых гнейсов, распространенных в западном

контакте пачки конгломератов; этот контакт здесь явно тектонический (рис. 12).

Исходя из того, что состав дислоцированного слоя гнейсов, залегающего внутри пачки конгломератов, а также их цементирующей массы аналогичен составу храмского кварцевого диоритового гнейса, содержащего слюдистые массы, мы приходим к заключению, что данная разновидность храмских кварцевых диоритовых гнейсов образовалась за счет седиментогенных пород, подвергшихся метаморфизму в каледонскую эпоху. На первый взгляд не понятна слабая по сравнению со значительным метаморфизмом цемента степень метаморфизма галек, так как при метаморфизме в системе следует ожидать однородные преобразования, однако это относится к однородным исходным породам.

Вторая разновидность кварцевых диоритовых гнейсов (не содержащая слюдистые массы) перемежается с первой. Присутствующие в породе биотит или хлорит образованы за счет роговой обманки, на что указывают небольшие ее остатки в двух названных минералах. Из вторичных минералов в этих гнейсах содержатся минералы группы эпидота и кальцит. Сильная соссюритизация плагиоклаза указывает на основной его характер. По структуре эти породы равномернозернистые, в результате же окварцевания они нередко приобретают порфировидный облик.

Исходя из структурных особенностей и состава, данные гнейсы, вероятно, возникли в результате преобразования древних основных магматических пород.

Основные интрузии, секущие кварцевые диоритовые гнейсы

Кварцевые диоритовые гнейсы обеих разновидностей пересекаются дайками массивных основных пород — пироксенитами (был встречен только в ущелье р. Чочиани), габбро, габбро-диабазами, диабазами и габбро-порфиритами, которые вместе с вмещающими гнейсами подвергаются сильной гранитизации — окварцеванию, альбитизации и калишпатизации (рис. 13).

В обнажениях наблюдается пропитывание основных пород жилами лейкократового материала. Особенно хорошо эти породы фиксируются в верховьях р. Храми, выше генераторной станции ХрамГЭС-1, на шоссе между последним пунктом и сел. Триалети, в ущелье р. Чочиани и в других местах. В последнем пункте в габброидах имеются пегматоидные образования, содержащие крупные кристаллы роговой обманки, унаследованные из метасоматизируемого габброида и перекристаллизованные с увеличением в размере.

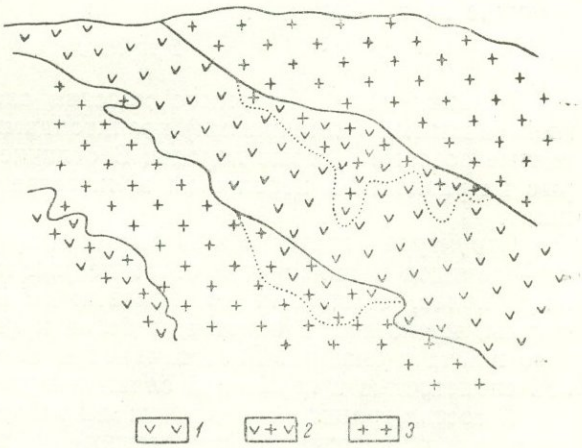


Рис. 13. Гранитизированная основная порода, выходящая у отметки «10-й километр», на участке шоссе сел. Триалети — ущелье р. Храми. Масштаб 1 : 20

1 — окварцованный диабаз; *2* — гранитизированный диабаз; *3* — секущий (метасоматически пропитывающий) гранит

Макроскопически основные породы темно-серые, плотные, среднезернистые. Состав: плагиоклаз, роговая обманка, пироксен, хлорит, биотит, минералы группы эпидота, кварц, калиевый полевой шпат и акцес-

сории — рудный минерал, сфен, апатит, ильменит и др. Окварцевание, калишпатизация (рис. 14), а также альбитизация являются поздними процессами. В отдельных случаях можно проследить постепенную гранитизацию данных пород с образованием кварцевых диоритов и других

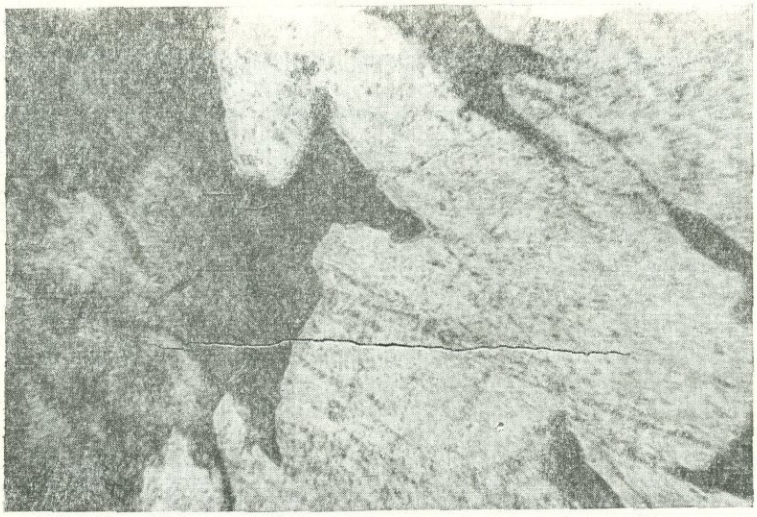


Рис. 14. Гранитизированный габбро-диабаз. Калишпат разъедает плагиоклаз. Николи скрещены. Ув. 72.

гранитоидов. Эти породы внедрены после становления кварцевых диоритовых гнейсов (каледонская эпоха) и до процессов гранитизации (герцинская эпоха), которой подвержены как основные породы, так и вмещающие их гнейсы.

Гранитоиды

Главная часть Храмского массива сложена гнейсовидными и негнейсовидными (массивными) гранитоидами. Это мелко- или среднезернистые розовые и серые породы. В отличие от розовых гранитоидов серые их разности в небольшом количестве содержат калиевый полевой шпат.

Структура гранитоидов гипидиоморфная. Иногда наблюдается гнейсовидное и полосчатое строение; последнее обусловлено чередованием полос, состоящих из полевых шпатов, имеющих причудливые формы, мусковита и биотита и более крупнозернистого свежего полевого шпата и биотита. Гнейсовидность, по-видимому, является реликтовой слоистостью и первичной сланцеватостью.

В состав гранитоидов входят: кварц, калиевый полевой шпат (нерешетчатый и решетчатый микроклин) и плагиоклаз кислого состава, а также мусковит, биотит, хлорит и изредка роговая обманка; в отдельных случаях наблюдаются слюдистые массы. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, флюоритом, сфеном, ортитом и рудным минералом. Видна приуроченность некоторых акцессориев к железисто-магнезиальным минералам и привнесенному кварцу (рис. 15 и 16).

В Храмском массиве имеются все представители гранитоидов: кварцевые диориты, банатиты, гранодиориты и граниты. Разнообразие в составе мы объясняем различной интенсивностью процессов метасоматической гранитизации и неодинаковым составом исходных пород.

В процессе окварцевания в гранитоидах образуются пегматитовые прорастания кварца и полевого шпата, которые возникают вследствие

разъедания полевого шпата кварцем. Кварц встречается также в виде крупных кристаллов, имеющих зазубренные контуры, жилок и скоплений мелких зерен. Калиевый полевой шпат представлен двумя или даже

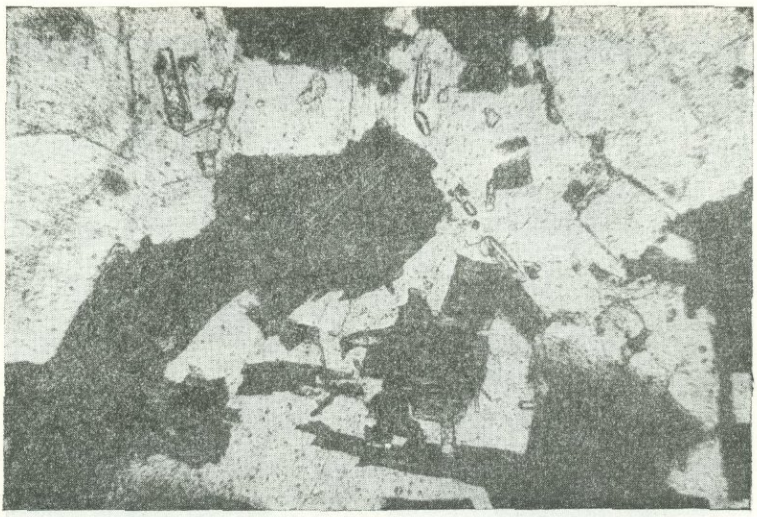


Рис. 15. Гранодиорит. Апатит, связанный с привнесенным кварцем, разъедающим биотит. Николи скрещены. Ув. 72

тремя генерациями — мелкие ксеноморфные зерна, идиоморфные призматические кристаллы, включающие зерна калиевого полевого шпата

Рис. 16. Гранодиорит. В центре поля зрения идиоморфный кристалл ортита. Николи скрещены. Ув. 160

первой генерации, и жилки, пересекающие две другие его генерации (рис. 17).

Относительный идиоморфизм минералов в гранитоидах не всегда отвечает гипидиоморфной структуре; в частности, иногда наблюдаются идиоморфные кристаллы кварца, включенные в алломорфный калиевый полевой шпат. Последний минерал включает в себя не только кварц,

но и разъеденный им плагиоклаз причудливой формы. Нередко крупные кристаллы кварца пересекаются жилкой позднего калиевого полевого шпата (рис. 18).

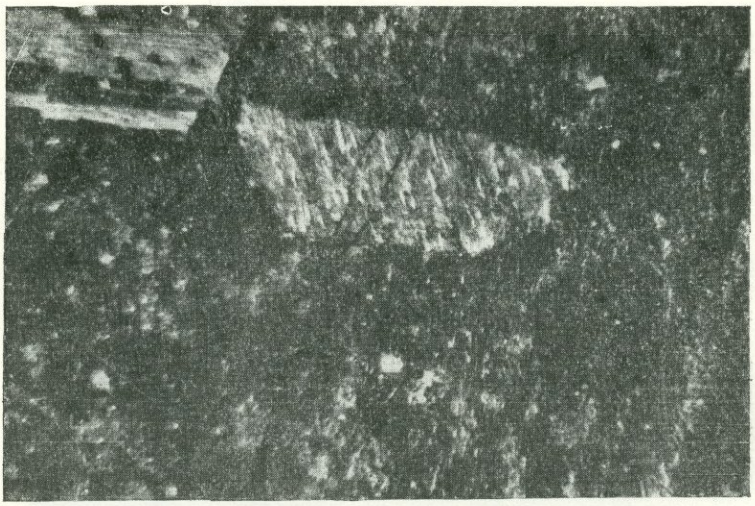


Рис. 17. Гранит. Калишпат двух генераций — ранний с плагиоклазом в центре поля зрения и поздний, разъедающий ранний плагиоклаз и калишпат. Николи скрещены. Ув. 72

В гранитоидах в большом количестве содержатся различной величины и формы останцы основных пород и гнейсовидных кварцевых диоритов, в той или иной степени гранитизированных. Процессы кремние-

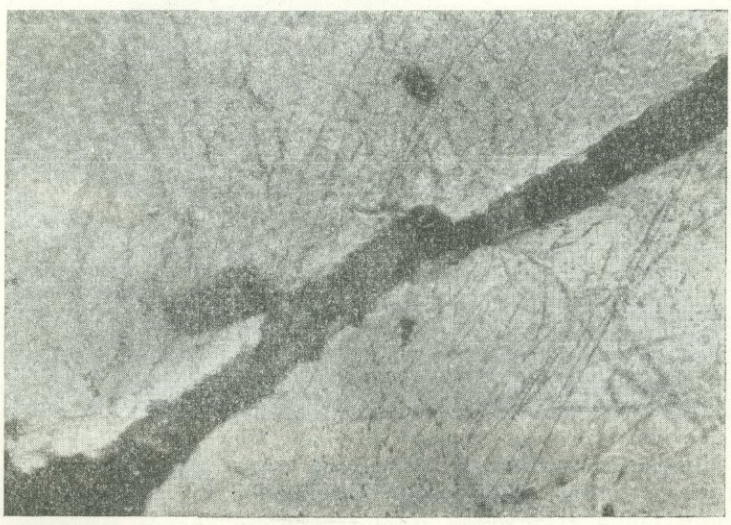


Рис. 18. Кварцевый диорит. Жилка калишпата, секущая крупное зерно кварца. Николи скрещены. Ув. 160

вого, калиевого и натриевого метасоматозов накладываются не только на гнейсы, но и на секущие их основные породы. Гранитоиды образуются как за счет гнейсов, так и за счет основных пород.

Таким образом, наблюдаются два этапа метаморфизма — более древний (каледонская эпоха), обусловивший формирование гнейсов из древних геосинклинальных осадочно-вулканогенных пород, и более молодой (герцинская эпоха, после внедрения габброидов), сопровождающийся последовательным проникновением из глубин кремния, калия и натрия, вызывающих интенсивный процесс метасоматической гранитизации, в результате которой возникли гнейсовидные и негнейсовидные (массивные) гранитоиды за счет древних метаморфических и секущих их основных пород. В последнем случае породы полосчатости не обнаруживают.

Основные интрузии, секущие гранитоиды

Наряду с более ранними основными магматическими породами, секущими кварцевые диоритовые гнейсы и инъецируемыми гранитоидами, имеются и такие, которые секут гранитоиды и не подвергаются гранитизации. Они наблюдаются во многих местах Храмского массива, в частности вдоль шоссе на левом берегу р. Клдеиси, у впадения р. Чочиани в ущелье р. Храми выше последних строений пос. ХрамГЭС-1, близ сел. Триалети и в других местах.

Эти образования представлены диабазами, порфиритами, габбро-порфиритами и габбро-диабазами. В их состав входят: плагиоклаз (пелитизированный, серицитизированный, реже альбитизированный), моноклинный пироксен, частично замещенный роговой обманкой (обыкновенной или волокнистой), хлорит, эпидот, карбонат, вторичный кварц (встречаются жилки), рудный минерал, ильменит и апатит; калиевый полевой шпат в этих породах не содержится.

Среди рассмотренных основных магматических пород имеются разновозрастные образования. Одни из них верхнепалеозойские, так как в отдельных случаях наблюдается пересечение основных даек, секущих гранитоиды, кварцевыми порфирами и гранит-порфирами; другие же, вероятно, послепалеозойские. В рассматриваемой области вулканическая активность основной магмы известна в байосе, верхнем мелу и среднем эоцене.

Кварцевые порфиры и гранит-порфиры, секущие гранитоиды

Дайки кварцевых порфиров и гранит-порфиров секут как гнейсы и гранитоиды (рис. 19), так и местами (ущелье р. Храми, на шоссе у отметки «68-й километр», окрестности сел. Квемо Хараба и другие

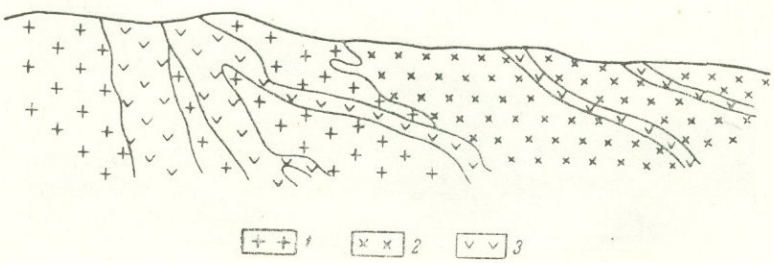


Рис. 19. Гранитоиды (1) секутся кварцевыми порфирами (2) и диабаз-порфиритами (3). Шоссе сел. Триалети — ущелье р. Храми. Масштаб 1 : 60

места) описанные выше основные магматические породы. Они пересекают также породы верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной свиты.

Кварцевые порфиры и гранит-порфиры широко распространены в окрестностях сел. Квемо Хараба, Гомарети и Мамула, в ущелье р. Храми и ее левых притоков — Асланура, Клдеиси и в других местах.

Мнения об их возрасте расходятся. По нашим наблюдениям, дайки кварцевых порфиров и гранит-порфиров представляют собой корни путей, питавших верхнепалеозойский вулканизм. Породы светло-серые или

Рис. 20. Кварцевый порфир. В центре поля зрения кристалл топаза. Николи скрещены. Ув. 160

розовые. Порфировые вкрапленники представлены кварцем, основным плагиоклазом (до андезина) и калиевым полевым шпатом; в редких случаях — биотитом и хлоритом. Основная масса в гранит-порфирах

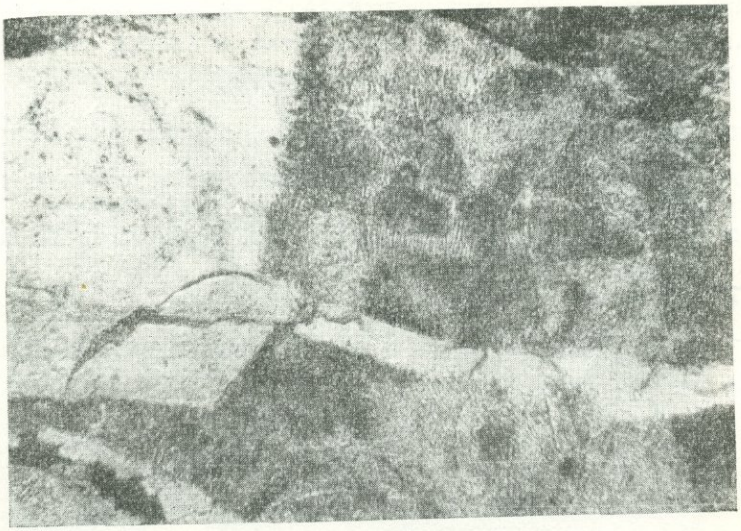


Рис. 21. Кварцевый порфир. Фенокристалл кварца с подводящим каналом. Николи скрещены. Ув. 72

гранофировая (микропегматитовая), состоящая из кварца и полевого шпата, а в кварцевых порфирах — сферолитовая, состоящая из кварца и полевого шпата или только полевого шпата. Сферолиты довольно крупные, иногда крупнее фенокристаллов. Участки между сферолитами

и микропегматитами выполнены мелкозернистой основной массой, состоящей из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, хлорита, биотита, мусковита и эпидот-цоизита. В небольшом количестве встречаются акцессории — рудный минерал, апатит и топаз (рис. 20).

Наблюдаются сильное окварцевание и калишпатизация кварцевых порфиров и гранит-порфиров. Нередко видны подводящие каналы

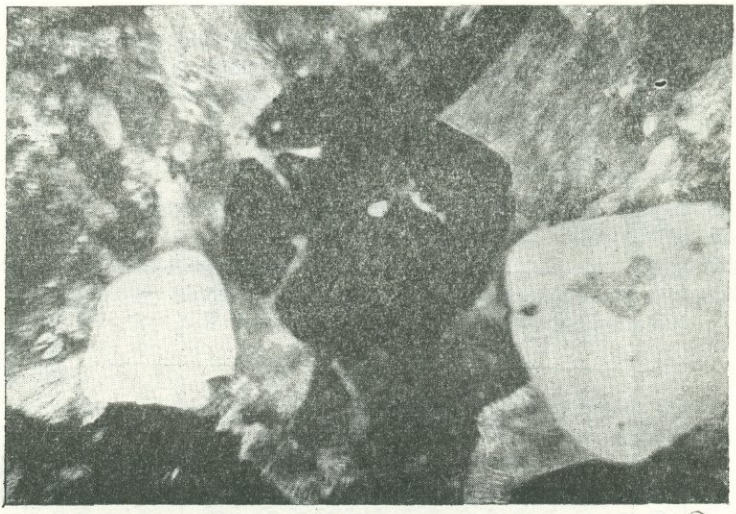


Рис. 22. Кварцевый порфир. В центре поля зрения псевдоморфоза калишпата по кварцу. Николи скрещены. Ув. 64

кварца, связанные с фенокристаллами кварца или секущие его (рис. 21).

В отдельных случаях отмечаются псевдоморфозы калиевого полевого шпата по интрателлурическому порфировому кварцу, имеющему оплавленные края (рис. 22).

Химическая характеристика

Химический состав пород Храмского массива приведен по 15 анализам средних проб в табл. 30. Среди пород, содержащих SiO_2 свыше 70%, наряду с лейкократовыми гранитами (анализы № 1 и 2) можно назвать кварцевый диорит (анализ № 4) и окварцованный плагиоклазовый порфирит (анализ № 6). В двух последних породах высокое содержание SiO_2 вызвано их сильным окварцеванием. На примере окварцованного плагиоклазового порфирита можно убедиться, что наряду с привносом кремния происходил также привнос натрия и калия.

В другом кварцевом диорите (анализ № 12), возникшем путем метасоматической гранитизации габброида, содержание SiO_2 также высокое (69,56%). Привнос в большом количестве SiO_2 (кремниевый метасоматоз) в данном случае также очевиден. На основной состав его материнской породы указывает высокое содержание полуторaокисного железа (4,18%) и окиси магния (1,8%). Здесь также наблюдается привнос натрия и калия (натриевый и калиевый метасоматозы). То же можно сказать о подвергшемся метасоматозу габброиде левого берега р. Храми (анализ № 15), имеющем сильно завышенное содержание SiO_2 (67,76%) и щелочей (Na_2O 3,15%, K_2O 2,59%), что указывает на их привнесенный характер. Наряду с этим порода обнаруживает высокое

Таблица 30

Химический состав пород Храмского массива

(Аналитик К. Ш. Мтиулишвили)

Окислы	Состав														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	71,43	77,08	60,68	75,46	49,44	72,24	50,42	49,88	49,12	53,02	64,82	69,56	69,88	66,42	67,76
TiO_2	0,09	0,28	0,28	0,18	0,22	0,57	0,79	0,30	0,77	0,47	0,48	0,41	0,26	0,43	0,31
Al_2O_3	15,51	12,07	18,77	11,05	17,67	13,24	14,76	5,82	17,52	11,09	17,36	14,45	14,82	12,93	16,85
Fe_2O_3	1,32	1,75	1,89	3,06	3,59	1,90	6,93	2,39	9,55	5,20	1,90	4,18	2,30	6,98	1,35
FeO	0,58	0,12	3,58	0,27	7,20	1,37	2,08	4,95	1,46	2,66	3,78	0,55	1,94	1,50	3,02
MnO	0,03	Следы	Нет	0,04	0,19	Нет	0,16	0,13	0,13	0,12	0,10	0,07	0,07	0,09	0,08
MgO	0,64	0,21	3,45	0,36	5,61	0,28	6,84	17,28	5,90	8,49	1,65	1,80	0,72	0,93	0,72
CaO	0,40	0,29	1,13	0,83	9,04	1,73	9,97	16,69	7,61	10,13	3,24	1,10	1,40	2,81	2,44
Na_2O	3,59	4,28	1,53	4,29	1,87	4,05	2,43	0,32	3,05	2,57	1,97	3,72	3,03	3,51	3,15
K_2O	3,88	2,06	3,62	2,30	1,06	2,28	2,86	0,10	1,76	3,44	2,32	1,68	4,33	2,42	2,59
SO_3	0,27	0,47	0,61	0,47	0,40	0,95	0,61	0,61	0,81	0,20	0,13	0,34	Следы	Следы	Следы
P_2O_5	0,31	0,37	0,68	0,37	1,21	0,37	0,65	0,06	0,21	0,52	0,06	0,49	0,31	0,31	0,06
H_2O^+	1,02	0,64	3,16	0,86	2,38	1,12	1,44	1,12	2,04	1,96	1,52	1,52	0,96	0,12	0,16
H_2O^-	0,22	0,40	0,48	0,36	0,56	0,28	0,44	0,44	0,40	0,24	0,6	0,40	0,32	0,40	0,36
Сумма	100,23	100,02	99,86	99,88	100,04	100,38	100,34	100,09	100,33	100,11	99,93	100,27	100,34	99,85	99,85

1 — лейкократовый гранит; левый склон р. Клдеиси, шоссе;
2 — *лейкократовый гранит; окрестности сел. Гомарети;*
3 — гранит; ущелье р. Чочиани;
4 — кварцевый диорит; ущелье р. Чочиани;
5 — окварцованный *габбро-порфирит; ущелье р. Чочиани;*
6 — окварцованный плагиоклазовый порфирит; ущелье р. Чочиани;
7 — калишпатовое габбро; ущелье р. Чочиани;
8 — пироксенит; ущелье р. Чочиани;
9 — калишпатовое габбро; ущелье р. Чочиани;
10 — калишпатовое габбро; ущелье р. Чочиани;
11 — биотитовый гранито-гнейс; ущелье р. Чочиани;
12 — кварцевый диорит; ущелье р. Чочиани;
13 — гранодиорит; левый берег р. Храми, вблизи генераторной станции Храм ГЭС-1;
14 — кварцевый диоритовый гнейс; левый берег р. Храми, вблизи генераторной станции Храм ГЭС-1;
15 — *габбронд; левый берег р. Храми.*

процентное содержание окислов железа (Fe_2O_3 1,35%, FeO 3,02%) и окиси кальция (CaO 2,44%).

Привнос материала и вызванный им преобразовательный процесс хорошо наблюдаются в основных магматических породах, секущих кварцевые диоритовые гнейсы ущелья р. Чочиани. В частности, химический состав пироксена (анализ № 8) в целом более или менее обычный, однако содержание SiO_2 относительно высокое (49,88%). По химическим анализам калишпатовых габбро (анализы № 7, 9, 10) можно сделать заключение о привносе кремния, натрия и калия в разных пропорциях, вследствие чего одинаковые по существу габброиды претерпели несколько различные преобразования.

Результаты спектрального анализа

В процессе полевых работ, проводимых с целью выяснения металлометрической характеристики пород Храмского массива, наряду со штуфными образцами брались пробы для спектрального анализа. Количественному определению в спектральной лаборатории Геологического института АН Груз. ССР подвергнуто 109 проб. Определены следующие 26 элементов: Ni, Co, Ti, Ba, Cr, Mo, W, Zr, Sr, Nb, Ta, Cu, Pb, Ag, Sb, Bi, As, Zn, Cd, Sn, Ge, Ga, In, V, Be, Li.

Спектральные анализы для некоторых возрастных групп горных пород Храмского массива, начиная с более древних образований, дали следующие результаты.

В кварцевых диоритовых гнейсах, подвергшихся гранитизации и преобразовавшихся в граниты, гранодиориты и т. п., были установлены следующие элементы: Ni, Co, Ti, Cr, Zr, Sr, Cu, Pb, Ga, V, Be, Li. Для названных пород содержание никеля и кобальта не превышает 0,n%, титана — меньше 1%, содержание бария 0,n%, хрома не более 1%. Наличие названных элементов в гнейсах, включающих слюдистые массы (если они определены правильно), указывает на то, что в их состав входили также частицы основных магматических пород — туфовый материал. Вместе с тем в этих породах отмечаются спектры металлов Cu, Pb, Ga, V, Be и Li различной интенсивности. Совершенно отсутствуют Mo, W, Nb, Ta, Ag, Sb, Bi, As, Cd, Sn, Ge и In.

По визуальному определению интенсивности почернения аналитических линий в основных магматических породах, секущих гнейсы и подвергшихся гранитизации, можно говорить о том, что для данных пород элементы Ni, Co, Ti и Cr более характерны и, вероятно, присутствуют в большем количестве, чем в гранитоидах. При гранитизации упомянутые элементы, по-видимому, постепенно исчезают. Цирконий не характерен для основных пород; он, очевидно, привносится в процессе гранитизации.

Гранитоидам Храмского массива свойственны Ni, Co, Ti, Ba, Cr, Zr, Sr, Cu, Pb, Zn, Ga, V, Be, Li; в них отсутствуют Mo, W, Nb, Ta, Ag, Sb, Bi, As, In, Cd, Sn (в редких случаях определяются следы), Ge. Наличие некоторых элементов, особенно Ni, Co, Cr и Ti, указывает на то, что среди материнских пород, в результате метасоматической гранитизации которых образовались гранитоиды, существенную роль играли основные магматические породы.

Из сравнения с кварцевыми диоритовыми гнейсами видно, что Ni, Co, Cr и Ti для гранитоидов менее характерны, чем для пород сравниваемой группы; особенно это относится к Ni, Co и Cr.

Визуальные содержания определенных элементов для основных магматических пород, секущих гранитоиды, и для древних основных магматических пород, секущих кварцевые диоритовые гнейсы, близки. *Существенная разница заключается в содержании циркония*, что вызвано гранитизацией более древних основных магматических пород.

В спектральных анализах кварцевых порфиров и гранит-порфиров бросается в глаза почти полное отсутствие Ni, Co и Cr. С другой стороны, Zr и Sr — весьма характерные элементы для данных пород.

Визуальные определения указывают на подчиненную роль W, Be и Li в кварцевых порфирах и гранит-порфирах по сравнению с другими группами рассмотренных выше пород.

Верхнепалеозойская вулканогенно-осадочная свита

Кристаллические породы Храмского массива трансгрессивно перекрываются вулканогенно-осадочными образованиями, которые не совсем удачно именовались «нижними туффитами». Наличие этих образований в Храмском массиве впервые было установлено В. Я. Эдилашвили и П. Д. Гамкрелидзе в 1938 г. В 1959 г. П. Д. Гамкрелидзе, Н. И. Схиртладзе и М. М. Рубинштейном в упомянутых образованиях была найдена средне- и верхнекарбоновая фауна и флора.

Верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные образования в виде узкой прерывистой полосы развиты в северной, восточной и южной периферии Храмского массива, в окрестностях вершины Гелиндаг, тоннеля Храм ГЭС-2, селений Гомарети и Ахкалапа и в ущелье р. Кдеиси. Наличие верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных образований на участке севернее сел. Гомарети не подтвердилось. Развитые здесь аркозовые и грауваккковые песчаники, вероятно, относятся к низам лейасовых слюдистых сланцев и аргиллитов. Отмечаемые всеми другими исследователями секущие тела (апофизы) гранитоидов оказались перемытым материалом древних пород, включенных в песчаники и имеющих иногда вытянутые формы.

Верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные образования сложены из различных туфов, песчаников, известняков и кремнистых пород. Наблюдаются секущие тела гранит-порфиров, кварцевых порфиров, порфиритов и диабазов. Вероятно, имеются также покровные и внутриформационные тела.

Ниже приводится описание изученных нами двух характерных разрезов в районах развития этих образований.

Левый склон р. Кдеиси, вдоль шоссе

Под базальными конгломератами верхнего мела (сеноман) залегают верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные образования, представленные рыжевато-красными, сильно лимонитизированными, мелкозернистыми витрофировыми пелитовыми туфами. Порода состоит из тонкозернистой, слегка серицитизированной, адиагностической массы, в которой рассеяны относительно крупные зерна кварца и гидроокислов железа.

В нескольких метрах ниже по шоссе обнажается светло-зеленовато-серый плотный витрокластический туф с шероховатой поверхностью и с налетами лимонита. Порода состоит из сильно серицитизированной и хлоритизированной стекловатой массы, в которой кое-где содержатся скопления мелкозернистого кварца и гидроокислов железа.

В 100 *м* от контакта с породами верхнего мела в рассматриваемых образованиях имеется небольшая линза известняка, содержащая верхнепалеозойскую ископаемую фауну.

Ниже выходит серый крупнообломочный окварцованный литокластический туф. Обломки пород, входящие в состав туфа, слегка окатаны. Почти все они представлены в разной степени окварцованными порфиритами; имеются также измененные (серицитизированные, пели-

тизированные и кальцитизированные) обломки стекла основного состава; связующая масса адиагностическая, сильно окварцована и серицитизирована. Присутствуют также рудный минерал и апатит, ассоциирующие с вторичным кварцем.

В 250 *м* от контакта с верхним мелом выходит темно-зеленовато-серый мелкозернистый измененный диабаз-порфирит. Ввиду сильного изменения (хлоритизация и окварцевание) реликтовая диабазовая структура едва улавливается. Порода состоит из плагиоклаза, хлорита, кварца и рудного минерала.

Ниже по шоссе, на протяжении 200—300 *м* развиты следующие породы: 1. Литокристаллокластический витрофировый туф. Обломки минералов представлены кварцем и плагиоклазом, реже кальцитом, очевидно, полных псевдоморфоз по плагиоклазу. Имеются также скопления мелкоагрегатного кварца. Среди обломков присутствуют плагиоклазовые сферолиты, стекло и кварцевый порфирит. Цементирующая стекловатая, местами флюидальная масса значительно преобладает над обломками; она сильно серицитизирована и слегка окварцована. 2. Сильно измененный порфирит. В хлоритизированной тонкозернистой массе, которая сечется жилками кальцита, кварца и серицита, видны идиоморфные кристаллы плагиоклаза. 3. Сильно измененный порфирит. Эта порода по сравнению с предыдущей значительно сильнее окварцована и карбонатизирована. В большом количестве она содержит рудный минерал, образованный в результате разрушения стекла под воздействием наложенных процессов — окварцевания и др.

В 1 *км* ниже по шоссе обнажаются крупнообломочные туфы. Здесь даже макроскопически наблюдается процесс окварцевания. Вдоль шоссе сверху вниз развиты следующие породы: 1. Серый лимонитизированный литокристаллокластический витрофировый туф. Порода состоит из небольшого количества обломков порфиритов с различной структурой основной массы и обломков минералов кварца, плагиоклаза и рудного (акцессорного). Имеются также скопления и жилки кварца. Цемент, значительно преобладающий над обломками, фельзитовый, со стекловатыми участками, иногда обнаруживающими флюидальность. 2. Светло-серый окварцованный литокластический туф. Порода сильно окварцована. В некоторых случаях отчетливо наблюдаются обломки порфировых пород и кварца. Цемент представляет собой сильно окварцованную фельзитовую массу. Наряду с окварцеванием отмечается и слабая карбонатизация. 3. Желтый крупнообломочный, с натеками лимонита аркозовый песчаник. Порода крупнозернистая, состоит из крупных угловатых обломков кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата (мало), мусковита и обломков гранита, состоящего из плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца. Цементирующая масса имеет одинаковый с обломками состав. Порода сечется жилками карбоната и лимонита.

Из крупнообломочных туфов и аркозовых песчаников были извлечены следующие обломки: 1. Сильно окварцованный гнейс. В породе наблюдаются слюдистые массы, представленные серицитом. Имеются жилки кварца и в меньшем количестве гидроокислов железа и кальцита. Местами они образуют небольшие скопления. В одном случае было встречено кварц-серицитовое скопление с большим количеством рудного минерала и нескольких зерен циркона. 2. Кварцевый диорит. Порода лейкократовая, состоящая из серицитизированного плагиоклаза, кварца и акцессориев — циркона, рудного минерала. В большом количестве наблюдаются жилки лимонита и кальцита. 3. Гранитоид. Ввиду сильного изменения (окварцевание, карбонатизация и лимонитизация) гранит-порфировая структура породы улавливается с трудом. Порода состоит из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата (микроклина), мусковита, кальцита и лимонита. Другой обломок гранитоида имеет гранитовую структуру. Порода крупнозернистая, содержащая пер-

титовый калиевый полевой шпат (микроклин), кварц, мусковит и акцессорно гранат.

В 2 *км* от контакта с породами верхнего мела под туфовыми образованиями обнажаются гранитоиды Храмского массива.

Гора Гелиндаг—ущелье р. Клдеиси

На вершине с отметкой 1893,5 *м*, находящейся западнее горы Гелиндаг, обнажаются следующие верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные образования: 1. *Светло-желтый плотный кристаллолитокластический* туф кварцевого порфира. Порода состоит из обломков порфировых пород, среди которых преобладают обломки кварцевых порфиров. В большом количестве содержатся обломки кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Встречаются обломки пород со сферолитовой основной массой. Наблюдаются вторичные образования плагиоклаза в виде сферолитов и скопления мелких кристаллов; цементирующая масса фельзитовая. 2. *Серовато-зеленый плотный витрокристаллолитокластический* туф кварцевого порфира. В породе в значительном количестве содержится цемент, который представлен кварцевым порфиром со стекловатой основной массой. Из обломков преобладают плагиоклаз и кварц; некоторые обломки кварца, возможно, представляют раздробленные вкрапленники. 3. *Светло-зеленовато-серый плотный кварцевый* порфир. В стекловатой, сильно окварцованной и серицитизированной массе рассеяны кристаллы кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Некоторые из них, главным образом кварц, оставляют впечатление обломков; имеются также жилки кварца. 4. Серовато-зеленый *плотный кристаллолитокластический туф* кварцевого порфира. Порода состоит из крупных обломков кварцевого порфира. Обломки минералов представлены кварцем и плагиоклазом. Калиевый полевой шпат присутствует в виде вкрапленников. Помимо обломков, имеются окварцованные участки и сферолиты плагиоклаза, очевидно образовавшиеся за счет стекла кварцевого порфира; сферолиты иногда оставляют впечатление обломков. 5. На склоне горы Гелиндаг обнажается зеленый *грубообломочный кристаллолитокластический туф* кварцевого порфира. Обломки порфировых пород имеют кварцево-плагиоклазовый состав. Связывающая масса кварцевая порфировая, местами довольно сильно окварцована, а участками серицитизирована; акцессорно присутствуют рудный минерал и циркон. 6. Темно-серый стекловатый *витрокластический крупнозернистый туф. Порода окварцована и серицитизирована.* Обломки пород состоят из мелких зерен кварца, плагиоклаза и серицита и вкрапленников плагиоклаза. Из минеральных обломков встречаются кварц и плагиоклаз.

На вершине горы Гелиндаг и на водоразделе развиты следующие образования: 1. Зеленовато-темно-серый лимонитизированный кристаллолитокластический крупнозернистый туф. Обломки пород преимущественно порфировые, с различной структурой основной массы вплоть до гиалопилитовой. Встречаются обломки гранитоидов, кварца, плагиоклаза и витрокластического туфа; все они в той или иной степени лимонитизированы; цементирующая масса микрофельзитовая. 2. Темно-серый плотный окварцованный и альбитизированный порфирит. Структура *порфировая, с микродиабазовой основной массой, нарушенной* окварцеванием. В состав основной массы входят микролиты плагиоклаза, хлорит (пеннин), расположенный между ними, кварц и акцессории — апатит и сфен, лейкоксен, приуроченный к вкрапленникам плагиоклаза; вкрапленники представлены слегка серицитизированным альбитом и хлоритом. 3. *Светло-зеленовато-серый очень плотный кристаллолитокластический* крупнозернистый туф. Порода состоит из обломков порфировых и стекловатых пород. В меньшем количестве встречаются об-

ломки древних гранитоидов и витрокристаллокластического туфа. Обломки минералов представлены кварцем и плагиоклазом; цементом служит окварцованная и серицитизированная фельзитовая масса. 4. Светло-желтовато-серый витрокристаллокластический туф. В серицитизированной и окварцованной стекловатой массе с флюидальным строением рассеяны обломки пород и минералов: кварц, плагиоклаз, кварц-плагиоклазовая порода и сферолиты плагиоклаза; цементирующая масса обладает пепловой структурой. 5. Темно-серый, почти черный, плотный витрокристаллокластический туф. В тонкозернистой, пропитанной кварцем стекловатой массе рассеяны угловатые обломки стекла, кварца и плагиоклаза.

Далее, около сел. Кдеиси, в ущелье реки того же названия под верхнепалеозойскими образованиями обнажаются древние гранитоиды Храмского массива.

Выводы

Суммируя приведенную характеристику, можно заключить, что в верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных образованиях наряду с кварцевопорфировым материалом присутствует также более основной порфириговый материал. Кроме того, нами обнаружены обломки древних кристаллических пород Храмского массива и отдельные их минералы: кварцевые диоритовые гнейсы, граниты, пегматиты, кварц с волнистым погасанием, кислый плагиоклаз и калиевый полевой шпат (нередко решетчатый), что дает основание утверждать, что наиболее поздняя по времени образования группа пород Храмского массива — гранитоиды — является досредне-верхнекарбоновыми.

В верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных образованиях наблюдаются процессы окварцевания, альбитизации, серицитизации, мусковитизации, хлоритизации, лимонитизации и др. В результате интенсивного окварцевания в некоторых местах развития этих образований возникают мощные участки кремниевых пород.

Секущие тела кварцевых порфиров и гранит-порфиров, залегающие не только в верхнепалеозойских образованиях, но также в гнейсах и гранитоидах, нами рассматриваются как корни верхнепалеозойского вулканизма. К ним, по-видимому, относится и часть секущих гранитоиды основных магматических пород (порфириты и диабазы), вдоль напластования которых в верхнем палеозое поднималась также магма основного состава.

Некоторые исследователи отмечают наличие послепалеозойских гранитоидов. Дайки гранит-порфиров, залегающие в верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной свите Храмского массива, иногда обнаруживают гранитовую структуру, что, по-видимому, послужило поводом для выделения здесь обширных полей молодых гранитоидов.

Кварцевые порфиры, широко развитые на участке горы Гелиндаг и в других местах, Н. И. Схиртладзе считает за эффузивный покров. По Ш. И. Джавахишвили и нашим данным, они оставляют впечатление межформационного интрузивного тела, залегающего между гранитоидами Храмского массива и верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной свитой. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Наиболее древними породами, входящими в состав Храмского кристаллического массива, являются кварцевые диоритовые гнейсы. Ими был образован первый, относительно жесткий субстрат, претерпевший неоднократные тектонические натяжения и различные преобразования.

Материнскими породами кварцевых диоритовых гнейсов являлись геосинклинальные осадочные и вулканогенные образования (туфы), а также жилы основных магматических пород, представляющие собой

корни путей, питавших подводный вулканизм древней, предположительно нижнепалеозойской геосинклинали.

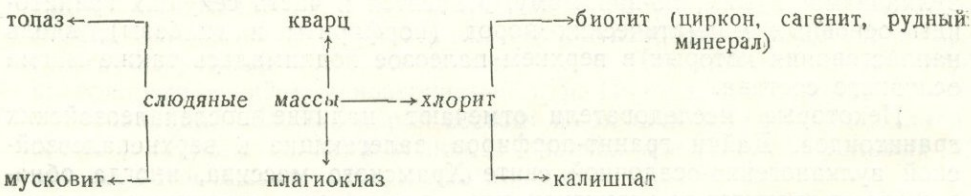
На осадочную природу большей части кварцевых диоритовых гнейсов указывают слюдистые массы, в шлифе напоминающие цементирующую массу песчаника. Это мнение подтверждается также наличием среди гнейсов древних конгломератов, цемент которых имеет обломочный характер и представляет собой содержащий слюдистые массы кварцевый диоритовый гнейс. Примесь частиц основных магматических пород (туфового материала) в этих гнейсах подтверждается спектральным анализом: обнаружены никель, хром, кобальт и титан.

Наличие синхроничных основных магматических пород фиксируется в тех разновидностях кварцевых диоритовых гнейсов, которые слюдистых масс не содержат. В них иногда обнаруживается реликтовая структура исходных основных магматических пород. Кроме того, устанавливается возникновение биотита и хлорита за счет роговой обманки, соссюритизированный плагиоклаз и минералы группы эпидота.

Под воздействием последующих процессов кварцевые диоритовые гнейсы трансформируются, и возникают различные породы. В частности, преобразованию подвергаются слюдистые массы. Это указывает на то, что кварцевые диоритовые гнейсы сформировались позднее наложенных процессов, вероятно, в связи с каледонским тектогенезом. Последующие процессы, сопровождающиеся привносом кремния, натрия и калия, протекали в связи с герцинской эпохой тектонического развития.

В шлифе можно наблюдать возникновение биотита и хлорита за счет слюдистой массы под воздействием инъекции. По мере уменьшения количества слюдистой массы возрастает количество биотита и хлорита. В слюдистой массе наблюдается также сорождение мусковита и мелких зерен прозрачного плагиоклаза (альбита), кварца, в некоторых же случаях — калиевого полевого шпата, местами образующих скопления. В связи с постепенным преобразованием слюдистой массы выделяется рудный минерал, апатит и топаз.

Последовательность преобразования слюдистой массы кварцевых диоритовых гнейсов можно представить в виде следующей схемы.



К более поздним образованиям относятся дайки основных магматических пород, секущие кварцевые диоритовые гнейсы и подвергшиеся вместе с ними гранитизации — окварцеванию, альбитизации и калишпатизации. К ним относятся пироксениты, габбро, габбро-диабазы, диабазы и габбро-порфириты.

Гранитоиды образуются в результате метасоматического преобразования как кварцевых диоритовых гнейсов, так и секущих их основных магматических пород. Гнейсовидность является реликтовой и постепенно стирается по мере усиления процесса метасоматической гранитизации в гнейсах; в них обнаруживаются реликты слюдяных масс; в гранитоидах, образованных за счет негнейсовидных основных магматических пород, гнейсовидность отсутствует даже на ранней стадии метасоматической гранитизации. Микропегматитовые прорастания кварца с полевым шпатом возникают путем метасоматического разъ-

едания полевого шпата кварцем. Привнесенный кварц, вероятно, представлен несколькими генерациями; наблюдается пересечение одного вида кварца другим. Привнос калиевого полевого шпата происходил также в несколько стадий, так как видны включения мелких ксеноморфных его зерен в идиоморфные призматические кристаллы и далее — их пересечение жилками калиевого полевого шпата поздней (третьей) генерации. Из привнесенных минералов наиболее ранними являются, по-видимому, идиоморфные кристаллы кварца, включенные в ксеноморфный калиевый полевой шпат; последний включает и разъедает также плагиоклаз.

Исходя из сказанного, последовательность минералообразования части минералов будет иметь следующий вид: кварц (первой генерации), плагиоклаз (альбит) и калиевый полевой шпат (первой генерации). Нам не удалось установить последовательность привноса кварца (кремния) и калиевого полевого шпата (калия) поздних генераций, а также стадии минералообразования для всех остальных минералов, входящих в гранитоиды.

Более поздними образованиями являются основные магматические породы (диабазы, порфириты, габбро-порфириты и габбро-диабазы), секущие гранитоиды. Они не подвержены гранитизации — окварцеванию и калишпатизации. Однако минералы, входящие в эти породы, в какой-то мере преобразованы; в частности, плагиоклаз пелитизирован, серицитизирован и реже альбитизирован, моноклинный пироксен частично переходит в роговую обманку; в них содержатся хлорит, эпидот, карбонат и даже вторичный кварц, иногда в виде жилок. Все эти процессы могут быть связаны с верхнепалеозойскими (карбоновыми), среднеюрскими, верхнемеловыми и другими поствулканическими процессами.

Следующая группа пород — кварцевые порфиры и гранит-порфиры, которые залегают как в кварцевых диоритовых гнейсах, так и в гранитоидах в виде даек различной мощности. Дайки этих пород встречены нами также в верхнепалеозойской (средне-верхнекарбоновой) вулканогенно-осадочной свите. На этом основании мы считаем их корнями эффузивов упомянутой свиты. К таким, по-видимому, относится также часть основных магматических пород, секущих гранитоиды.

Дайки кварцевых порфиров и гранит-порфиров иногда подвержены процессу окварцевания или даже калишпатизации. В некоторых случаях кварц образует псевдоморфозы по идиоморфному кристаллу плагиоклаза. Более поздним образованием является верхнепалеозойская (средне-верхнекарбоновая) вулканогенно-осадочная свита, состоящая главным образом из туфов кварцевых порфиров.

Найденные нами в аркозовых песчаниках этих образований обломки кварцевого диоритового гнейса, гранита, пегматита, кварца с волнистым погасанием, кислого плагиоклаза и решетчатого микроклина дают возможность считать гнейсы и граниты доверхнепалеозойскими (досредне-верхнекарбоновыми).

Исходя из изложенного, нами составлена такая схема последовательного образования пород Храмского массива.

1. Гнейсы кварцевые диоритовые со слюдистыми массами (осадочные метаморфические породы) и без слюдистых масс (содержащие преобразованные реликты основных магматических пород); нижнепалеозойские — каледонские (возраст метаморфизма).

2. Основные магматические породы — габбро-порфириты, габбро-диабазы, диабазы, габбро, пироксениты, секущие кварцевые диоритовые гнейсы обоих типов; послекаледонские — догерцинские.

3. Гранитоиды обычно массивные, иногда гнейсовидные — граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, образованные путем метасоматической гранитизации за счет кварцевых диоритовых гнейсов обоих типов и секущих их основных магматических пород; верхнепалеозойские — герцинские.

4. Основные магматические породы — диабазы, порфириты, габбро-порфириты, габбро-диабазы, секущие как гнейсы, так и гранитоиды; верхнепалеозойские.

5. Кварцевые порфиры и гранит-порфиры, залегающие в виде даек в гранитоидах, реже в гнейсах, в отдельных случаях в секущих гранитоиды основных магматических породах; верхнепалеозойские.

6. Вулканогенно-осадочная свита, туфы кварцевых порфиров и порфиритов; терригенные породы, линзы известняков, секущие и пластовые тела кварцевых порфиритов и т. п.; средне-верхнекарбоновые.

Зона Локского кристаллического массива

Общие сведения

Локский массив расположен в 90 *км* южнее г. Тбилиси на северном склоне Сомхитского хребта, охватывая часть Болнисского и Дманисского районов. Массив обнажается в ущельях рек Локи, Поладаури и Пиназаури.

В геотектоническом отношении Локский массив так же, как и Храмский, представляет обнаженную часть так называемой Самхитской глыбы.

По данным Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1953, 1959), а также Ш. И. Джавахишвили (результаты полевых исследований лета 1957 г.), в сложении Локского массива принимают участие кристаллические сланцы и их материнские метаморфизованные габброиды и амфиболиты, филлиты, габбро-диабаз-порфиритовые породы и гранитоиды.

Метаморфизованные (полосчатые) габброиды и амфиболиты подстилают филлиты. В результате метаморфизации они переходят в кристаллические сланцы, реже в кварцевые диоритовые гнейсы.

Полосчатые габброиды, сильно изменившие свой первоначальный состав, встречаются также и в соседнем Храмском массиве. Эти породы, называемые кварцевыми диоритовыми гнейсами, содержат преобразованные реликты древнейших основных магматических пород.

К более молодым образованиям Локского массива относятся графитовые, слюдисто-графитовые, хлорит-мусковитовые, мусковитовые глинистые, мусковитовые с инъекциями кварца, андалузитовые, двуслюдяные, глинисто-графитовые с кварц-плагиоклазовыми инъекциями сланцы. В состав филлитов входят окварцованные известняки и эпидот-цоизитовые породы.

Достоверных данных о возрасте филлитовой свиты Локского массива нет. Вследствие близости степени метаморфизма локских филлитов и фаунистически охарактеризованной нижнепалеозойской (кембрийской) свиты Дзирульского массива, а также сходства кристаллических образований обоих массивов вероятным кажется допущение синхроничности обеих свит.

С нижнепалеозойской метаморфической свитой Локского массива связаны в той или иной степени окварцованные (гранитизированные) основные магматические породы — габбро, диабазы и порфириты. Иногда встречаются также сланцеватые кварцевые альбитофиры.

Эти породы вместе с филлитами, а также кварцевые диоритовые гнейсы инъецированы гранитоидами. В результате метасоматического воздействия привнесенного лейкократового материала на вмещающие породы и особенно на основные магматические породы и возникают гнейсовидные, роговообманково-биотитовые, биотитовые, двуслюдяные, аляскитовые и мусковитовые гранитоиды и связанные с ними аплиты и пегматиты.

Наиболее поздними образованиями являются секущие гранитоиды диабазы и порфириты, а также кварцевые альбитофиры.

Кристаллические сланцы, амфиболиты, хлоритовые, серицитовые и другие сланцы

Эти породы, слагающие метаморфическую свиту, обнажаются в западной оконечности Локского массива в ущелье р. Пиназаури (Мошевани) и в ее правых притоках. В виде непрерывной полосы свита протягивается по северной и южной периферии массива. Верхняя часть ее размыта или перекрыта молодыми отложениями, нижняя не обнажена. Видимая мощность свиты порядка 0,5 *км*. Простирание сланцеватости в основном восток-северо-восточное, исключение составляет западная оконечность массива, где сланцеватость меридиональная ввиду быстрого погружения массива в этом направлении.

Метаморфическая свита Локского массива по петрографическому составу разнообразна. Здесь различаются графитовые, хлоритовые, мусковитовые, двуслюдяные, биотитовые и андалузитовые сланцы, амфиболиты, мраморы, кварциты и гнейсы.

Графитовые сланцы встречаются почти во всей свите, однако господствующее положение занимают в верхней ее части. Это породы черного цвета с тонкосланцеватой текстурой. Различаются собственно графитовые, графит-серицитовые и графит-хлоритовые разности.

В верхней части свиты встречаются также хлоритовые сланцы, с одной стороны связанные с графитовыми, с другой — с мусковитовыми сланцами. Среди хлоритовых сланцев различаются хлорит-серицитовые, хлорит-эпидотовые, хлорит-актинолитовые и хлорит-мусковитовые разности. Биотит, характерный для сланцев нижней части свиты, появляется уже в хлоритовых сланцах. Ниже хлоритовые сланцы сменяются мусковитовыми, в которых различаются собственно мусковитовые, мусковит-серицитовые, мусковит-гранатовые, мусковит-амфиболовые и мусковит-турмалиновые разности. Указанные сланцы занимают переходное положение между типичными кристаллическими сланцами и сравнительно слабо метаморфизованными их разностями.

В нижних горизонтах свиты мусковитовые сланцы сменяют двуслюдяные, занимающие господствующее положение в западной части массива. Различаются андалузитовые, турмалиновые и плагиоклазовые сланцы. Иногда количество мусковита в двуслюдяных сланцах становится незначительным, и порода переходит в биотитовые сланцы.

Андалузит и турмалин — характерные минералы пород метаморфической свиты Локского массива. Они встречаются в различных сланцах; их количество иногда настолько возрастает, что породу можно назвать андалузитовым или турмалиновым сланцем.

Нижнюю часть свиты занимают метаморфизованные габброиды и амфиболиты, хотя сравнительно небольшие пачки этих пород встречаются и в верхних ее горизонтах. Среди амфиболитов можно отметить две разности: собственно амфиболиты и плагиоклазовые амфиболиты. Последние развиты сравнительно широко.

В метаморфических сланцах правых притоков р. Пиназаури встречаются небольшие линзы мраморов. По составу различаются хлоритовые, эпидот-гранатовые и кварц-гранатовые мраморы. Изредка встречаются кварциты.

В ущелье р. Камышло (правый приток р. Пиназаури) среди биотитовых сланцев различаются микроклинсодержащие разности, причем количество микроклина изменяется. В одном из правых притоков р. Джандари среди графитовых и андалузитовых сланцев встречается сланцеватый песчаник, состоящий из обломков кварца и плагиоклаза, сцементированных хлоритом и серицитом.

Химический состав описываемых пород приводится в табл. 31.

Анализы № 1—3 не отвечают таковым магматических пород. Повышенное содержание Al_2O_3 вызвано наличием андалузита и глинистого

Таблица 31

Химический состав пород метаморфической свиты Локского массива

(Аналитики Ц. Лапарткава и Н. Метревели)

Окислы	Состав			
	1	2	3	4
SiO_2	57,52	57,26	58,24	48,18
Al_2O_3	26,16	23,44	21,88	13,73
Fe_2O_3	1,09	2,09	1,58	12,17
FeO	4,79	5,85	6,31	5,08
MnO	0,028	0,30	0,22	0,30
MgO	1,92	1,47	2,75	5,49
CaO	0,70	0,70	0,40	9,51
Na_2O	0,61	0,92	1,20	2,14
K_2O	2,95	2,15	2,11	1,10
TiO_2	0,21	0,80	0,70	1,65
P_2O_5	0,12	0,08	0,07	0,09
SO_3	0,03	0,45	0,30	—
H_2O^-	0,35	0,51	0,38	0,16
H_2O^+	3,25	3,85	3,76	0,68
Сумма	99,73	99,87	100,50	100,28

1 — андалузитовый сланец;
2 — двуслюдяные андалузитовые сланцы;
3 — мусковит-хлорит-графитовые сланцы;
4 — амфиболит.

вещества. Анализ № 4 приближается к соответствующему анализу габброидов.

Кроме указанных сланцев, в метаморфической свите встречаются в той или иной степени метаморфизованные магматические породы, среди которых наблюдаются диабазы и порфириты; сланцеватость диабазов и порфиритов совпадает со сланцеватостью пород всей свиты. Реже встречаются небольшие тела, секущие метаморфизованные диорит-порфириты.

Габброиды встречаются в нижней части свиты; иногда они настолько метаморфизованы, что почти неотличимы от вмещающих их кристаллических сланцев.

Восточнее сел. Гора, в русле р. Камышло, обнажается гнейсовидный кварцевый диорит, расположенный в метаморфической свите. Небольшие выходы гнейсов встречаются также в ущелье р. Пиназаури. Вообще же, среди метаморфических пород Локского массива гнейсы имеют ограниченное распространение. Полосы, образующие гнейсовидность в гнейсах, и сланцеватость магматических пород этой свиты совпадают со сланцеватостью вмещающих пород.

Метаморфическая свита Локского массива инъецирована палеозойскими гранитоидами, оказывающими на нее сильное воздействие, что выражено в обогащении сланцев кварцем и их перекристаллизации. Кварц часто пропитывает породу вдоль сланцеватости, и текстура сланцев принимает полосчатость. Наряду с инъекциями кварца наблюдаются инъекции кислого плагиоклаза. Андалузит и турмалин являются минералами, образованными под воздействием гранитоидов. Однако, несмотря на то, что воздействие последних на метаморфическую свиту сильное, заметно, что метаморфическая свита, как таковая, до внедре-

ния гранитоидов уже существовала. В западной части массива нижние горизонты свиты представлены сильно метаморфизованными кристаллическими сланцами без видимых инъекций; в непосредственном же контакте с гранитоидами породы сильно инъецированы и относятся к слабо метаморфизованным ее разностям (серицитовые и графитовые сланцы).

Наблюдение показывает, что степень метаморфизма в целом растет вместе с глубиной. В верхних частях свиты распространены графит-серицит-хлоритовые сланцы, в нижних же — слюдяные сланцы и амфиболиты. Однако такая закономерность часто нарушена, и наряду с кристаллическими сланцами, материнские породы которых не устанавливаются, встречаются сравнительно слабо метаморфизованные породы — графитовые и серицитовые сланцы.

Метаморфическая свита Локского массива в основном образована в результате метаморфизации осадочных пород. По степени метаморфизма она занимает как бы промежуточное положение между кристаллическими и метаморфическими сланцами Дзирульского массива, так как содержит как кристаллические, так и сравнительно слабо метаморфизованные сланцы. Метаморфическая свита древнее гранитоидов, становление которых, по-видимому, связано с герцинским орогенетическим циклом. Возраст мусковита из жилы пегматита, связанного с гранитоидами, 370±20 млн. лет (Рубинштейн, 1955). По аналогии со свитой метаморфических сланцев Дзирульского массива для метаморфической свиты Локского массива мы условно допускаем нижнепалеозойский (кембрийский) возраст. Имеются ли в этой свите докембрийские или послекембрийские отложения, в настоящее время решить невозможно.

Метаморфизм свиты в основном каледонский с наложением метаморфических (метасоматических) процессов в герцинскую орогеническую эпоху.

Метаморфизованные габброиды и амфиболиты

У первого от устья правого притока р. Пиназаури, вдоль шоссе, соединяющего Грузию с Арменией, вместе со сланцами филлитовой свиты обнажается зеленовато-серая полосчатая порода — метаморфизованный полосчатый габброид. На темно-сером фоне породы видны более светлые полосы эпидот-цоизита, встречающегося также и в виде редких первичных жилок.

Под микроскопом наблюдаются плагиоклазовые, пироксен-роговообманковые и эпидот-цоизитовые прерывистые полосы. Порода состоит из плагиоклаза, роговой обманки, эпидота, цоизита, хлорита, кальцита и акцессориев — апатита и рудного минерала. Плагиоклаз сильно изменен: серицитизирован и соссюритизирован, вследствие чего контуры отдельных индивидов стерты и вся плагиоклазовая часть приобретает вид однородной массы. Моноклинный пироксен (авгит) содержится в большом количестве; образует совершенно бесцветные прозрачные кристаллы с cNg 42°. За счет пироксена возникают роговая обманка, хлорит, эпидот и цоизит; последние два минерала встречаются также в виде прожилков. Роговая обманка зеленого цвета и лучистого строения с cNg 17° и нормальным плеохроизмом. Хлорит светло-зеленый, имеет едва заметный плеохроизм и низкие лавандово-синие аномальные цвета интерференции; приурочен к пироксен-роговообманковым и эпидот-цоизитовым полосам, но встречаются и участки, целиком сложенные этим минералом. Эпидот бесцветный, желтовато-зеленый, с высокими аномальными цветами интерференции; встречается в большом количестве. Среди эпидотовой массы своими низкими синими интерференционными цветами выделяется цоизит. Рудный минерал расположен вдоль полос.

На правом притоке р. Пиназаури, под филлитами обнажаются темно-серые, почти черные мелкозернистые биотитовые кристаллические сланцы со светлыми мелкими кварц-плагиоклазовыми инъекциями. Структура породы гранолепидобластовая. Полосы, состоящие из биотита и мусковита, имеют микролепидобластовую структуру, полосы же, состоящие из кварца, — микрогранобластовую; в результате чередования полос образуется полосчато-плойчатая текстура.

Порода состоит из кварца плагиоклаза, биотита, мусковита, хлорита и акцессориев — рудного минерала и встречающихся в значительных количествах апатита и граната. Кварц образует зерна различной величины; его привнесенный характер не вызывает сомнения, так как он слагает жилкообразные тела и скопления; в сланцевом материале кварц не содержится. С инъекционным кварцем встречается и плагиоклаз, который лишен кристаллических очертаний; он серицитизирован, реже эпидотизирован и соссюритизирован. Слюда содержится в большом количестве. В биотитовом сланце мусковит отсутствует; биотит образует скопления мелких чешуек, окаймляющих плагиоклаз часто в виде розеток; вероятно, он возник за счет роговой обманки в результате инъекционного метаморфизма. Хлорит всегда связан с биотитом и образует как полные, так и частичные псевдоморфозы.

В двуслюдяных сланцах большая часть биотита перешла в мусковит. Таким образом, можно сделать вывод, что эта порода образовалась в результате дальнейшего развития процесса метаморфизации. Биотит замещался мусковитом и хлоритом; процесс мусковитизации опережал хлоритизацию; в результате темноцветный минерал (пироксен) данной породы в метаморфизованном полосчатом габбро превратился в роговую обманку; избыточный кальций выделился в виде эпидота, цоизита и кальцита; одновременно выпадала избыточная окись железа. Плагиоклаз в породе серицитизирован и альбитизирован.

Более далеко зашедший процесс метаморфизации, вызванный тем же фактором — инъекцией лейкократового материала, проявился в биотитовых и двуслюдяных сланцах; роговая обманка в них полностью превращена в биотит. Таким образом, можно наблюдать следующие стадии преобразования пироксена (авгита) древнего габброида: авгит→роговая обманка→биотит→мусковит. Апатит и гранат являются новообразованиями. В результате пересыщения породы кремнием последний иногда выделяется в виде кварца. Вместе с привнесенным кварцем порода содержит плагиоклаз того же происхождения.

Основные интрузии, секущие метаморфическую свиту

С метаморфической свитой связаны дайки основных магматических пород габбро-диабаз-порфиритового типа, пересекающиеся гранитоидами. Такие породы наблюдались вдоль правого притока р. Пиназаури, где среди филлитов залегает окварцованный порфирит. В ущелье р. Джандар во многих местах фиксируется пересечение габбро-диабазовых пород гранитоидами. Так, вдоль дороги к сел. Джандар окварцованный диабаз (кварцевый диабаз) пересечен гранитоидом, который в результате усвоения материала основной породы преобразован в кварцевый диорит. В свою очередь диабаз обогащен светлыми составными частями, и слагавшие его минералы соответственно преобразованы. Кварцевый диорит сечется жилой пироксенового порфирита.

Вблизи устья р. Камышло обнажаются габбровые породы — окварцованные габбро. Они испещрены жилами розового лейкократового гранитоида, преобразованного в турмалиновый кварцевый диорит, и белыми кварцевыми жилами; периферия одного из раздувов жилы выполнена полевым шпатом, центральная же часть — кварцем.

В ущелье той же р. Джандар, несколько выше сел. Джандар обнажен зеленовато-серый мелкозернистый плотный, пересеченный кальцитовыми жилками окварцованный диабаз, секущий филлиты. Содержащийся в нем плагиоклаз частично альбитизирован, в результате чего выделяются кальцит и соссюрит. В ущелье р. Локи, вдоль дороги широко развиты гранитоиды с ксенолитами основных магматических пород. На некоторых участках количество их возрастает. Обычно ксенолиты представлены окварцованными габбро, иногда же они настолько сильно обогащены лейкократовым материалом, иными словами — так сильно гранитизированы, что порода совершенно потеряла свой первоначальный габбровый облик и превратилась в обогащенный темными минералами (биотитом) гранитоид. Вмещающая порода имеет тот же состав, что и ксенолиты, с той разницей, что биотит присутствует в ней в меньшем количестве. В отдельных случаях гранитоид оказывается полностью выветрившимся (оглинившимся); ксенолиты же остаются свежими и легко извлекаются из оглинившейся массы. Порода ксенолита под воздействием лейкократовой инъекции видоизменена, подвержена окварцеванию, возможно амфиболизации пироксена и т. п.; в результате она приобрела бóльшую стойкость, чем вмещающий ее гранитоид, который в большом количестве содержит сравнительно легко поддающийся выветриванию полевой шпат.

Рассматриваемые габбро-диабаз-порфиритовые породы образовались, по-видимому, в результате эффузивной деятельности основной магмы во время осадконакопления геосинклинальной свиты. Часть из них, возможно, является покровными телами, другая же — корнями (жилами) соответствующих эффузивов.

Нами изучены окварцованные диабазы, габбро и порфириты. Структура пород офитовая, панидиоморфная и порфировая. Сланцеватости или полосчатости не наблюдается. Породы в той или иной степени гранитизированы. Слабая гранитизация проявляется только в окварцевании, интенсивная же гранитизация ведет к образованию богатого темноцветными минералами кварцевого диорита.

Названием окварцованный диабаз или окварцованное габбро мы подчеркиваем генезис породы, несмотря на то, что по минеральному составу и структуре она большей частью отвечает кварцевому диориту.

В состав этих пород входят кварц, плагиоклаз, роговая обманка, хлорит, эпидот, цоизит, кальцит и акцессории — рудный минерал (магнетит, пирит, лимонит), апатит и ортит. Кварц характеризуется одновременным погасанием, является инъекционным, так как часто образует жилки и гнезда; иногда он равномерно распределяется по всей породе; в жилках кварца местами встречаются кальцит и мусковит; в одном образце кварц совместно с плагиоклазом пересечен игольчатыми кристаллами апатита. Плагиоклаз (из ряда альбита, олигоклаза или олигоклаз-андезина) представлен иногда сдвойникованными, призматическими, серицитизированными и соссюритизированными кристаллами, частично является привнесенным; в большинстве случаев габбровый плагиоклаз трудно отличим от привнесенного; возможно, что первый вступал в реакцию двойного обмена с привнесенным натрием, в результате чего преобразовался в однородный плагиоклаз более кислого состава; габбровый плагиоклаз в отдельных случаях встречается в жилах с кварцем, что указывает на его привнесенный характер. Роговая обманка то темно-, то светло-зеленая со слабым нормальным плеохроизмом, местами частично хлоритизирована; к хлориту иногда примешивается эпидот. Хлорит представлен пластинками темно-зеленого цвета с нормальным плеохроизмом и низкими аномальными цветами интерференции; иногда образует скопления; в отдельных случаях с ним связан эпидот; в породах с диабазовой структурой хлорит расположен между кристаллами плагиоклаза.

Эпидот и цоизит образованы главным образом за счет разрушения темноцветного минерала, иногда за счет плагиоклаза. Кальцит встречается в виде псевдоморфоз и жил, содержащих единичные зерна кварца. Ортит редок и содержится в небольшом количестве.

Гранитоиды

Локский массив в основном сложен гранитоидами. В восточной части его различные петрографические разности гранитоидов постепенно переходят друг в друга. В западной части Локского массива по ущелью р. Джандар вскрываются кварцевые диориты, отличающиеся от других гранитоидов ясно выраженной гнейсовидностью, пересекающиеся микроклиновыми гранитами. На этом основании мы предполагаем, что гнейсовидные кварцевые диориты — наиболее ранние образования Локского массива. Эти породы в ущелье р. Камышло залегают в мегаморфической свите.

Среди других гранитоидов Локского массива наблюдаются две различные группы. Породы первой из них характеризуются содержанием темноцветных минералов — это биотитовые и роговообманково-биотитовые гранитоиды; ко второй группе относятся лейкократовые гранитоиды — аляскитовые и мусковитовые. Промежуточное место занимают двуслюдяные гранитоиды.

Западнее сел. Джандар имеется пегматитовая жила незначительной мощности.

Нижней возрастной границей гранитоидов является инъецированная ими нижнепалеозойская метаморфическая свита. Верхняя граница устанавливается по лейасовым осадкам, трансгрессивно перекрывающим массив и содержащим окатанный материал гранитоидов. Развитая в Храмском массиве верхнепалеозойская (карбоновая) туфовая свита по сравнению с гранитоидами обнаруживает более молодой возраст.

В лаборатории Геологического института АН Груз. ССР аргоновым методом был определен абсолютный возраст мусковита, извлеченного из пегматита, связанного с биотитовым гранитом Локского массива, что дало цифру 370±25 млн. лет, отвечающую возрастному интервалу девон—карбон.

Гнейсовые кварцевые диориты. Породы имеют серый цвет и ясно выраженную гнейсовую текстуру. Структура гипидиоморфная.

Состав пород следующий: кварц, плагиоклаз средней кислотности, хлорит, минералы группы эпидота, биотит и роговая обманка; акцессории — апатит, циркон и рудный минерал, приуроченный главным образом к темным силикатам. В некоторых образцах иногда в малом количестве встречается калиевый полевой шпат.

В этих породах часто наблюдаются останцы исходных гнейсовидных основных пород различной величины.

В ущелье р. Джандар и ее притоках видно постепенное преобразование (гранитизация) ксенолитов.

Роговообманково-биотитовые гранитоиды. Рассматриваемые породы встречаются только по северной периферии массива — в ущельях р. Локи и ее притоках. Породы средне- и мелкозернистые, розовато-серые; в большом количестве содержат ксенолиты меланократовых пород размером в диаметре порядка 10 *см*. Структура гипидиоморфная, микропегматитовая или гранит-порфировая. В богатых ксенолитами участках различается остаточная офитовая структура подвергшейся метасоматозу исходной породы.

Состав пород следующий: кварц, плагиоклаз, микроклин, роговая обманка и биотит, акцессории — апатит, циркон, рудный минерал и редко сфен; вторичные минералы представлены хлоритом, карбонатом и эпидот-цоизитом.

Кварц, вместе с другими лейкократовыми минералами привнесенный, постепенно разъедает минералы исходных пород, в результате чего образуется микропегматит (рис. 23 и 24). Калиевый полевой шпат, пред-

Рис. 23. Роговообманково-биотитовый гранитоид ущелья р. Локи. Привнесенный кварц образует зерна и прерывистые жилки, напоминающие микропегматит. Микрофото Ш. И. Джавахишвили. Николи скрещены. Ув. 100

ставленный нерешетчатым микроклином, встречается в небольшом количестве или полностью отсутствует; нередко образует пегматитовые срастания; его привнесенный характер не вызывает сомнения. Плагио-

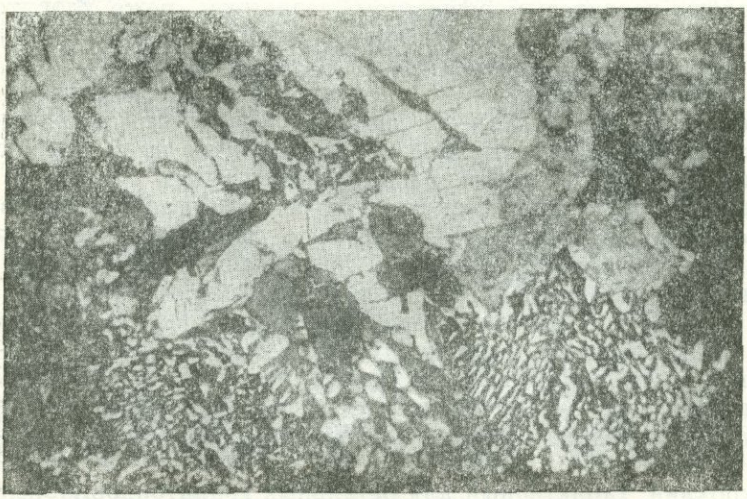


Рис. 24. Микропегматитовый участок в роговообманково-биотитовом гранитоиде ущелья р. Локи, образованный привнесенным кварцем. Микрофото Ш. И. Джавахишвили. Николи скрещены. Ув. 100

клаз соответствует андезину или олигоклаз-андезину в результате частичной альбитизации более основного плагиоклаза исходной породы; иногда участвует в микропегматитовых срастаниях, возникших мегасо-

матическим путем. Количество роговой обманки различно; обычно она образует кристаллы неправильной формы.

В роговообманково-биотитовых гранитах роговая обманка присутствует в значительном количестве, особенно на участках, богатых ксенолитами. В удалении от ксенолитов количество роговой обманки уменьшается, ее целиком замещает биотит. Таким путем постепенно возникают биотитовые гранитоиды.

Биотитовые гранитоиды. Эти породы более распространены, они средне- или крупнозернистые, структура их гипидиоморфная. Состоят породы из кварца, плагиоклаза, привнесенного микроклина (решетчатого и нерешетчатого) и биотита; акцессории — циркон, апатит и рудный; из вторичных минералов встречаются хлорит, серицит, минералы группы эпидота, карбонат, рудный и иногда мусковит. Биотитовые гранитоиды также постепенно переходят в лейкократовые гранитоиды; границу между ними провести нельзя.

По минеральному составу в биотитовых гранитоидах выделяются все представители гранитоидов — от кварцевых диоритов до типичных гранитов (рис. 25 и 26).

Двуслюдяные гранитоиды. Эти породы образуют относительно небольшие участки. Они встречаются вблизи с мусковитовыми и биотитовыми гранитоидами и переходят в них постепенно. Цвет двуслюдяных гранитоидов изменяется от светло-розового до мясо-красного. Структура пород гипидиоморфная. Состав: кварц, микроклин, плагиоклаз, биотит и мусковит; акцессории — апатит, циркон, рудный минерал и, редко, гранат; вторичные минералы — хлорит, серицит, карбонат и рудный.

Аляскитовые и мусковитовые гранитоиды. Эти гранитоиды составляют большую часть Локского массива. Особенно широко они развиты в центральной и восточной, а также в западной частях массива. Структура гипидиоморфная, иногда катаклазовая. Состав пород следующий: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз и мусковит; акцессории — апатит, циркон, рудный минерал и редко гранат; вторичные минералы представлены цеолитовым веществом, серицитом, реже хлоритом, карбонатом и эпидотом. В некоторых участках количество мусковита сильно падает, в результате чего возникают аляскиты.

По минеральному составу в рассматриваемых гранитоидах выделяются все типы гранитоидов — от кварцевых диоритов до типичных гранитов. Наблюдения показывают, что в удалении от метаморфической свиты обычно развиты лейкократовые гранитоиды.

Аплиты. Гранитоиды Локского массива богаты аплитовыми телами, возникшими, очевидно, в конечную стадию становления интрузива. Аплиты создают тела жильной формы, мощность которых измеряется сантиметрами, а кое-где — десятками метров.

От вмещающих гранитоидов аплиты отличаются мелкозернистостью и лейкократностью. Породы обладают розовой и мясо-красной окраской. Структура их алломорфная, алломорфно-микропегматитовая, реже гипидиоморфно-микропегматитовая. Состав: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз (альбит, альбит-олигоклаз), мусковит и иногда биотит; из акцессориев иногда встречаются апатит и циркон. Решетчатый микроклин, характерный для остальных гранитоидов Локского массива, в аплитах не обнаружен. Биотит содержится в аплитах, секущих биотитовые гранитоиды.

Пегматиты. Пегматитовые тела в большом количестве (15 тел) наблюдались Ш. И. Джавахишвили во время работ лета 1957 г. вблизи сел. Джандар на площади около 200 *м*². Мощность жил измеряется сантиметрами, иногда достигая 30 *см*. В большинстве случаев жилы пегматитов имеют северо-западное простирание и изменчивый крутой угол падения. Контакт с вмещающими биотитовыми гранитоидами четкий.

У пегматитов хорошо выражена пегматитовая структура. Состоят они из кварца, микроклина, плагиоклаза и мусковита; кристаллы этих минералов достигают нескольких сантиметров; в небольшом количестве

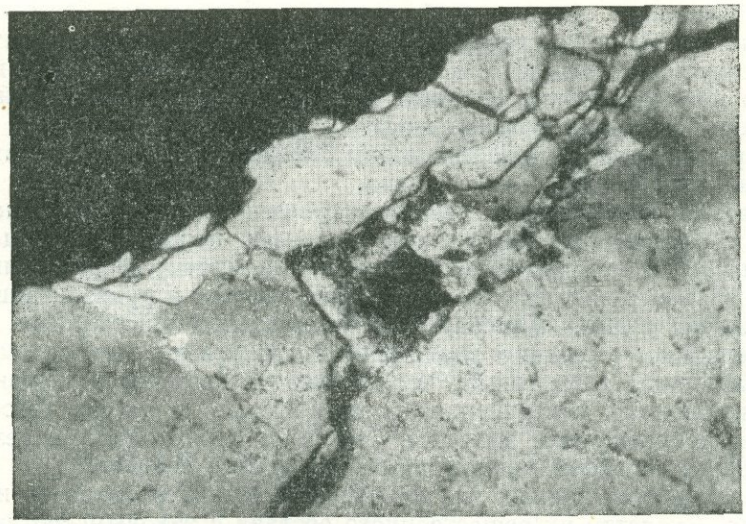


Рис. 25. Биотитовый гранитоид ущелья р. Локи. В кварцевом зерне наблюдается кристалл микроклина с жилкой (подводящим каналом) того же минерала. Микрофото Ш. И. Джавахишвили. Николи скрещены. Ув. 100

содержат акцессории — циркон, апатит, гранат. Пегматиты и лейкократовые гранитоиды Локского массива очень бедны микроэлементами.

Рис. 26. Гранитоид Локского массива. Наблюдается возникновение пертита в результате разъедания (микроклинизации) плагиоклаза. Микрофото Ш. И. Джавахишвили. Николи скрещены. Ув. 100

Ксенолиты. В гранитоидах Локского массива часто попадаются ксенолиты, обычно имеющие неправильные формы и различную величину. Особенно богаты ксенолитами биотитовые и роговообманково-био-

титовые гранитоиды. Размер ксенолитов от сантиметров до нескольких метров, в отдельных случаях до десятка и сотен метров.

Ксенолиты гнейсовидные по составу принадлежат к основным породам, встречающимся в метаморфической свите. Часто они метасоматически настолько сильно преобразованы, что отвечают богатым темноцветными минералами гранитоидам. В состав ксенолитов входят кварц, разрушенный плагиоклаз, с которым связано высвобождение кальция, идущего на образование эпидота. В этих породах сравнительно редко содержится калиевый полевой шпат.

С преобразовательным процессом связано возникновение акцессорных минералов — циркона и апатита.

Диабазы и порфириты, секущие гранитоиды. Породы массивные, темного и серовато-зеленого цвета. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз и темные силикаты; вторичными — хлорит, минералы группы эпидота, карбонат, серицит и рудный; акцессории представлены рудным минералом и игольчатыми кристаллами апатита. По минеральному составу различаются авгитовые, роговообманковые, плагиоклазовые, хлоритовые, цеолитовые и кварцевые порфириты и диабазы. Широко распространены хлоритовые разности. Обогащение диабазов и порфиритов кварцем, очевидно, происходило в результате ассимиляции основной магмой пород гранитного состава.

Геологических данных для суждения о возрасте диабазов и порфиритов нет. Сходство их вещественного состава с таковым соответствующих пород байосской порфиритовой свиты дает основание предполагать байосский возраст части рассматриваемых пород. Однако среди них, вероятно, имеются и более ранние образования.

Породы, секущие гранитоиды

Андезиты образуют дайки в гранитоидах на южной и западной периферии массива; по составу они аналогичны таковым, встречающимся в среднеэоценовой вулканогенно-осадочной свите. Мощность даек от единиц сантиметров до нескольких метров. Простирание жильных тел в большинстве случаев широтное с крутым углом падения.

Кварцевые альбитофиры, секущие гранитоиды. Эти породы обычно розовые или светлые; имеют ограниченное развитие. Текстура их массивная, структура порфировая со скрытокристаллической, мелкокристаллической, иногда сферолитовой основной массой. Главными минералами, слагающими породу, являются кварц и кислый плагиоклаз; встречаются мусковит и серицит, в меньшем количестве — хлорит и рудный, редко — апатит.

Плагиоклаз представлен альбитом или альбит-олигоклазом. Главная часть основной массы состоит из мелких кристаллов плагиоклаза. В сферолитах вместе с кварцем участвует и альбит. Кварц в этих породах не всегда содержится в виде порфировых выделений, в основной же массе присутствует всегда.

Геологических данных для установления возраста альбитофиров не имеется. По петрографическому сходству их можно синхронизировать с верхнемеловой вулканогенной свитой, широко развитой на периферии Локского массива.

Химическая характеристика

Имеющиеся химические анализы гранитоидов Локского массива сведены в табл. 32.

Анализ № 1 относится к кварцевым диоритам р. Джандар. По своему составу порода отличается от других анализированных гранитоидов. В значительном количестве она, вероятно, содержит материал вмещающих пород.

Таблица 32

Химический состав гранитоидов

Окислы	Состав													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	61,68	68,38	77,00	77,84	69,32	75,00	77,20	76,21	73,05	70,52	76,15	76,52	75,86	74,06
Al_2O_3	19,32	16,32	13,39	12,65	10,85	12,33	10,71	13,40	12,23	14,84	12,17	12,45	12,18	12,93
Fe_2O_3	1,72	3,32	0,64	0,63	3,31	3,30	1,32	0,81	3,19	3,93	1,12	1,32	1,39	1,52
FeO	3,00	—	—	—	1,56	—	—	0,22	0,28	—	0,72	—	0,5	—
MnO	0,05	0,11	0,01	0,014	0,08	0,02	0,02	0,17	0,03	0,05	0,03	0,02	—	0,05
MgO	2,61	0,41	0,20	0,29	2,19	0,57	0,57	0,24	0,37	0,22	0,44	0,57	0,68	0,45
CaO	4,37	4,26	0,44	0,59	2,38	1,41	1,17	0,77	1,75	2,94	0,37	0,82	0,84	0,94
Na_2O	2,18	2,40	2,62	3,22	3,86	3,06	3,12	3,22	3,95	4,48	3,09	4,54	4,77	4,34
K_2O	2,46	2,82	4,30	3,72	2,78	2,76	4,36	4,12	2,85	2,42	4,85	3,36	2,96	4,72
TiO_2	—	0,26	0,23	0,26	0,73	0,24	0,11	0,20	0,22	0,26	0,03	0,11	0,21	0,11
P_2O_5	0,127	0,15	0,06	0,059	0,10	0,11	0,09	0,014	—	0,12	—	0,10	0,07	0,20
SO_3	0,04	0,05	0,13	0,04	0,27	0,02	0,08	0,06	—	0,02	—	0,05	0,32	0,19
H_2O^-	0,30	0,30	0,18	0,13	2,04	0,44	0,34	0,09	0,26	0,32	0,13	0,06	0,12	0,24
H_2O^+	1,68	1,22	0,71	0,54	0,70	1,16	0,78	0,34	1,39	0,48	0,67	0,50	0,66	0,64
Сумма	99,74	100,5	99,91	100,04	100,17	100,42	99,87	99,86	99,57	100,6	99,77	100,42	100,11	100,39

1 — кварцевый диорит (аналитик Н. Метревели);
2 — „ „ (аналитик Ш. Беридзе);
3 — аляскитовый гранит (аналитик Н. Метревели);
4 — то же
5 — биотитовый гранит (аналитик О. Размадзе);
6 — „ „ (аналитик М. Стукалов);
7 — биотитовый банатит (аналитик Ш. Беридзе);
8 — биотитовый банатит (аналитик Ш. Беридзе);
9 — гранодиорит (аналитик Ш. Беридзе);
10 — аплит (аналитик Н. Метревели);
11 — роговообманково-биотитовый гранит (аналитик Ш. Беридзе);
12 — двуслюдяной гранит (аналитик М. Стукалов);
13 — мусковитовый гранит (аналитик О. Размадзе);
14 — аляскитовый банатит (аналитик Ш. Беридзе).

Содержание SiO_2 в гранитоидах высокое — в среднем более 74%. Следовательно, гранитоиды Локского массива являются кислыми представителями (по Дели, средняя кислотность гранитоидов равна 70,18%). Содержание Al_2O_3 колеблется от 10,17 до 16,32%, в среднем около 13%. Гранитоиды, богатые темными минералами, содержат Al_2O_3 в относительно большом количестве, в кварцевых диоритах оно достигает 19%. Содержание щелочноземельных элементов в этих породах сильно колеблется. В гранитоидах, не содержащих темных силикатов, содержание суммы MgO и CaO не достигает и одного весового процента; в биотитовых гранитоидах оно равно 4,57%, а в некоторых кварцевых диоритах — 7%. В кварцевых диоритах по сравнению с другими гранитоидами содержание щелочей низкое — колеблется от 6 до 7%, а в одном случае (анализ № 14) достигает 8%. Обычно количество Na_2O превышает количество K_2O. Пределы их колебания значительные: Na_2O 2,76—5%, K_2O 1,99—3,42%. Большой диапазон колебаний щелочей и других элементов объясняется влиянием вмещающих пород и неравновесностью возникшего продукта при гранитизации.

Результаты спектрального анализа

Спектральным анализом, проведенным в лаборатории Геологического института АН Груз. ССР, в гранитоидах Локского массива были обнаружены следующие микроэлементы: Be, In, Ge, Sn, As, Bi, Sb, Ag, Ta, Nb, W, Mo и Cr. Для рассмотренных гранитоидов Zn и Pb не характерны и встречаются очень редко.

Гранитоиды, в которых присутствуют темные силикаты, по содержанию микроэлементов богаче лейкократовых гранитоидов. Кроме Ti, Mn и Cu, входящих в оба типа пород, для первых характерны следующие микроэлементы: Zr, Ga, V и Li. Это объясняется тем, что, вероятно, привнесенное гранитообразующее лейкократовое вещество бедно микроэлементами. Его обогащение этими микроэлементами произошло за счет вмещающих пород.

Выводы

История геологического развития Локского и Храмского массивов в основном аналогична.

Начиная с раннего кембрия, а возможно, с докембрия, область развития Сомхитской глыбы представляла геосинклиналь значительных размеров, в которой происходило осадконакопление и имел место интенсивный вулканизм основной магмы. В результате этого образовалась мощная вулканогенно-осадочная свита, состоящая из различных терригенных осадков (глинистые породы, песчаники, конгломераты и др.) и магматических пород, в настоящее время представляющих собой сильно преобразованные габброиды и амфиболиты.

Впоследствии, в каледонскую складкообразовательную эпоху эта свита подверглась дислокациям. Одновременно с этим имел место привнос кремния и натрия, в результате чего породы свиты испытали метаморфизм, проявившийся в области развития современного Храмского массива более интенсивно, чем в области развития Локского массива. В последнем нижнепалеозойская вулканогенно-осадочная свита под воздействием метаморфизующих факторов преобразовалась в кристаллические сланцы и филлиты.

Кристаллические сланцы, амфиболиты и филлиты секутся габбро-диабаз-порфиритовыми породами, которые вместе с вмещающими их образованиями подверглись интенсивной гранитизации под воздействием преимущественного привноса в данном случае уже калия вместе с кремнием, в результате чего постепенно сформировались гранитоиды (герцинские).

Более поздний этап развития магматизма выражен в образовании даек диабазов и порфиритов. Часть этих пород, по-видимому, не моложе среднего — верхнего карбона, так как в отдельных случаях пересекается кварцевыми порфирами, представляющими собой, по нашему мнению, корни эффузивов средне-верхнекарбоновой вулканогенно-осадочной свиты, развитой в Храмском массиве, другая же часть послепалеозойская.

Схему развития магматических процессов в Локском массиве можно представить в следующем виде.

1. Сильно преобразованные габброиды и амфиболиты, связанные с метаморфической свитой Локского массива; каледонские (возраст метаморфизма).
2. Габбро-диабаз-порфириты, секущие кристаллические сланцы и филлиты.
3. Гранитоиды гнейсовидные и массивные, гранитизирующие и секущие две предыдущие группы пород; герцинские или более ранние.
4. Диабаз-порфиритовые породы, секущие гранитоиды.

Выводы по палеозойским образованиям

1. Домезозойские магматические и метаморфические породы на территории Грузии развиты в области геоантиклинальной зоны Главного хребта Большого Кавказа и, кроме того, в Дзирульском, Храмском и Локском массивах. Небольшой выход древнего кристаллического субстрата известен в Кахетии (Восточная Грузия). Наряду с этим в пределах зоны складчатой системы Южного склона Большого Кавказа в Чхалтинско-Лайлинской зоне метаморфических глинистых сланцев развита дизская свита метаморфических сланцев, песчаников, вулканогенов и приуроченных к ним различных интрузивных пород от основного до умеренно кислого состава.

2. В результате проведенных геологосъемочных работ в 1936—1937 гг. в Верхней и Нижней Сванетии П. Д. Гамкрелидзе, Г. М. Заридзе и К. И. Чичинадзе единый выход дизской свиты был разделен на два выхода — Нижнесванетский и Верхнесванетский. Теми же авторами впервые было обращено внимание на то, что датированные С. С. Кузнецовым карбоновыми метаморфические сланцы постепенно переходят в юрские глинистые сланцы. Возраст свиты считался верхнепалеозойско-нижнемезозойским, что впоследствии было доказано на основании фаунистических данных В. И. Славиным (1960 г. устное сообщение).

Связанные с дизской свитой интрузии (кварцевые монцониты, кварцевые сиенит-диориты, гранитоиды) последнее время мы считали верхнепалеозойско-нижнемезозойскими (Заридзе, 1958). Следует отметить, что абсолютный возраст гранитоидов горы Кирар отвечает интервалу верхний триас — нижняя юра, что надо считать верхним возрастным пределом. Как было отмечено, гранитоиды по своему петрографическому облику больше похожи на древние гранитоиды. Если предположение о наличии замаскированных перерывов внутри дизской свиты окажется справедливым, оправдается допущение Н. Ф. Татришвили (1948) о верхнепалеозойском возрасте гранитоидов.

3. Областью наибольшего развития древних кристаллических пород Грузии является геоантиклинальная зона Главного хребта Большого Кавказа. Древнейшими из них следует считать кристаллические сланцы, в которых природа материнских пород, как правило, не устанавливается. Наряду с ними местами (Абхазия и Верхняя Рача) наблюдаются метаморфические сланцы, осадочное происхождение исходных пород которых обычно устанавливается. Взаимоотношения между обоими типами сланцев не ясны. По-видимому, в области геоантиклинальной зоны Главного хребта Большого Кавказа мы имеем дело с древней (не моложе нижнего палеозоя) геосинклиналью осадочно-вулканогенной природы.

В Дзирульском массиве существенное место занимают кристаллические сланцы, образованные, вероятно, также в результате метаморфизма древнейшей геосинклинальной вулканогенно-осадочной свиты. Среди этих пород различаются метаморфизованные магматические породы, определяемые как амфиболиты и роговообманково-биотитовые сланцы.

Вместе с тем в рассматриваемом массиве развита фаунистически охарактеризованная нижнепалеозойская (кембрийская) геосинклинальная вулканогенно-осадочная свита, породы которой непосредственно нигде не соприкасаются с упомянутыми выше кристаллическими сланцами. Вследствие этого трудно однозначно решить вопрос, образовалась ли данная свита независимо от материнских пород кристаллических сланцев или совместно с последними она некогда составляла единую свиту, в которой занимала верхние горизонты.

Локский и Храмский массивы в общем обнаруживают сходство с другими древними образованиями Кавказа.

Начиная с раннего кембрия, а возможно, с докембрия область развития Сомхитской глыбы, по нашим представлениям, являлась крупной геосинклиналью. Здесь происходило осадконакопление и проявлялась интенсивная вулканическая деятельность основной магмы, в результате чего образовалась мощная вулканогенно-осадочная свита, состоящая из различных терригенных осадков (глинистые породы, песчаники, конгломераты и т. п.) и эффузивных пород. В настоящее время эти образования представляют сильно преобразованные габброиды и амфиболиты.

Впоследствии в связи с каледонской складкообразовательной эпохой вулканогенно-осадочная свита подвергалась дислокационным процессам. Одновременно с этим имел место привнос кремния и натрия, в результате чего породы свиты подверглись метаморфизму, который в области современного Храмского массива был более интенсивным, чем в области современного Локского массива. В первом из названных массивов процесс метаморфизма привел к образованию кварцевых диоритовых гнейсов двух типов, один из которых возник преимущественно за счет терригенных осадков, другой — за счет магматических пород. В Локском массиве породы нижнепалеозойской осадочно-вулканогенной свиты под воздействием тех же процессов преобразовались в кристаллические сланцы и филлиты, реже — гнейсы. Возможно, что различная степень метаморфизма в сравниваемых массивах объясняется количественной ролью привнесенного вещества, что в одних и тех же геотектонических условиях, по-видимому, зависит от глубины проявления процесса. В области Храмского массива метаморфизующие процессы, вероятно, протекали в условиях более интенсивного привноса метаморфизирующего материала, чем в области Локского массива.

4. Во всех геотектонических областях развития древних образований наблюдаются секущие кристаллические и метаморфические сланцы основные, а местами ультраосновные породы; в частности, в Абхазии метаморфическая свита прорывается серпентинитами и перидотитами.

В области геоантиклинальной зоны Главного хребта Большого Кавказа всюду отмечаются дайки габбро-диабаз-порфиритовых пород, секущих метаморфические формации.

В Дзирульском массиве породы нижнепалеозойской метаморфической свиты секут не только габбро-диабаз-порфиритовые породы, но также серпентиниты (ущелье р. Лопанисцхали). В Храмском массиве (ущелье р. Чочиани) кварцевые диоритовые гнейсы секутся габброидами и пироксенитами.

5. Все упомянутые выше образования пересекаются и интенсивно инъецируются лейкократовыми телами различной формы и размера и гранитоидами.

В Абхазии, в верховьях рек Хецквары и Гвандры наблюдается прорывание гранитоидами и пегматитами габбро и амфиболитов, с которыми связаны серпентиниты. Прорывание гранитоидами кристаллических сланцев и приуроченных к ним даек габбро-диабазовых пород наблюдается также в Верхней Сванетии и Верхней Раче.

В Дзирульском массиве, по-видимому, существуют гранитоиды двух возрастов, но их разграничение затруднительно, что вызвано интенсивной гранитизацией (привнос калия, натрия и кремния), имевшей место, вероятно, в герцинскую эпоху складчатости.

О существовании более древних гранитоидов (кварцевых диоритов) говорят описанные нами выше взаимоотношения пород, наблюдающиеся у впадения р. Ниниси в р. Чератхеви и, кроме того, наличие в составе Дзирульского массива микроклинизированных и окварцованных, вероятно в герцинскую эпоху, гнейсовидных кварцевых диоритов.

В Храмском и Локском массивах в герцинскую эпоху кристаллические и филлитовые сланцы, кварцевые диоритовые гнейсы и связанные с ними амфиболиты, габбро-диабаз-порфириты и пироксениты подверглись интенсивному метаморфизму под воздействием преимущественного привноса кремния, натрия и калия, в результате чего постепенно сформировались гранитоиды гнейсовидной и массивной структуры.

Таким образом, в области двух рассматриваемых массивов можно различить два этапа метаморфизма: древний (каледонская эпоха), обусловивший формирование кварцевых диоритовых гнейсов в Храмском массиве, кристаллических сланцев и филлитов в Локском массиве, и более молодой (герцинская эпоха), давший различные гранитоиды и близкие к ним породы.

6. Повсеместно в области геоантиклинальной зоны Главного хребта Большого Кавказа в гранитоидах (герцинских) имеются дайки габбро-диабаз-порфиритов. То же наблюдается и в Дзирульском массиве.

В Храмском и Локском массивах дайковые тела порфиритов, диабазов, габбро-диабазов, габбро-порфиритов и редко андезитов залегают в гранитоидах. Часть этих дайковых пород, по-видимому, является верхнепалеозойской, так как в отдельных случаях пересекается кварцевыми порфирами и гранит-порфирами, другая же часть послепалеозойская.

В связи с тем, что вулканическая активность основной магмы в рассматриваемой области известна в байосе, верхнем мелу и среднем эоцене, а также, исходя из петрографического сходства, мы допускаем синхроничность некоторых дайковых тел основного состава с последними.

7. В Храмском массиве широко распространены дайки кварцевых порфиров и гранит-порфиров, секущие как граниты, так и кварцевые диоритовые гнейсы (реже), а также упомянутые выше поздние габбро-диабаз-порфиритовые породы. Эти образования, вероятно, являются корнями путей, питавших верхнепалеозойский вулканизм, имевший место в области Храмского массива и давший кварцевопорфировую вулканогенно-осадочную свиту.

В Локском массиве фиксируется несколько жил кварцевого альбитофира, секущих гранитоиды, которые по петрографическому сходству мы условно синхронизируем с верхнемеловой вулканогенно-осадочной свитой, широко развитой в области Сомхитской глыбы.

8. Все породы Дзирульского массива трансгрессивно перекрыты верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной свитой кварцевопорфирового, реже основного состава, содержащей материал дзирульских гранитоидов. Основные магматические породы занимают нижние горизонты свиты.

Фаунистически охарактеризованные верхнепалеозойские (средний — верхний карбон) образования Храмского массива сложены из различных туфов, песчаников, известняков и кремнистых пород. В них наблюдаются секущие тела гранит-порфиров, кварцевых порфиров, порфиритов и диабазов. Вероятно, имеются также покровные тела.

Найденные в аркозовых песчаниках обломки кварцевого диоритового гнейса, гранита, пегматита, кварца с волнистым погасанием, кислого плагиоклаза древних гранитоидов, решетчатого микроклина дали нам возможность считать гнейсы и граниты доверхнепалеозойскими (досреднекарбоновыми).

9. Суммируя сказанное, схему развития магматических процессов в домезозое можно представить в следующем виде:

1. Кристаллические сланцы — амфиболиты, роговообманково-биотитовые, биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые, роговообманково-цоизитовые, роговообманково-кварц-биотитовые, биотит-серицит-кварцевые и другие сланцы, кварциты, нацело преобразованные осадочные породы геоантиклинальной зоны Главного хребта Большого Кавказа и Дзирульского массива.

Гнейсовидные диориты (диорито-гнейсы) и кварцевые диориты Дарьяльского ущелья.

Гнейсовидные и массивные кварцевые диориты Дзирульского массива.

Сильно преобразованные габбронды и амфиболиты, связанные с кристаллическими сланцами и филлитами Локского массива.

Кварцевые диоритовые гнейсы Храмского массива со слюдистыми массами, представляющими метаморфизованный цемент терригенных пород (песчаников) и без слюдистых масс, содержащих преобразованные реликты основных магматических пород.

Возраст метаморфизма всех этих пород нами условно принимается как нижнепалеозойский. Возможно, что возраст части их материнских пород выходит за пределы палеозоя.

2. Основные — габбро-диабаз-порфиритовые породы и ультраосновные — серпентиниты и перидотиты, связанные с метаморфической свитой Абхазии и Верхней Рачи.

Нижнепалеозойская метаморфическая свита Дзирульского массива, состоящая из аркозовых, граувакковых и серицитовых песчаников, углисто-глинистых, слюдисто-глинистых, хлоритово-глинистых, кварц-хлорит-мусковитовых, кварц-мусковит-графитовых, гранат-хлоритоид-мусковитовых и других сланцев, а также связанных со свитой основных (габбро-диабаз-порфиритовые) и ультраосновных (серпентиниты) пород.

Габбро-диабаз-порфиритовые породы, а также пироксениты Храмского массива, секущие кристаллические сланцы и филлиты Локского массива и кварцевые диоритовые гнейсы Храмского массива.

Все перечисленные образования нами с той или иной достоверностью принимаются как нижнепалеозойские.

3. Различные гранитоиды (герцинские), секущие и инъецирующие все рассмотренные выше породы: кристаллические сланцы, метаморфическую свиту и связанные с ними основные магматические породы.

Гранитоиды Дарьяльского ущелья и кварц-микроклин-роговообманково-биотитовые жилы (инъекции) Дарьяльского ущелья, Верхней Рачи и Верхней Сванетии.

4. Основные магматические породы — габбро, диабазы, порфириты, секущие гранитоиды и в том или ином количестве наблюдающиеся всюду, где развиты герцинские гранитоиды. Эти породы мы относим частично к верхнему палеозою, частично — к юре.

Верхнепалеозойскими, по-видимому, являются те основные магматические дайковые тела Храмского массива, которые пересекаются кварцевыми порфирами и гранит-порфирами, вероятно являющимися корнями верхнепалеозойского (карбонового) вулканизма.

5. Верхнепалеозойская (средний—верхний карбон) вулканогенно-осадочная свита Дзирульского и Храмского массивов и синхроничные ей дайковые тела кварцевых порфиров и гранит-порфиров, залегающие в пределах Храмского массива как в упомянутой свите, так и в гранитоидах.

6. Верхнепалеозойско-нижнемезозойская дизская свита, состоящая из различных филлитовых сланцев, кварцитов, мраморов, порфиритов и их туфов, а также секущих их тел габбро-диабаз-порфиритов, кварцевых монцонитов, кварцевых сиенит-диоритов и гранитоидов.

10. Во всех древних образованиях территории Грузии хорошо прослеживаются процессы метасоматической гранитизации и становление гранитоидов и близких к ним пород этим путем. По-видимому, метасоматическая гранитизация является длительным многостадиальным про-

цессом. Происходит привнос кремния, натрия и калия (поочередно) и постепенное преобразование минералов вмещающих пород. По нашим наблюдениям, особенно податливыми к этому процессу являются железисто-магнезиальные минералы и плагиоклаз основного состава, т. е. основные магматические породы.

Вероятно, преимущественно кремниевый (окварцевание) и натриевый (альбитизация) метасоматозы являются относительно ранними процессами; они обычно предшествуют калиевому метасоматозу (микроклинизации), который является завершающим гранитизацию процессом, однако бывают случаи, когда на микроклинизацию накладывается повторное окварцевание породы.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

СРЕДНЯЯ ЮРА

Зона складчатой системы Южного склона Большого Кавказа

Среднеюрские интрузии, связанные с лейасовыми сланцами

Общие сведения

В дислоцированной сланцевой свите лейаса (Казбекско-Лагодехская зона) широко развиты секущие и пластовые тела диабаз-порфиритов, реже габбро; в отдельных случаях встречаются туфовые образования. Диабаз-порфиритовые тела, залегающие в палеозойских гранитоидах, вероятно, частично синхроничны телам, приуроченным к глинистым сланцам лейаса.

Л. А. Варданянц (1932, 1938) в северо-восточной и восточной частях Грузии среди диабаз-порфиритовых пород выделил два пояса — Казбекский и Кахетинский, причем насыщенность глинистых сланцев этими породами иногда составляет почти половину объема вмещающих сланцев.

Первые сведения об этих породах встречаются в работе Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1896). Автором изучены выходы по склонам гор Чаухи, Гвелисмта, Чимгисклде и рекам Хевсурской Арагви, Ассы и Колотани.

Д. С. Белянкин (1914) в результате изучения большого количества диабазовых пород из района Архотского перевала и Дарьяльского гранитного массива разделил их на две формации: колотанскую (интрузивные диабазы и порфириты, содержащие обычно кислый плагиоклаз и свежий пироксен и сопровождающиеся эффузивными пузыристыми и туфовидными образованиями), и ассинскую (исключительно интрузивные диабазы и порфириты, в состав которых входят лабрадор и уралитизированный пироксен).

Дарьяльские диабазы причисляются к ассинской формации, являющейся, по мнению автора, более поздней. Как он полагает, магма, давшая эти породы, выделялась «...тогда, когда пласты были уже сильно приподняты...» (имеются в виду осадки, перекрывающие массив). Как видно из сказанного, ассинская формация является синорогенной, что нельзя считать правильным. Г. С. Дзоценидзе (1948) оба типа диабаз-порфиритовых пород относит по возрасту к средней юре.

Кроме названных исследователей, изучением этих пород в различных частях складчатой системы Южного склона Большого Кавказа занимались Н. Ф. Татришвили (1940, 1948), К. И. Чичинадзе (1945), Г. М. Заридзе (1941), Г. Р. Чхотуа (1941) и Г. С. Дзоценидзе (1948).

Габбро-диабаз-порфириты в ряде мест подвергаются наложенным процессам — окварцеванию, альбитизации и калишпатизации, в результате чего образуются различные кислые и умеренно кислые породы.

Ниже приводится петрографическая характеристика основных магматических пород, связанных с лейасовыми осадками, и продуктов их метасоматического преобразования.

Габброидные и гранитоидные интрузии ущелий рек Западная и Восточная Гумиста

Интрузия порфировидного габбро. Из габбровых интрузий одним из интересных является выход на левом берегу р. Западная Гумиста. Интрузия образует в песчаниково-сланцевой свите пластообразное тело мощностью до 25 *м*. В центральной ее части порода крупнозернистая, в краевой — мелкозернистая.

Структура породы порфировидная.

Основная масса состоит из мелких призмочек роговой обманки (*cNg* 18°), изредка плагиоклаза из ряда лабрадора и битовнита, небольшого количества биотита, магнетита и цоизита призматического габитуса. Порфировидные вкрапленники с поперечным сечением в 5 *мм* представлены пироксеном, изредка плагиоклазом; последний имеет такой же состав, как и плагиоклаз основной массы. Моноклинный пироксен образует идиоморфные амфиболитизированные кристаллы с *cNg* 48° и 2 *V* 46°, что соответствует авгиту.

Химический состав пород приведен в табл. 33.

Таблица 33

Химический состав габбро левого берега р. Западная Гумиста

Окислы	Состав		Окислы	Состав	
	1	2		1	2
SiO_2	47,07	50,77	MgO	14,14	4,66
TiO_2	0,66	1,28	CaO	13,51	9,33
Al_2O_3	10,35	18,95	Na_2O	1,05	2,46
Cr_2O_3	0,10	0,02	K_2O	0,83	1,80
Fe_2O_3	2,08	0,17	H_2O^-	0,36	0,32
FeO	8,01	9,12	H_2O^+	1,46	1,15
MnO	0,19	0,19			
			Сумма	99,81	100,22

1 — авгит-биотитовое порфировидное габбро;
2 — авгит-биотитовое габбро.

Порода, взятая из краевой части интрузии, макроскопически отличается от описанной выше более плотным строением. Под микроскопом она обнаруживает порфировую структуру. Основная масса микрокристаллическая, состоящая из роговой обманки и плагиоклаза. Порфировые вкрапленники (размер 0,4 *мм*) представлены плагиоклазом (№ 56) и роговой обманкой по пироксену. Выделения магнетита образовались в результате амфиболизации моноклинного пироксена.

Мощность другого выхода 10—15 *м*. Его характерной особенностью является возникновение по трещинам отдельности волокнистой роговой обманки (асбеста). Здесь на расстоянии 8 *м* зафиксировано не менее семи таких жил мощностью от 0,5 до 3 *см*. Асбест представлен поперечноволокнистой, реже продольноволокнистой разностью. Падение жилы северо-восточное, угол 40°.

Порода темно-зеленого цвета; под микроскопом видно, что основная масса ее представлена агрегатом диагональноволокнистого актинолита, среди которого иногда встречаются более крупные призматические кристаллы роговой обманки с неправильными концами. Плеохроизм роговой обманки слабый в зеленых тонах, *cNg* 15°; в результате ее частичного разрушения образован непросвечивающий бурый глинисто-железистый агрегат. Порфировые вкрапленники представлены полностью уралитизированным моноклинным пироксеном и плагиоклазом (мало). Плагиоклаз нацело серицитизирован. Моноклинный пироксен представлен восьмигранными кристаллами; за счет него образуются мелковолокнистые спутанные агрегаты роговой обманки. Наблюдаются жилы поперечноволокнистого роговообманкового асбеста; показатели преломления асбеста (*Ng'* 1,652±0,003, *Np'* 1,619±0,003) приближаются к показателю преломления актинолита.

Интрузия авгит-биотитового и оливинового габбро. Залегает в ущелье одного из притоков р. Западная Гумиста, против обнажения описанного выше габбро, а также в песчаниково-сланцевой свите. Мощность жилы достигает 18 *м*.

Структура породы гипидиоморфная с наклонностью к офитовой. По минеральному составу порода состоит из плагиоклаза (в центре № 63—82, в краевой зоне № 38—46), моноклинного пироксена, частично амфиболизированного, частично же перешедшего в непросвечивающий глинисто-железистый продукт; *cNg* 40°, 2*V* 48°, 50°. Роговая обманка имеет неправильные формы, она свежая или частично хлоритизированная, *cNg* 17°, 2*V* 68°, плеохроизм в зеленых тонах. Биотит встречается часто с включением магнетита. Кварц с анортоклазом дают микропегматитовые срастания. Оливин (в оливиновых разностях) образует идиоморфные кристаллы, замещенные серпентином, иддингситом и частично биотитом. Количественно-минеральный состав приведен в табл. 34.

Таблица 34

Количественно-минеральный состав габбро ущелья р. Западная Гумиста

Минералы	Состав	Минералы	Состав
Кварц	2	Роговая обманка	16
Плагиоклаз	63	Моноклинный пироксен . .	8
Микропегматит	Мало	Оливин	—
Биотит	10	Магнетит, апатит.	1
		Сумма . . .	100

Таким образом, для пироксен-биотитового габбро характерно присутствие кварца наряду с основным плагиоклазом.

Интрузия гранитоида. В ущелье р. Восточная Гумиста, у сел. Андреевки в песчаниково-сланцевой свите лейаса обнажается гранитоидная интрузия. Протяженность обнажения 1 *км*. В южной части интрузия соприкасается с габбро-диабазом. Во вмещающих породах видны мелкие лейкократовые инъекции. Сланцы и песчаники ороговикованы, фельдшпатизированы и биотитизированы. В некоторых роговиках имеются мелкие жилки кварца и полевого шпата. Количество мелкоагрегатного биотита иногда достигает 10%, серицита— 10—12%; много также щелочного полевого шпата в виде свежих или мутных бурых зерен. Встречаются хлорит и рудный минерал. Воздействие лейкократовых инъекций на габбро-диабазы выражается в их перекристаллизации, окварцевании и биотитизации.

В гранитоидной интрузии наблюдаются кварцевые и пегматитовые жилы мощностью 5—20 *см*.

Породы центральной и периферической частей интрузии различные: внутренние части ее представлены светло-серой биотит-роговообманковой разностью, периферические — розовой биотитовой. Для центральной части интрузии характерны преобразованные темные останцы (ксенолиты) вмещающих основных магматических пород.

Структура породы в центральной части гипидиоморфная, местами монцонитовая, в краевой зоне — порфировидная.

Порода состоит из кварца, плагиоклаза, анортоклаза, биотита, роговой обманки в небольшом количестве и акцессориев — апатита, циркона и ортита. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом и цоизитом. Кварц алломорфный с ровным или слабоволнистым погасанием; величина зерен в поперечном сечении до 2 *мм*. Плагиоклаз представлен полисинтетически сдвойникованными и зональными кристаллами; ядро его иногда пелитизировано; в ядре плагиоклаз имеет № 43, в периферийной части — № 31; размер зерен до 3,5×1,5 *мм*. Анортоклаз алломорфный, сравнительно свежий, иногда образует с кварцем микропегматитовые срастания, $-2V$ 55°. Биотит встречается в виде пластинок и чешуек, плеохроизм в темно-коричневых тонах. Роговая обманка в виде спорадически рассеянных зерен, с плеохроизмом в светло-зеленых, иногда голубых тонах; схема абсорбции: $Ng \geqslant Nm > Np$, $Ng—Np$ 0,014, cNg 15, 18°,—$2V_{(z)}$ 70, 72°. Ортит встречается очень редко; по краям он замещен эпидотом, отличается пятнистым плеохроизмом в бурых тонах; схема абсорбции: $Ng \geqslant Nm > Np$. Эпидот-цоизитовый минерал образован по плагиоклазу, часто присутствует в виде землистого агрегата, иногда скопляется вместе с биотитом и хлоритом; интерференция аномальная, желтого цвета. Хлорит образован за счет биотита; плеохроирует в зеленых тонах.

Количественно-минеральный и химический составы пород приведены в таблицах 35 и 36.

Таким образом, центральная часть массива отличается от розового биотитового гранитоида краевой части содержанием преобразованных останцов (ксенолитов) основных магматических пород. Последние характеризуются порфировой структурой. Основная масса их представлена серицитизированным и альбитизированным плагиоклазом, кварцем, пертитом и биотитом. Биотит свежий или хлоритизированный. Хлорит наблюдается и в виде отдельных зерен, местами образует сферолиты. Встречаются эпидот, рудный минерал и апатит. Порфировые выделения представлены плагиоклазом и кварцем с поперечным сечением до 2 *мм*. Плагиоклаз полностью разрушен — альбитизирован.

Интрузия габбро-монцонита. В ущелье Западной Гумисты к западу от описанных гранитоидов обнажается небольшой массив. В контакте с вмещающей песчанико-сланцевой свитой порода мелкозернистая и порфировидная. Порфировые выделения большей частью представлены моноклинным пироксеном или роговой обманкой. В центральной части массива порода темно-серая средне- или крупнозернистая.

Структура монцонитовая, редко гипидиоморфная; иногда плагиоклаз и моноклинный пироксен имеют одинаковый идиоморфизм, и структура породы приближается к панидиоморфной. Порода состоит из кварца, плагиоклаза, анортоклаза, амфиболизированного моноклинного пироксена и редко биотита; из вторичных минералов встречается хлорит; из акцессорных — сфен, апатит и рудный.

Кварц выполняет пространство между остальными минералами; погасание одновременное; величина зерен 0,2—0,4 *мм*. Плагиоклаз в виде идиоморфных кристаллов полисинтетически сдвойникован и зонален; ядро обычно видоизменено — соссюритизировано и серицитизировано, в ядре его № 70, в краевой зоне — № 35; величина зерен обычно

Таблица 35

Количественно-минеральный состав гранитоидов ущелья р. Восточная Гумиста

Минералы	Состав		
	1	2	Среднее
Кварц	22	30	26
Плагиоклаз	44	40	42
Анортоклаз	24	26	25
Биотит	7	2	4
Роговая обманка	3	1	2
Вторичные	—	1	1
Сумма	100	100	100

1 — среднее из трех подсчетов, по В. Я. Степанову;
2 — среднее из четырех подсчетов, по В. Я. Эдилашвили.

Таблица 36

Химический состав гранитоида, выходящего по шоссе Сухуми—Цумури

(Аналитик Н. Шаврова)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	68,53	CaO	3,18
TiO_2	0,35	Na_2O	3,68
Al_2O_3	12,68	K_2O	3,32
Fe_2O_3	3,16	P_2O_5	—
FeO	3,03	H_2O^-	0,14
MnO	0,10	H_2O^+	0,71
MgO	0,85		
		Сумма	99,73

1,6×0,6 *мм*, редко 0,8×2,4 *мм*. Анортоклаз алломорфный, по сравнению с плагиоклазом свежий, — $2V$ 48°. Моноклинный пироксен короткопризматический; иногда окрашен в светло-зеленый цвет и слабо плеохроичен; $Ng — Np$ 0,022, 0,026; cNg 35, 36°; $2V$ 54°, 56°; подвержен амфиболизации; величина зерен 1,6×1,0 *мм* и 1,2×2,0 *мм*. Роговая обманка образует идиоморфные кристаллы, но сравнительно с плагиоклазом иногда менее идиоморфна; представлена вторичной разностью; плеохроизм по Ng синий, по Nm соломенно-желтый, по Np светло-желтовато-зеленый; схема абсорбции $Ng>Nm>Np$; $Ng—Np$ 0,020, 0,025, cNg до 21°, $-2V$ 82°. Роговая обманка местами биотитизирована и хлоритизирована. Биотит встречается в виде отдельных пластинок; плеохроизм по Ng темно-серый; по Np желто-коричневый.

Количественно-минеральный состав породы представлен в табл. 37.

На основании приведенных данных породу относим к габбро-монциниту.

Интрузия габбро-диабаза. В ущелье р. Восточная Гумиста прослеживаются три изолированных выхода этих пород. Первые два сравнительно большого размера расположены на близком расстоянии друг от друга.

Первый выход имеет вид пластовой жилы, залегающей в песчанико-сланцевой свите, азимут падения которой СЗ 330°, угол 20°; мощность 1,5 *м*. Структура породы порфировая. Порода почти всегда состоит из зонального плагиоклаза (в центре № 54—60, в краевой зоне № 32—37),

Таблица 37

Количественно-минеральный состав габбро-монцонитов ущелья Западной Гумисты

Окислы	Состав			
	1	2	3	Среднее
Кварц	7	8	9	8
Плагиоклаз	55	55	40	51
Анортоклаз	13	23	17	15
Биотит	5	2	5	4
Роговая обманка	8	9	25	15
Моноклинный пироксен	10	2	3	5
Хлорит	2	—	—	1
Акцессорные	Мало	1	1	1
Сумма	100	100	100	100

1—3 — номера образцов породы, подвергшихся подсчету.

вторичной роговой обманки, обладающей слабым плеохроизмом в зеленых тонах, *cNg* 18°, и желтовато-коричневого биотита в ассоциации с магнетитом. В большом количестве содержатся мельчайшие зерна магнетита, возникшего в результате преобразования моноклинного пироксена.

Второй выход также представлен пластовой жилой; азимут падения СЗ 340°, угол 35°; мощность 2 *м*. Интрузия пересечена мелкими жилками томсонита (*Ng* 1,537±0,002, *Np* 1,528±0,002). Структура породы в эндоконтакте жилы сравнительно мелкозернистая, в средней части диабазовая. Порода состоит из зонального плагиоклаза (в центре № 67, на краю № 29) и вторичной роговой обманки, находящейся в большом количестве; *cNg* 18°. Эндоконтактовая порода отличается большой свежестью. Структура порфировая. Основная масса состоит из свежих мелких кристаллов плагиоклаза и мелких выделений вторичной роговой обманки; иногда встречаются остатки моноклинного пироксена. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом № 68 и вторичной роговой обманкой.

Третий выход также имеет вид пластовой жилы. Порода темная, мелкокристаллическая, испещрена мелкими инъекциями гранитообразующего лейкократового материала и чистого кварца; азимут падения интрузивной пластовой жилы ЮЮВ 175°, угол 25°; мощность 1—1,5 *м*. Структура породы полнокристаллическая, близкая к порфировидной. Главными составными минералами являются плагиоклаз (размер в среднем 0,5 *мм*), биотит, роговая обманка и соссюрит. Плагиоклаз (№ 55—69) то относительно свежий, то сильно соссюритизированный. Роговая обманка вторичная (*cNg* 15°), встречается в виде крупных зерен размером 4 *мм*. Биотит в большом количестве образует оболочку вокруг плагиоклаза. В породе много мелкого рассеянного магнетита. Лейкократовые инъекции в габбро-диабазе имеют аплитовую структуру; состоят из кварца и анортоклаза. В сравнительно более крупных жилах встречаются порфировые выделения кварца, плагиоклаза и анортоклаза. Порода содержит слегка хлоритизированный биотит.

Интрузия кварц-анортоклазового габбро верховьев р. Амтхел

Среди основных интрузий одной из наиболее крупных является интрузия правого притока истоков р. Амтхел, обнажающаяся среди сланцев лейаса в местности Ачадири на дороге, соединяющей Ачадири с Тенхи. Площадь интрузии составляет приблизительно 2 *км*^{2}.

Макроскопически порода среднезернистая, серого или темного цвета. Невооруженным глазом различаются полевой шпат, пироксен, иногда кварц и биотит. Структура монцонитовая или гипидиоморфная, причем плагиоклаз более идиоморфный, чем железисто-магнезиальный минерал. Состоит порода из кварца, плагиоклаза, анортоклаза, моноклинного пироксена или роговой обманки, биотита, хлорита, эпидот-цоизита и акцессориев — сфена, апатита, ильменита и пирита.

Кварц *алломорфный; заполняет пространство между плагиоклазом* и железисто-магнезиальными минералами; часто вторичный (привнесенный) заполняет трещины и пустоты. Анортоклаз (—2*V* 56°) также алломорфный, обволакивает кристаллы плагиоклаза; часто находится в гранофировом срастании с кварцем; иногда с пертитовой структурой. Плагиоклаз (№ 52—55) в виде полисинтетически сдвойникованных зональных кристаллов; часто видоизменен, преобразован в глинисто-*серицитовый и эпидот-цоизитовый агрегат; в краевой зоне его* № 33, 45; в ядре 59, 70. Моноклинный пироксен часто испещрен неправильными трещинами, в которых скопляются вторичные продукты: роговая обманка, биотит, кальцит; *cNg* 40, 46°; 2*V* 52°, 59°. Роговая обманка образует идиоморфные и изометрические кристаллы, часто сдвойникованные; плеохроизм по *Ng* синевато-зеленый, по *Nm* соломенно-желтый, по *Np*

Таблица 38

Количественно-минеральный состав кварц-анортоклазового габбро верховьев р. Амтхел

Минералы	Состав					
	1	2	3	4	5	Среднее
Кварц	7	8	7	10	2	7
Анортоклаз	9	7	8	8	—	7
Плагиоклаз	45	46	46	56	53	48
Моноклинный пироксен	—	—	—	—	8	2
Роговая обманка	28	28	28	18	33	27
Биотит	8	9	8	2	1	6
Хлорит	2	1	2	5	1	2
Эпидот-цоизит	—	Мало	Мало	—	2	Мало
Второстепенные минералы	1	1	1	1	Мало	1
Сумма	100	100	100	100	100	100

1—5 — номера образцов кварц-анортоклазового габбро, подвергшихся подсчету

Таблица 39

Химический состав кварц-анортоклазового габбро верховьев р. Амтхел

(Аналитик В. И. Кобиашвили)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	48,60	CaO	8,43
TiO_2	0,82	Na_2O	2,80
Al_2O_3	19,57	K_2O	2,34
Fe_2O_3	6,63	P_2O_5	0,05
FeO	4,34	H_2O^-	0,52
MnO	0,22	H_2O^+	2,45
MgO	4,59		
		Сумма	101,36

желтовато-зеленый; схема абсорбции: $Ng \geqslant Nm \gg Np$; $Ng - Np$ 0,025, 0,027; cNg 22°; $2V$ 72—79°; величина зерен от 0,3×0,6 до 1,6×4,0 *мм;* продукты преобразования роговой обманки: хлорит, биотит, редко кальцит. Биотит образует мелкие листочки; плеохроизм по Ng темно-коричневый, по Nm соломенно-желтый.

Количественно-минеральный и химический составы описываемых пород приведены в таблицах 38 и 39.

Гранитоидная интрузия горы Лыхта

Интрузия, вытянутая в меридиональном направлении, выходит на поверхность в истоках р. Джампал в 5 *км* от горы Лыхта. Площадь обнаженной части составляет 2—2,5 *км*^{2}.

Вмещающие породы лейасовой песчанико-сланцевой свиты ороговикованы. Центральная часть интрузии сложена среднезернистыми породами светло-серого, иногда розового цвета, краевая часть — мелкозернистыми, сравнительно более темными породами. Невооруженным глазом можно различить кварц, полевой шпат, биотит и роговую обманку.

Структура породы гипидиоморфная, близкая к монцонитовой; некоторые кристаллы плагиоклаза выделяются своей величиной и придают ей порфировидный облик. Порода состоит из кварца, анортоклаза, плагиоклаза, биотита, роговой обманки и моноклинного пироксена, а также хлорита, эпидот-цоизита, серицита и акцессориев — апатита, циркона, рудного минерала.

Кварц алломорфный, с включениями палочек апатита; часто дает гранофировые срастания с анортоклазом; величина зерен 0,54×0,73 *мм*. Анортоклаз (—$2V$ 64—72°) также алломорфный; образует с плагиоклазом пертитовую структуру. Плагиоклаз большей частью полисинтетически сдвойникованный, иногда со слабо выраженной зональностью; преимущественно свежий, частично серицитизированный и пелитизированный, еще реже карбонатизированный, в ядре № 50, в краевой зоне № 38; величина зерен 2—2,5 *мм*. Биотит образует крупные чешуйки, плеохроизм по Ng темно-бурый, по Nm соломенно-желтый; схема абсорбции: $Ng > Nm > Np$; большей частью свежий, иногда слабо хлоритизированный; величина зерен 1,45×0,84 *мм*. Моноклинный пироксен обнаружен только в одном шлифе; в других местах он полностью амфиболизирован и хлоритизирован, редко биотитизирован и карбонатизирован; cNg 37°; $2V$ 53, 56°; величина зерен от 0,77×1,05 до 2,0×3,2 *мм*. Роговая обманка большей частью обыкновенная, редко актинолитовая; кристаллы короткие, столбчатообразные; плеохроизм по Ng зеленый, по Nm светло-зеленый, по Np желтовато-зеленый; схема абсорбции: $Ng \geqslant Nm > Np$; $Ng - Np$ 0,015, 0,018; cNg до 18°; —$2V$ = 68, 74°; плеохроизм по Ng зеленый, по Nm светло-зеленый, по Np бесцветный или слабо-зеленоватый; иногда она сдвойникована; интенсивно хлоритизирована, редко биотитизирована и карбонатизирована; схема абсорбции актинолитовой роговой обманки: $Ng > Nm \gg Np$; $Ng - Np$ 0,023, 0,026; cNg — 22°; —$2V$ 75, 77, 78, 79, 80°. Величина зерен 0,40×0,77 *мм*. Хлорит в основном образует неправильно очерченные агрегаты; возник за счет распада железисто-магнезиальных силикатов; плеохроизм в зеленых тонах.

Количественно-минеральный и химический составы пород приведены в таблицах 40 и 41.

Порода периферической части массива представлена мелкозернистым аплитовидным гранитом и гранит-порфиром.

Структура породы гранофировая. Состоит она из кварца, анортоклаза, плагиоклаза (альбита), биотита, эпидот-цоизита, турмалина и

Таблица 40

Количественно-минеральный состав гранитоидов горы Лыхта

Минералы	Состав							
	1	2	3	4	5	6	7	Среднее
Кварц	16	18	8	5	27	24	13	16
Анортоклаз	15	13	12	7	6	22	14	13
Плагиоклаз	50	47	49	43	52	40	50	47
Биотит	8	11	5	7	5	4	16	8
Моноклинный пироксен	—	3	—	16	5	—	2	4
Роговая обманка	—	4	24	21	1	8	—	8
Хлорит	11	1	1	—	2	2	2	3
Акцессории	*Мало*	3	*Мало*	1	2	—	3	1
Сумма . . .	100	100	100	100	100	100	100	100

1—7 — номера образцов гранитоидов, подвергшихся подсчету.

Таблица 41

Химический состав гранитоидов горы Лыхта

Окислы	Состав		Окислы	Состав	
	1	2		1	2
SiO_2	62,20	68,42	CaO	3,75	2,89
TiO_2	0,68	0,24	Na_2O	4,04	2,46
Al_2O_3	16,96	15,09	K_2O	3,11	4,96
Fe_2O_3	2,03	1,11	P_2O_5	0,02	0,09
FeO	3,60	2,80	SO_3	—	0,31
MnO	0,06	0,04	H_2O^-	0,25	1,45
MgO	2,84	1,14	H_2O^+	1,28	0,82
			Сумма	100,87	100,82

Анализы № 1 и 2 соответственно отвечают образцам, приведенным в табл. 40

Таблица 42

Количественно-минеральный состав периферической части *массива интрузии горы Лыхта*

Минералы	*Состав*
Кварц	45
Анортоклаз	41
Плагиоклаз	14
Биотит	Мало
Эпидот-цоизит	„
Рудный	„
Сумма . . .	100

рудного минерала. Средняя величина кристаллов колеблется от 0,1 до 0,5 *мм*.

Кварц представлен мелкими зернами, имеет равномерное погасание. *Полевой шпат (анортоклаз и плагиоклаз) обычно свежий или слабо* серицитизированный. Плагиоклаз (№ 8, 9) большей частью образует полисинтетические двойники. Биотит встречается в виде мелких чешуек;

плеохроизм по *Ng* темно-коричневый, по *Np* соломенно-желтый; схема абсорбции: $Ng = Nm > Np$; в периферической части переходит в хлорит. Эпидот-цоизит встречается в виде зерен и землистого агрегата в плагиоклазе, часто заполняет трещины. Турмалин содержится очень редко. Гранат обнаружен в одном шлифе.

Количественно-минеральный состав породы приведен в табл. 42.

Интрузия гранодиорит-порфира ущелья р. Лыхта

На левом склоне ущелья р. Лыхта обнажается небольшой массив. Порода его серого цвета, среднезернистая, с различимыми полевым шпатом, биотитом и роговой обманкой.

Структура порфировая, полнокристаллическая. Состоит порода из кварца, анортоклаза, плагиоклаза, биотита, хлорита, серицита и акцессориев — апатита и рудного минерала.

Кварц алломорфный, содержит включения плагиоклаза; величина зерен 0,47×0,75 *мм*. Анортоклаз образует алломорфные, более или менее изометричные зерна, обычно свежий, редко пелитизированный; $-2V$ 62°; величина зерен 0,85×1,05 *мм*. Плагиоклаз в виде хорошо развитых полисинтетически сдвойникованных и зональных кристаллов; обычно свежий, иногда частично серицитизированный; некоторые кристаллы выделяются своей величиной, придавая породе порфировидный

Таблица 43

Количественно-минеральный состав гранодиорит-порфиров ущелья р. Лыхта

Минералы	Состав			
	1	2	3	Среднее
Кварц	16	8	6	10
Анортоклаз	27	36	28	31
Плагиоклаз	47	48	64	50
Биотит	8	7	7	7
Роговая обманка	1	1	1	1
Акцессорные	Мало	Мало	1	Мало
Вторичные	1	„	3	1
Сумма	100	100	100	Среднее

1—3 — номера образцов гранодиорит-порфиров, подвергшихся подсчету.

Таблица 44

Химический состав гранодиорит-порфиров ущелья горы Лыхта

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	60,50	CaO	5,02
TiO_2	0,49	Na_2O	1,89
Al_2O_3	15,80	K_2O	4,03
Fe_2O_3	2,39	P_2O_5	0,16
FeO	4,12	SO_3	Нет
MnO	0,08	H_2O^-	0,48
MgO	1,70	H_2O^+	4,10
		Сумма	100,76

Анализ отвечает образцу № 3 табл. 43 (аналитик В. Бугианишвили)

облик; номера плагиоклаза 34,38, в центральной части зонального плагиоклаза 48, в краевой зоне 35. Биотит в виде чешуек, с плеохроизмом в коричневых тонах; часто замещен хлоритом. Роговая обманка образует призматические удлиненные кристаллы; плеохроизм в зеленых тонах; абсорбция: $Ng \geqslant Nm > Np$; cNg до 20°; $-2V$ 66, 67°.

Количественно-минеральный и химический составы пород приведены в таблицах 43 и 44.

Габброидные и гранитоидные интрузии гор Жургия и Ахсирхва

Гранитоидные интрузии. Севернее Горабской интрузии, на южном склоне гор Жургия и Ахсирхва обнажается несколько мелких выходов гранитоидов, залегающих в песчаниково-сланцевой свите лейаса.

Макроскопически порода мелко- и среднезернистая, богатая железисто-магнезиальными минералами. Структура гипидиоморфная. Состоит порода из кварца, анортоклаза, плагиоклаза, биотита, моноклинного пироксена, роговой обманки, эпидот-цоизита, серицита и акцессориев — апатита, циркона, рудного минерала.

Кварц алломорфный; величина зерен от 0,38×0,47 до 0,94×1,10 *мм*. Анортоклаз (—2*V* 65°) также алломорфный; пелитизирован; изредка образует пертитовые срастания с плагиоклазом; величина зерен 1,1 *мм*. Плагиоклаз (№ 30—40) представлен идиоморфными полисинтетически сдвойникованными кристаллами: он то свежий, то сильно серицитизированный, редко соссюритизированный. Биотит в виде крупных листочков; плеохроизм в коричневых тонах; хлоритизирован, иногда частично замещен эпидотом; нередко в нем включаются призматические зерна циркона. Моноклинный пироксен обнаружен только в двух случаях; обычно он полностью переходит в роговую обманку; cNg 38°; 2*V* 53, 54, 55°. Роговая обманка образует вытянутые призматические кристаллы с плеохроизмом в зеленых тонах; схема абсорбции: $Ng \geqslant Nm > Np$; cNg 18°; —2*V* 67, 68, 70°. Встречается также актинолитовая роговая обманка; схема абсорбции: $Ng > Nm > Np$; cNg до 22°; —2*V* 76, 77, 79, 80°. Роговая обманка часто замещена биотитом, который в свою очередь переходит в хлорит.

Количественно-минеральный состав пород приведен в табл. 45.

Таблица 45

Количественно-минеральный состав гранитоидов гор Жургия и Ахсирхва

Минералы	Состав				
	1	2	3	4	Среднее
Кварц	14	7	10	11	10
Анортоклаз	25	17	11	3	14
Плагиоклаз	44	56	61	65	56
Биотит	4	3	6	8	5
Моноклинный пироксен	1	4	—	—	2
Роговая обманка	8	9	6	7	8
Акцессорные	Мало	1	1	1	1
Вторичные	4	3	5	5	4
Сумма . . .	100	100	100	100	100

1—4 — номера образцов гранитоидов, подвергшихся подсчету.

Кварц-анортоклазовые габбро-диабазовые интрузии. У основания горы Жургия обнажается несколько маломощных (10—15 *м*) жил этих пород. Макроскопически порода среднезернистая, серого цвета; наблюдается пятнистое расположение железисто-магнезиальных минералов.

Состоит порода из серицитизированного и, вероятно, частично альбитизированного плагиоклаза (№ 34), кварца, калиевого полевого шпата, амфиболизированного и хлоритизированного моноклинного пироксена и биотита. С последним связан рудный минерал. Хлорит содержится в большом количестве; его Nm 1,624±0,006, что близко к рипидолиту.

Количественно-минеральный и химический составы пород приведены в таблицах 46 и 47.

Таблица 46

Количественно-минеральный состав кварц-анортоклазовых габбро-диабазов

Минералы	Состав		
	1	2	Среднее
Кварц	1	Мало	1
Анортоклаз	3	2	2
Плагиоклаз	70	68	69
Биотит	1	2	2
Моноклинный пироксен	5	4	4
Хлорит и роговая обманка	20	22	21
Акцессорные	Мало	2	1
Сумма	100	100	100

1—2—номера образцов габбро-диабазов, подвергшихся подсчету.

Таблица 47

Химический состав кварц-анортоклазового габбро-диабаза
(Аналитик В. А. Егоров)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	50,58	MgO	3,09
TiO_2	0,95	CaO	9,14
Al_2O_3	20,49	Na_2O	2,77
Fe_2O_3	2,54	K_2O	1,80
FeO	5,53	H_2O^-	0,40
MnO	0,13	H_2O^+	2,50
		Сумма	99,92

Диабазы и порфириты ущелья р. Кодори

Диабазы горы Гвагва. На горе Гвагва находится мощное обнажение зеленовато-серого плотного мелкозернистого диабаза. Структура реликтово-офитовая. Порода состоит из плагиоклаза, пространство между которым выполнено бесцветным хлоритом. Плагиоклаз (№ 60—65) сильно хлоритизирован и карбонатизирован. Ильменит по краям замещен лейкоксеном. Встречается апатит.

Диабазы и порфириты сел. Лати. Вдоль Военно-Сухумской дороги, в окрестностях сел. Лати в песчанико-сланцевой свите лейаса в нескольких местах обнажаются диабазовые и порфиритовые жильные тела.

Биотитовые диабазы. Порода мелкозернистая, серого и зеленоватого цвета. Структура офитовая, иногда переходящая в габбровую, с пор-

фировидными выделениями плагиоклаза. Порода состоит из плагиоклаза, авгита, мелких листочков биотита в небольшом количестве, хлорита и ильменита. Плагиоклаз сильно видоизменен, соссюритизирован и альбитизирован; образует призматические кристаллы, размер которых достигает 0,2×0,8 *мм*. Авгит образует неправильные хлоритизированные зерна, *cNg* 43°. Биотит в виде мелких листочков; плеохроизм от коричневого до почти бесцветного. Хлорит в большом количестве; частично образовался, по-видимому, за счет биотита.

Диабаз-порфириты. Порода мелкозернистая, зеленого цвета. Структура порфировая. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза (№ 50), промежуточное пространство между которыми заполнено хлоритом. Имеются зерна авгита.

Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом и моноклинным пироксеном. Плагиоклаз (№ 70—80) в виде призматических зерен величиной 0,8×1,4 *мм*, большей частью альбитизирован и серицитизирован. Моноклинный пироксен образует округлые зерна; нередко замещен кальцитом; местами можно различить неизмененные зерна; *cNg* 35°; *Ng* — *Np* 0,023, что соответствует диопсиду.

Хлоритовые диабазы. Порода зеленая, мелкозернистая. Структура офитовая. Состоит порода из плагиоклаза и хлорита. Плагиоклаз (№ 80) представлен мелкими сдвойникованными и свежими лейстами величиной 0,4×0,1 *мм*. Хлорит бесцветный; заполняет межплагиоклазовое пространство.

Авгит-лабрадоровые порфириты. Порода светло-серая. Невооруженным глазом различаются вытянутые призмы плагиоклаза.

Структура офитовая. Состоит порода из плагиоклаза и авгита, в небольшом количестве — из роговой обманки и хлорита. Из второстепенных минералов встречается ильменит, иногда замещенный лейкоксеном.

Плагиоклаз представлен призматическими зернами величиной 0,5×1,8 *мм*, сильно соссюритизирован. Авгит также образует призматические зерна; плеохроизм слабый; местами переходит в роговую обманку; *cNg* 42—45°; *Ng* — *Np* 0,022; величина зерен 0,3×1,3 *мм*.

Биотитовые порфириты. Выход этой породы прослеживается на правом берегу р. Учкуриа. Порода мелкозернистая, зеленого цвета.

Структура офитовая. Состоит порода из лейст плагиоклаза, пространство между которыми выполнено хлоритом; содержится также биотит.

Плагиоклаз (№ 80) образует идиоморфные сдвойникованные и вытянутые лейсты; обычно свежий, встречаются кристаллы, вросшие друг в друга. Биотит светло-зеленого цвета; расположен в межплагиоклазовом пространстве. Имеются апатит и кальцит.

Гранитоидные интрузии перевалов Санчар и Адзапша

Кварц-диоритовая интрузия. В обрывах Южного склона Большого Кавказа (перевал Санчар) среди аспидных сланцев встречается несколько мелких даек кварцевых диоритов и кварцевых диорит-порфиритов. Порода состоит из кварца, альбитизированного плагиоклаза и мусковита.

Аналогичные кварцевые диориты обнаружены в истоках р. Мигдадзех и на западном склоне перевала Адзапша. Вмещающие породы представлены сланцами, перешедшими в роговики, содержащими кордиерит, андалузит и гранат. Помимо кварцевых диоритов, здесь наблюдался небольшой выход гранитоида. Имеются также дайки кварцевых порфиров и альбитофиров. Структура последних порфировая, иногда сферолитовая. Порфировые вкрапленники представлены кварцем и альбитом.

Гранитоидные интрузии. Среди древних гранитоидов в ущелье р. Марух встречаются биотит-анортоклазовые гранитоиды, значительно отличающиеся от первых своей свежестью, меньшим катаклазом и анортоклазовой природой калиевого полевого шпата.

Макроскопически порода светлая среднезернистая, с различимыми кварцем, полевым шпатом и биотитом. Структура гипидиоморфная.

Порода состоит из кварца, плагиоклаза, анортоклаза и биотита.

Кварц представлен неправильными зернами; местами разъедает плагиоклаз и оставляет впечатление инъецированного; величина зерен 0,5×1,0 *мм*. Анортоклаз (—2*V* 60, 64°) имеется в большом количестве в виде неправильных зерен; нередко он микропертитовый. Плагиоклаз (№ 17—30) *идиоморфный, представлен полисинтетически сдвойникованными* и зональными кристаллами; нередко разъеден, сильно серицитизирован и соссюритизирован; величина зерен 0,5×1,2 *мм*. Биотит образует вытянутые кристаллы с обычным для него плеохроизмом от темно-коричневого до бесцветного; схема абсорбции: $Ng \geqslant Nm > Np$; величина зерен 0,3×0,7 *мм*. Хлорит встречается в виде мелких чешуек, образован за счет биотита.

В районе перевала Аданге также прослеживаются гранитоидные интрузии, залегающие в зоне надвига древних кристаллических пород на лейасовых сланцах.

У перевала Аданге наблюдается небольшая интрузия гранодиорит-порфира. Южнее перевала обнаружена дайка кварцевого порфира и кварцевого альбитофира, залегающая в сланцевой свите.

Гранодиорит-порфир имеет гранофировую структуру и состоит из кварца, плагиоклаза, анортоклаза в небольшом количестве, мусковита и биотита.

Структура кварцевого порфира и кварцевого альбитофира порфировая. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом (№ 5—15) и кварцем. Основная масса гранофировая. Состоит из кварца, анортоклаза и в небольшом количестве плагиоклаза. В некоторых шлифах обнаруживается сферолитовая структура. Сферолиты состоят из кварца, плагиоклаза, редко — анортоклаза.

Химический состав породы приведен в табл. 48.

Таблица 48

Химический состав кварцевого альбитофира из жилы, секущей глинистые сланцы лейаса

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	76,96	CaO	1,04
TiO_2	0,25	P_2O_5	0,05
Al_2O_3	12,34	SO_3	Нет
Fe_2O_3	0,82	Na_2O	2,93
FeO	1,32	K_2O	1,78
MnO	0,01	H_2O^-	0,12
MgO	1,09	H_2O^+	1,01
		Сумма	99,72

В ущелье р. Аданге ниже одноименного перевала обнажается сравнительно крупная гранитоидная интрузия. Структура породы гипидиоморфная. Состоит она из кварца, анортоклаза, плагиоклаза и мусковита, а также хлорита, калиевого полевого шпата и акцессориев — апатита, рудного минерала.

Кварц представлен ксеноморфными зернами; благодаря включениям мутноват; изредка наблюдаются микропегматитовые срастания

с анортоклазом. Кварц корродирует плагиоклаз, иногда он имеет волнистое погасание. Встречаются включения рутила; величина зерен 0,3×0,6; 0,6×0,8 и 0,7×1,5 *мм*. Анортоклаз представлен призматическими зернами неправильной формы; по полюсу спайности (001): *Ng* 83°; *Nm* 11°; *Np* 82°; —2*V* 61, 66°; величина зерен 0,4×0,8; 0,2×1,7 и 0,7×0,9 *мм*. Плагиоклаз (№ 10—15) образует призматические, тонкополисинтетически сдвойникованные зерна; несколько разрушен, пелитизирован и серицитизирован; величина зерен 0,4×1,0; 0,7×1,0 и 0,4×1,9 *мм*. Мусковит встречается в виде вытянутых чешуек, местами — в виде жилок. Эпидот представлен мелкими сферолитовыми, слегка плеохроичными кристаллами. Кальцит образует мелкозернистый агрегат, замещающий плагиоклаз и жилки.

Диабазовые интрузии ущелья р. Чхалта

Эти породы широко развиты в ущелье р. Чхалта, большей частью в виде жил в лейасовых сланцах, а также среди древних кристаллических пород.

Авгит-лабрадоровые диабазы. На правом берегу р. Чхалта обнаружен лишь один выход диабаза, образующий в лейасовых сланцах пластообразную жилу мощностью 5 *м;* азимут падения ЮЗ 220°, угол 40°. Контактовое воздействие на боковые породы выражается в слабом ороговиковании.

Порода среднезернистая, зеленовато-серого цвета. Различаются мелкие зерна плагиоклаза, моноклинного пироксена и пирита. Структура офитовая. Состоит порода из плагиоклаза и моноклинного пироксена, а также пренита, эпидота, хлорита и акцессориев — ильменита и пирита. Плагиоклаз (№ 55—56) соссюритизирован, образует вытянутые призмы. Моноклинный пироксен свежий, представлен крупными зеленовато-серыми неправильными зернами; *cNg* 48°, *Ng* — *Np* 0,022, что соответствует авгиту.

Уралитовые диабазы. Распространены шире, чем авгит-лабрадоровые разности; встречаются главным образом в аспидных сланцах, а также и в древних кристаллических породах. Обычно образуют пластовые жилы — падение СВ 30—40°, угол 45—90°, мощность 0,5—2 *м*, редко 3—4 *м*.

Мощный выход пластовой интрузии (15 *м*) имеется на правом берегу р. Адзапша, левого притока р. Чхалта в аспидных сланцах. Структура породы офитовая, местами переходящая в габбровую. Состоит она из плагиоклаза, роговой обманки и скелетообразного ильменита. Плагиоклаз (№ 55) в виде вытянутых зерен, часто полисинтетически сдвойникованный и зональный; величина кристаллов 0,27×0,1 *мм*. Роговая обманка образует неправильные зерна. Плеохроизм колеблется в грязно-зеленоватых тонах; абсорбция $Ng > Nm > Np$; $Ng - Np \approx 0{,}025$; *cNg* 20°.

На левом берегу р. Марух в кристаллических сланцах обнаружено несколько дайкообразных выходов уралитового диабаза. Структура их офитовая. Состоят они из плагиоклаза и роговой обманки. Плагиоклаз (№ 52) образует мелкие, слегка разрушенные лейсты; величина 0,3×0,1 *мм*. Роговая обманка в виде мелких лучистых агрегатов с плеохроизмом в зеленых тонах; схема абсорбции $Ng \geqslant Nm > Np$; *cNg* 16, 17° *Ng*—*Np* 0,019.

Диабазы широко распространены также в ущелье р. Аданге, где обнаружены как в лейасовых сланцах, так и в древних гранитоидах. Эти породы аналогичны описанным выше диабазам, отличаясь от них наличием амфиболизированного моноклинного пироксена и иногда хлорита.

Джарквальская интрузия

В верхней Сванетии, в ущелье р. Ингури у сел. Джарквали в песчанико-сланцевой свите лейаса залегает крупная дайкообразная интрузия, протягивающаяся на 3 *км* и имеющая мощность 100 *м*. Породы, слагающие интрузию, представлены габбро-диабазами и плагиоклазовыми пироксенитами. В результате воздействия кислых инъекций габбровые породы обогащаются лейкократовыми компонентами и преобразуются в кварцевые диориты. В краевой части Джарквальской интрузии встречаются порфириты, альбитизированные кварцевые порфириты и др. Последние возникают в результате окварцевания и альбитизации.

Основная масса порфиритов полнокристаллическая, состоящая из серицитизированного и соссюритизированного плагиоклаза, биотита, роговой обманки, хлорита, апатита, циркона и одного-двух зерен кварца. Вкрапленники представлены серицитизированным плагиоклазом и бесцветным моноклинным пироксеном, замещенным роговой обманкой с нормальным плеохроизмом и с *cNg* 20°. Среди вкрапленников наблюдается темно-коричневый биотит с нормальным плеохроизмом, частично замещенный хлоритом. Порфириты местами окварцованы.

Габбро-диабазы. Породы серые, мелкозернистые. Структура панидиоморфная, переходящая в офитовую. Состоят породы из плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, хлорита, эпидота, пренита и акцессориев — рудного минерала и апатита. Плагиоклаз крупный, почти всегда идиоморфный, сильно серицитизированный, местами пренитизированный и частично альбитизированный. Плагиоклаз образует также более мелкие и менее измененные кристаллы. Моноклинный пироксен (авгит) представлен кристаллами разной величины с *cNg* 43°; местами он частично замещен эпидотом, кальцитом и хлоритом (много). Последний минерал ксеноморфен и имеет низкие аномальные синие цвета интерференции. К хлориту обычно приурочены кальцит и эпидот.

Кварц-калишпатовые габбро-диабазы. Породы образованы в результате кремниевого и щелочного метасоматоза, с которым связаны процессы хлоритизации и амфиболизации. Они серого цвета, среднезернистые. В шлифе имеют панидиоморфную, переходящую в офитовую, структуру. Привнесенный кварц образует отдельные зерна, а также микропегматитовые сростки с калиевым полевым шпатом. Наряду с кварцем и калиевым полевым шпатом в состав породы входят плагиоклаз, моноклинный пироксен, роговая обманка, хлорит, кальцит и акцессории — ильменит и апатит. Плагиоклаз (андезин) образует идиоморфные серицитизированные и в меньшей степени пренитизированные, полисинтетически сдвойникованные кристаллы. Моноклинный пироксен (авгит) встречается в виде идиоморфных бесцветных кристаллов различной величины с *cNg* 48°; нередко замещен вторичной роговой обманкой и хлоритом. Роговая обманка светло-зеленая, неплеохроирующая, возникшая за счет моноклинного пироксена. Хлорит встречается вместе с кальцитом; образует разной величины и формы псевдоморфозы по авгиту и роговой обманке; минерал светло-зеленый, плеохроизм слабый, цвета интерференции низкие.

Кварцевые диориты. Породы темно-серые, мелкозернистые. Структура замаскирована, но местами видны реликты основных магматических пород. В состав пород входят плагиоклаз, хлорит, кальцит, кварц и акцессории — рудный минерал и апатит. Плагиоклаз (олигоклаз) идиоморфный, сильно серицитизированный и отчасти карбонатизированный — результат его частичной альбитизации. Хлорит образует ксеноморфные светло-зеленые, слабо плеохроичные пластинки с низкими лавандово-синими цветами интерференции; по-видимому, он возник за счет разрушения авгита габбро-диабаза. Кальцит образует псевдомор-

фозы не только по плагиоклазу, но и по авгиту. Кварц встречается в большом количестве в виде крупных ксеноморфных зерен или слагает жилки; имеет одновременное погасание. К нему приурочены мелкие зерна и иглы апатита.

Плагиоклазовый пироксенит. Является наиболее распространенным в данной интрузии. Макроскопически порода темно- или зеленовато-серая, средне- и крупнозернистая. Структура панидиоморфная, если не замаскирована наложенными процессами. Состоит порода из плагиоклаза (андезина или лабрадора), авгита (*cNg* 45—50°), вторичной по пироксену роговой обманки (*cNg* 0—10°) и незначительного количества биотита, хлорита, эпидота и акцессориев — апатита, циркона и рудного минерала.

Диабаз-порфиритовые интрузии ущелий рек Твибери и Цанери

В Верхней Сванетии в ущельях рек Твибери и Цанери (в районе сел. Жабеш) встречаются диабаз-порфиритовые породы. Вмещающими являются глинистые сланцы лейаса, местами с примесью углистого вещества. Порода состоит из зерен кварца, серицитизированного плагиоклаза, чешуек мусковита, пластинок хлорита, зерен рудного минерала, апатита, глинистого вещества и в малом количестве прослоек углистого вещества, располагающихся на разном расстоянии друг от друга.

Среди жильных пород нами были встречены порфириты, диабаз-порфириты, диабазы и альбитизированные диабазы.

Порфириты. Породы темно-серые, порфировые. Структура порфировая. Основная масса состоит из черного непрозрачного стекловатого базиса, сильно серицитизированных лейст и микролитов плагиоклаза, лейст светло-зеленого неплеохроирующего хлорита с лавандово-синими цветами интерференции и мелких зерен рудного минерала. Вкрапленники представлены нацело серицитизированными кристаллами плагиоклаза и полными псевдоморфозами светло-зеленого хлорита, к которому иногда приурочен привнесенный кварц. В шлифе встречаются жилки, состоящие из продолговатых зерен кварца и неправильных пластинок хлорита.

Диабаз-порфириты. Породы светло-серые с крупными порфировыми выделениями плагиоклаза.

Структура темно-серых разностей порфировидная, с крупнозернистой офитовой основной массой, состоящей из идиоморфных призматических, слегка серицитизированных и карбонатизированных, часто полисинтетически сдвойникованных кристаллов плагиоклаза, пластинок бледно-зеленого, почти бесцветного хлорита, с низкими лавандово-синими цветами интерференции, бесцветных, иногда буроватых или бурых ксеноморфных кристаллов моноклинного пироксена, зерен кальцита, образованных за счет плагиоклаза, рудного минерала и довольно длинных игольчатых кристаллов апатита. Вкрапленники представлены очень крупными, совершенно непрозрачными, полностью соссюритизированными и пелитизированными кристаллами плагиоклаза.

Структура светло-серых разностей порфировая, с крупнозернистой офитовой основной массой, состоящей из идиоморфных кристаллов плагиоклаза, между которыми зажаты непрозрачные землистые участки — рудные выделения, представляющие псевдоморфозы по железисто-магнезиальному минералу. Вкрапленники сложены крупными нацело серицитизированными кристаллами плагиоклаза с прожилками кальцита.

Диабазы. Одна разность породы мелкозернистая, темно-серая или темная, зеленовато-серая; порода сильно карбонатизирована и хлоритизирована. Структура ее офитовая, состоит она из плагиоклаза, кальцита, хлорита, большого количества зерен рудного минерала, незначи-

тельного количества зерен привнесенного кварца в виде скоплений и длинных игольчатых кристаллов апатита, расположенных около жилок кальцита.

Плагиоклаз представлен всегда идиоморфными, сильно, иногда нацело серицитизированными, кальцитизированными, призматическими кристаллами; местами он крупный, таблитчатый, образует порфировидные вкрапленники; также нацело изменен. Хлорит всегда бледно-зеленый, неплеохроичный, с низкими коричневыми цветами интерференции, местами радиально-лучистый и обычно ксеноморфный; представляет полную псевдоморфозу по железисто-магнезиальному ксеноморфному минералу, вероятно, по моноклинному пироксену; иногда к нему приурочен пелитоморфный кальцит в виде непрозрачной землистой массы. Кальцит содержится в довольно большом количестве; частью представлен кристаллической разностью в виде жил и псевдоморфоз, иногда с хлоритом, частью же — пелитоморфным кальцитом грязновато-коричневого цвета в виде ксеноморфных пятен с перламутровым блеском. В шлифе имеются бледно-желтоватые участки радиально-лучистого строения, представляющие, вероятно, халцедон.

Другая разность породы состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена, хлорита, цоизита, рудного минерала и апатита. Плагиоклаз образует крупные идиоморфные призматические, местами таблитчатые, пойкилитически сдвойникованные кристаллы, всегда частично изменен и превращен в серицит, кальцит и хлорит; последний пронизывает плагиоклаз в виде мельчайших жилок. Моноклинный пироксен (титан-авгит) представлен всегда ксеноморфными светло-фиолетовыми кристаллами разной величины. Хлорит содержится в довольно большом количестве; местами образует жилки, местами же — частичные псевдоморфозы главным образом по плагиоклазу и, наконец, — неправильные участки в совокупности с роговой обманкой, присутствующей в незначительном количестве; в шлифе имеются жилки, выполненные кварцем, кальцитом и хлоритом.

Третья разность этих диабазов состоит из почти нацело серицитизированных, идиоморфных, призматических кристаллов плагиоклаза разной величины, среди которых иногда в незначительном количестве появляются более или менее свежие кристаллы альбита, ксеноморфные пластинки светло-зеленого неплеохроичного хлорита, местами переполненного мелкими зернами рудного минерала и апатита. Хлорит иногда образует вытянутые жилкообразные тела; местами непосредственно прилегает к свежему плагиоклазу, окрашен более интенсивно и плеохроирует.

Как видно, весь темноцветный силикат нацело хлоритизирован; хлоритизацией затронут и плагиоклаз, который пропитан хлоритом, имеющим дендритоподобную форму или образующим неправильные пятна.

Альбитизированные диабазы. Структура пород офитовая. Состоят они из плагиоклаза, моноклинного пироксена, хлорита, кальцита, цоизита и акцессориев — апатита, рудного минерала и сфена.

Плагиоклаз (альбит) крупный, всегда идиоморфный, слегка пелитизированный и серицитизированный, часто полисинтетически сдвойникованный; местами частично замещается кальцитом более интенсивно, чем пелитовым веществом и серицитом, хотя есть и довольно сильно пелитизированные и серицитизированные кристаллы. Степень изменения плагиоклаза далеко не одинаковая, иногда он подвержен хлоритизации. Моноклинный пироксен образует довольно крупные бесцветные, ксеноморфные кристаллы, замещенные частично или нацело хлоритом, кальцитом и непрозрачным серым землистым продуктом. Хлорит встречается в большом количестве в виде пластинок бледно-зеленого цвета разной величины, причем одни из них представляют частичные псевдоморфозы по моноклинному пироксену, другие выполняют трещинки по-

роды в виде жил; наконец, он образует довольно крупные участки в совокупности с незначительным количеством кальцита и минерала, похожего на халцедон; хлорит бледно-зеленый, с лавандово-синими цветами интерференции. Цоизит присутствует в малом количестве, всегда ксеноморфный, зажат между идиоморфными кристаллами плагиоклаза; иногда к нему приурочен более интенсивно окрашенный в зеленый цвет хлорит.

Эцерская гранитоидная интрузия

Эта интрузия приурочена к габбро-диабазовым породам, залегающим в лейасовой сланцевой свите, и сечет как сланцы, так и габбро-диабазы. В результате многочисленных лейкократовых инъекций происходит сильное преобразование габбро-диабазов, сланцы же превращаются в роговики.

Диабазы обычно среднезернистые, цвет их темно-серый. Структура офитовая. Порода состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки (волокнистой и обыкновенной), образованной по пироксену, незначительного количества цоизита и акцессориев — апатита и рудного минерала.

Габбро также темно-серого цвета. Это мелкозернистые, реже среднезернистые породы, иногда содержащие порфировые выделения плагиоклаза. Часто они инъецированы лейкократовым материалом; в шлифе обнаруживают панидиоморфную структуру, местами переходящую в офитовую. Порода состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, хлорита, пренита, цоизита, ильменита и в незначительном количестве привнесенного кварца. Плагиоклаз образует преимущественно идиоморфные, большей частью сильно или полностью соссюритизированные, серицитизированные и пренитизированные кристаллы, причем более сильно изменены центральные части бывших зональных кристаллов. Моноклинный пироксен (титан-авгит) образует идиоморфные, иногда частично ксеноморфные светло-фиолетовые кристаллы с оторочками роговой обманки; в некоторых габбро моноклинный пироксен полностью преобразован в роговую обманку (cNg 17—20°). Хлорит представлен светло-зелеными, слегка плеохроирующими пластинками разной величины и формы, с низкими лавандово-синими цветами интерференции. Цоизит содержится не всегда; образует мелкие бесцветные кристаллы с низкими цветами интерференции. Кварц присутствует в небольшом количестве и не во всех образцах; представлен в виде небольших скоплений, округлых зерен и жилкообразных тел.

В результате интенсивного воздействия лейкократовых инъекций габбро-диабазы преобразуются в кварцевые диориты; в отдельных же случаях порода обогащается также калиевым полевым шпатом и возникают кварцевые монцониты или даже кварцевые сиенит-диориты и кварцевые сиениты.

Кварцевые диориты. Породы серые и темно-серые, равномернозернистые, нередко пересечены лейкократовыми инъекциями. Структура гипидиоморфная или панидиоморфная; в последнем случае некоторые кристаллы плагиоклаза выделяются своими размерами, придавая породе порфировидный облик. Состоят породы из кварца, плагиоклаза, роговой обманки, хлорита, эпидота, цоизита, кальцита, калиевого полевого шпата и акцессориев — сфена, апатита и рудного минерала.

Кварцевые монцониты. Эти монцониты были встречены нами в эцерской интрузии среди ксенолитов в гранитоидах. Породы темно-серые, мелкозернистые. Структура монцонитовая. Состоят они из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, роговой обманки, незначительного количества биотита и акцессориев — апатита и рудного минерала.

Калиевый полевой шпат значительно преобладает над плагиоклазом; образует крупные, иногда ксеноморфные, чаще идиоморфные, слегка пелитизированные кристаллы, причем центральная его часть представляет серицитизированный и соссюритизированный плагиоклаз. Биотита немного, цвет его коричневый, плеохроизм нормальный. Роговая обманка (*cNg* 16—18°) содержится в большом количестве в виде различной величины зеленых идиоморфных кристаллов, имеющих нормальный плеохроизм; встречаются остатки моноклинного пироксена.

Кварцевые сиенит-диориты. Структура пород гипидиоморфная. Состоят из кварца (мало), калиевого полевого шпата, плагиоклаза, роговой обманки, эпидота и акцессориев — апатита и рудного минерала. Калиевый полевой шпат представлен слегка пелитизированными кристаллами, нередко обволакивающими мутный плагиоклаз.

Гранитоиды. Породы среднезернистые, светло-серые или почти белые. Структура их гипидиоморфная и микрогранофировая. Состоят они из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита, роговой обманки (не во всех образцах), хлорита и акцессориев — рудного минерала, апатита, сфена. Кварц представлен либо крупными ксеноморфными кристаллами с одновременным или слабоволнистым погасанием, либо микрогранофировыми сростками с калиевым полевым шпатом и плагиоклазом. Калиевый полевой шпат имеет вид частично крупных, слегка пелитизированных, иногда сдвойникованных кристаллов с оторочками микрогранофировых сростков кварца с калиевым полевым шпатом или плагиоклазом; в отдельных образцах кристаллы его слегка пелитизированы, идиоморфны, сдвойникованы с пертитовым сложением (*BNg* 87°, *BNm* 3°, *BNp* 90°, спайность [001], —2*V* 72°). Плагиоклаз по сравнению с калиевым полевым шпатом играет подчиненную роль; представлен средней величины идиоморфными сдвойникованными, пелитизированными, серицитизированными и соссюритизированными кристаллами, имеющими оторочки микрогранофировых сростков, состоящих из кварца и плагиоклаза. Биотит присутствует в небольшом количестве; образует темно-зеленые, иногда хлоритизированные, идиоморфные чешуйки с нормальным плеохроизмом. Роговая обманка содержится не во всех образцах и также в малом количестве; образует мелкие буровато-зеленые, местами хлоритизированные кристаллы с нормальным плеохроизмом и с *cNg* 15—16°.

В отдельных случаях гранитоиды в зоне эндоконтакта приобретают гранит-порфировую структуру, в результате чего возникают типичные гранит-порфиры, состоящие из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита, роговой обманки и акцессориев — апатита и рудного минерала. Калиевый полевой шпат представлен как крупными, совершенно свежими прозрачными, иногда сдвойникованными кристаллами, с включением мелких чешуек биотита, так и мелкими, также свежими и прозрачными кристаллами с пертитовым сложением (*BNg* 90°; *BNm* 0°; *BNp* 90°; —2*V* 75°).

Интрузии кварцевых альбитофиров и кварцевых диоритов горы Бангуриани

На склонах гор Бангуриани и Латлардаш в лейасовых сланцах обнажается несколько даек кислой интрузии, представленной в основном альбитофирами. Меньше распространены крупнозернистые разновидности, отвечающие по своему составу кварцевому диориту.

Породы бангурианского выхода светло-серые, макроскопически очень похожие друг на друга, среднезернистые, иногда плотные. Местами на выветрелой поверхности замечаются шарообразные выделе-

ния зеленого цвета. Плотные разновидности распространены главным образом в периферической части дайки; они не отличаются от контактовых роговиков.

Кварцевые альбитофиры. Представлены двумя разновидностями — кварцевыми и бескварцевыми. Структура их порфировая. Основная масса состоит из плагиоклаза (альбита), часто замещенного кальцитом и серицитом, чешуек хлорита, иногда серицита, кварца и акцессориев — апатита, циркона, рудного минерала. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом и хлоритом радиально-лучистого строения, образовавшегося за счет биотита.

Местами эти породы прорезаны жилами, центральная часть которых состоит из кварца, а периферическая — из рудного минерала. Иногда в состав жилы входят плагиоклаз альбитового ряда и делессит.

Кварцевые диориты. Породы сравнительно крупнозернистые; внешне легко отличаются от альбитофиров. Встречаются на южном склоне горы Бангуриани.

Структура гипидиоморфная. Состоят породы из кварца, плагиоклаза, псевдоморфоз хлорита по биотиту и акцессориев — апатита, циркона и рудного минерала. Кварц обладает слабым волнистым погасанием; образует микропегматитовые срастания с плагиоклазом. Плагиоклаз (№ 19, 21) представлен идиоморфными, большей частью свежими кристаллами.

Экзоконтактовые породы. Лейасовые сланцы преобразованы в роговики.

Один из образцов роговика, взятый в контакте с альбитофиром, обнаруживает лепидобластовую структуру. Порода состоит из кварца, мусковита, хлорита и акцессориев — апатита, циркона и рудного минерала. Роговики обычно пиритизированы. В результате перехода пирита в гидроокислы железа порода окрашивается в буровато-ржавый цвет.

Интрузии гранитоидов и гранит-порфиров верховьев р. Цхенисцхали

В районе Цанского арсенопиритового месторождения широко распространены молодые интрузии, описанные рядом авторов и нами (Заридзе, 1947, 1959). Подробную геолого-петрографическую характеристику интрузий под нашим руководством недавно завершил аспирант кафедры минералогии и петрографии Грузинского политехнического института И. И. Кикнадзе. Ввиду того, что материал этого исследователя новый, мы сочли целесообразным с любезного согласия автора характеристику интрузий привести по его данным.

Северная часть района распространения интрузий представляет геоантиклинальную зону Главного хребта и сложена палеозойскими гранитами, гнейсами и мусковитовыми, биотитовыми и двуслюдяными сланцами древнего метаморфического комплекса. В ряде мест они прорваны дайками диабаз-порфиритовых пород. Древние кристаллические породы приподняты и надвинуты на глинистые сланцы лейаса.

Южнее, непосредственно за надвигом в полосе до 3 *км* распространены названные сланцы с дайками и пластовыми интрузиями порфиритов и диабазов. К полосе глинистых сланцев приурочены молодые мелкие интрузии гранитов и многочисленные дайковые образования диоритового и гранодиоритового состава. Обнажаются они на горе Цурунгал, в верховьях рек Чорох и Тотельдаш.

Пространственное расположение молодых интрузивных пород определяется главным образом двумя тектоническими направлениями — параллельным и поперечным надвигу. С разломами, параллельными надвигу, связаны многочисленные мелкие интрузии, а с поперечными —

крупная Цурунгальская интрузия, а также Чорохская и Тотельдашская интрузии (2×0,5 *км*). Эти штокообразные тела вытянуты в северо-восточном направлении.

По минеральному составу все три интрузии очень близки друг к другу; они сложены преимущественно средне- или мелкозернистыми анортоклазовыми гранитами, содержащими биотит.

Выделяются следующие типы гранитоидов: 1) гранит-порфиры, 2) порфировидные граниты, 3) гранодиорит-порфиры, 4) двуслюдяные граниты и 5) плагиограниты.

Гранит-порфиры. Эти породы слагают основную часть Цурунгальского и Тотельдашского массивов; они мелкозернистые, светло-серого цвета. Структура пород порфировая. Состоят они из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита и акцессориев — циркона, апатита, сфена, турмалина и рутила; довольно часто встречаются альбит, кальцит, серицит, хлорит, эпидот, цоизит.

Порфировидные граниты. Имеют сравнительно ограниченное распространение и рассматриваются И. И. Кикнадзе как фациальная разновидность гранит-порфиров. С гранит-порфирами связаны постепенными переходами; отличаются от них лишь структурой.

Гранодиорит-порфиры. Слагают небольшие участки среди гранит-порфиров Цурунгальской интрузии (без какой-либо закономерности в расположении). Наблюдается некоторая приуроченность их к краевым частям массива. Соотношение в этих породах калиевого полевого шпата, плагиоклаза и биотита дает основание отнести их к гранодиоритам, причем среди них попадаются адамеллиты и кварцевые диориты, содержащие щелочной полевой шпат в малом количестве.

Между этими разностями имеются переходные типы; прорывания одних гранитов другими нигде не установлено, что указывает на одновременное их происхождение.

Колебания в составе описанного тела гранит-порфиров объясняются неодинаковой переработкой гранитообразующим веществом материала вмещающих пород.

Двуслюдяные граниты. Встречаются в восточной части района и слагают почти всю Чорохскую интрузию. Несмотря на близость этих пород к порфировидным гранитам, структурные и некоторые минеральные особенности заставляют выделить их в особую группу. Породы состоят главным образом из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, биотита, мусковита и акцессориев — циркона, апатита и реже сфена; встречаются единичные зерна касситерита; характерно обилие вторичных минералов — хлорита, серицита, рутила (сагенита), цоизита, эпидота, лимонита.

Плагиограниты. Макроскопически породы сходны с двуслюдяными гранитами, отличаясь от них лишь более темным цветом, вызванным несколько большим содержанием биотита. Плагиограниты локализуются в центральной части Чорохской интрузии, слагая наиболее возвышенную ее часть. С окружающими их гранитами эти породы связаны рядом постепенных переходов. Для пород Чорохского участка характерно некоторое пересыщение глиноземом, заимствованным, вероятно, из глинистых сланцев. Во всех массивах наблюдается большое количество гранитизированных ксенолитов диоритового или более основного состава. В районе широко распространены также дайковые образования, имеющие северо-западное (280—300°) и широтное простирания с крутыми падениями обычно на север; средняя мощность даек 4—5 *м*; они часто непрерывно протягиваются на несколько километров. Меридиональных даек значительно меньше; они небольшого размера.

Основные направления трещиноватости пород и простирание даек совпадают с простиранием надвига кристаллического субстрата на сланцы лейаса.

Дайковые образования по минеральному составу весьма разнообразны. Различаются следующие типы пород: 1) кварцевые микродиориты; 2) меланократовые диорит-порфириты и кварцевые диорит-порфириты; 3) гранодиорит-порфиры и кварцевые гранодиорит-порфиры; 4) лейкократовые граниты и гранит-порфиры; 5) кварцевые порфиры; 6) аплитовидные граниты; 7) аплиты и пегматиты.

Кварцевые микродиориты. Породы темно-коричневые с фиолетовым оттенком; лишены порфировых вкрапленников. Состоят из плагиоклаза, биотита и кварца. Количество кварца варьирует в значительных пределах; в зависимости от его содержания различаются кварцевые микродиориты и микродиориты. Из акцессориев в большом количестве встречаются апатит, реже сфен, магнетит и в единичных случаях — циркон.

Меланократовые диорит-порфириты и кварцевые диорит-порфириты. В большинстве случаев породы образуют вытянутые на значительном расстоянии, часто мощные дайки. Минеральный состав их идентичный; различие состоит лишь в содержании кварца и темноцветного минерала. В породах преобладают разности темно-коричневого цвета с фиолетовым оттенком, но встречаются и более светлые. Главными составными частями породы являются плагиоклаз, биотит и кварц; очень редко калиевый полевой шпат. У плагиоклаза наблюдается обратная зональность или зональность с рекурренцией. Характерным для пород является содержание андезина наряду с основным плагиоклазом (№ 50 — 60). Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, сфеном, нередко турмалином. Наблюдается обилие апатита. Описанные породы имеют порфировидное строение, очень часто с кучным или пятнистым распределением темноцветных участков и обособленными пятнами светлых минералов с пегматоидной структурой. Структура темных участков иногда офитовая.

Гранодиорит-порфиры и кварцевые гранодиорит-порфиры. Породы занимают промежуточное положение между диорит-порфиритами и жильными гранит-порфирами. Породы порфирового сложения; цвет темно-серый до светло-коричневого. Состоят главным образом из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и биотита. Характерной особенностью является наличие основного плагиоклаза (лабрадора) наряду с большим количеством калиевого полевого шпата и кварца. Наблюдается обилие апатита, реже встречаются сфен, магнетит, ильменит, еще реже — турмалин. Отличительным признаком описанных пород является их гибридный характер, что доказывается наличием во всех изученных образцах большого количества апатита и турмалина, неравномерным количественно-минеральным составом (много калиевого полевого шпата и кварца наряду с основным плагиоклазом), наличием пегматоидных участков и взаимными переходами между отдельными разновидностями пород.

Лейкократовые граниты и гранит-порфиры. Имеют значительное распространение. Залегают в виде даек, мощность которых колеблется в пределах от 1 до 5—6 *м;* протяженность даек нередко достигает нескольких километров. Наряду с дайками, залегающими в сланцах, в пределах рудного поля нередко встречаются апофизы, отходящие от гранитной интрузии. Это позволяет считать дайки гранитов синхроничными с гранит-порфирами главных массивов. Для большинства их характерна порфировидная структура с гипидиоморфной основной массой. Состоят они из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца и в малом количестве биотита.

В отличие от описанных выше пород в составе лейкократовых гранитов и гранит-порфиров наблюдается увеличение количества кварца (главным образом в основной массе породы) и появление крупных порфировых вкрапленников калиевого полевого шпата с неправильными

пертитовыми образованиями. Наряду с появлением калиевого полевого шпата во вкрапленниках плагиоклазов наблюдается деанортитизация. Акцессории представлены апатитом, цирконом, турмалином, очень редко — сфеном и рутилом; из рудных наиболее обычны пирит и арсенопирит, реже магнетит.

Кварцевые порфиры. Связаны постепенными переходами с жильными гранитами и гранит-порфирами. Различие между ними заключается в структуре и в увеличении размера вкрапленников. Структура основной массы микрогранитовая, реже микропегматитовая и очень редко фельзитовая. Минеральные составы кварцевых порфиров и жильных гранитов почти тождественны. Наблюдается лишь несколько большее содержание кварца как во вкрапленниках, так и в основной массе; несколько меньше в породе биотита; второстепенные минералы — апатит, циркон, иногда турмалин, еще реже сфен; из рудных встречаются пирит, арсенопирит и магнетит.

Аплитовидные граниты. Обнажаются в верховьях рек Усахело, Чорох и Тотельдаш; залегают среди глинистых сланцев лейаса в виде даек. Структура пород аплитовидная, иногда порфировая, реже гипидиоморфная с участками микропегматита. Вкрапленники обычно представлены плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. В состав аплитовидных гранитов входят кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, биотит и акцессории — апатит, циркон, турмалин, магнетит; в единичных случаях появляется касситерит. Калиевый полевой шпат образует зерна округлые или резко неправильной формы. В одних случаях наблюдается разъедание плагиоклаза калиевым полевым шпатом (микроклинизация), в других — включения (останцы) плагиоклаза в калиевом полевом шпате, имеющие неправильные формы. Плагиоклаз (№ 15) характеризуется обычно более кислым составом, чем плагиоклаз предыдущих пород. В единичных случаях вокруг зерен плагиоклаза и кварца развиваются микропегматитовые каемки метасоматического происхождения.

Аплиты и пегматиты. Встречаются редко; образуют небольшие тела. Жилы аплитов прослеживаются по простиранию всего на 8—20 *м* и не превышают по мощности 20—40 *см*. Пегматиты были встречены в двух пунктах в виде линзовидных тел длиной 1—1,5 *м* и мощностью 10—20 *см*.

Состоят аплиты из мелких зерен калиевого полевого шпата и плагиоклаза, кварца, редких чешуек мусковита и акцессориев — циркона, апатита и турмалина и, кроме того, сфена, магнетита и касситерита, встречающихся значительно реже. Структура породы паналломорфная — аплитовидная.

Пегматиты светло-серого цвета, состоят преимущественно из молочно-белого кварца и крупных (до 1 *см*) кристаллов пертитизированного калиевого полевого шпата. Иногда встречаются крупные чешуйки биотита и мусковита. С биотитом нередко связан ортит. Среди полевого шпата встречаются выделения граната, одиночные, неправильной формы.

* * *

Изложенный выше фактический материал дал возможность И. И. Кикнадзе наметить такую последовательность породообразования.

В начальную стадию образовались гибридные породы — диориты, диорит-порфириты и гранодиориты за счет переработки габбро-диабаз-порфиритов юрского возраста под воздействием привнесенного гранитообразующего материала; эти породы заполняют широтные трещины и играют количественно ведущую роль. Позднее формировались Цурун-

гальская, Чорохская и Тотельдашская интрузии и некоторые дайковые граниты, на что указывает обильное содержание в них ксенолитов первой группы пород. Далее по трещинам северо-восточного направления образовались лейкократовые граниты, кварцевые порфиры и аплитовидные граниты, секущие все другие интрузии.

Таким образом, намечается определенная последовательность в породообразовании: более основные гранитоиды (гибридные диориты, кварцевые диориты, гранодиориты), биотитовые граниты и кислые гранитоиды, с которыми связана главная часть арсенопиритового оруденения.

Лейкократовые жильные породы, вероятно, формировались в последнюю стадию породообразования. В это время большую роль играли летучие компоненты, в частности, бор, о чем свидетельствует обилие турмалина в породах и интенсивная их грейзенизация в контактовой зоне.

Многообразие типов интрузивных пород и взаимные их переходы друг в друга, наличие во всех разностях сходных по составу ксенолитов с одинаковыми процессами преобразования и гранитизации позволяют считать все интрузии генетически единым образованием, осложненным процессами взаимодействия лейкократового материала и вмещающих пород.

Широкое развитие лейкократовых пород позволяет допустить, что исходный привнесенный материал был лейкократовым. На неполную переработку габбро-диабаз-порфировых пород привнесенным веществом указывает наличие гибридных пород неравномерного минерального состава, в частности, присутствие иногда в одной и той же породе наряду с основным плагиоклазом относительно кислой его разности и, кроме того, содержание вместе с основным плагиоклазом большого количества кварца и калиевого полевого шпата.

Интрузии района селений Циплакаки и Рцхмелури

Интрузивные породы в Нижней Сванетии в районе селений Циплакаки и Рцхмелури представлены преимущественно двумя типами: основным и кислым. К первому относятся: авгитовые, роговообманковые и плагиоклазовые порфириты, диабазы и габбро, образование которых мы связываем с проявлением магматической активности в байосе. Второй тип представлен кварцевыми порфиритами, кварцевыми диоритовыми порфиритами и альбитизированными кварцевыми порфиритами (рис. 27).

Авгитовые порфириты. Породы темно-серые; характерны порфировые выделения авгита.

Структура пород порфировая, близкая к офитовой. Основная масса полнокристаллическая, причем величина зерен меняется в зависимости от величины жилы. Порода состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена, иногда замещенного роговой обманкой, хлорита, кальцита, эпидота, пренита, ильменита, слюды и кварца (вторичного). Местами порода трещиноватая, трещины выполнены кальцитом, хлоритом, редко лимонитом.

Фенокристаллы в отдельных случаях преобладают над основной массой; представлены плагиоклазом и моноклинным пироксеном, изредка роговой обманкой. В породе встречаются хлорит, кальцит, эпидот и псевдоморфозы рудного минерала, величина которых непостоянная.

Плагиоклаз представлен призматическими кристаллами; вследствие сильного видоизменения минерала (пелитизации, серицитизации, эпидотизации и иногда хлоритизации) граница между фенокристаллом и основной массой неясная; в результате измерения плагиоклаза получены

№ 8, 9, 10, 50, 56, что указывает на неравномерную альбитизацию пород. Моноклинный пироксен представлен бледно-зелеными, почти бесцветными кристаллами; *cNg* 45°; 2*V* 48, 56°, что отвечает авгиту; частично или полностью замещен хлоритом, который иногда сопровождается выделением кальцита и рудного минерала. Хлорит изредка имеет радиально-лучистое строение; *Nm'* 1,622 (делессит); иногда обладает аномальной интерференционной окраской; показатель преломления *Nm'* 1,614. Связанный с хлоритом кальцит всегда расположен в центральной части тела. Обыкновенная роговая обманка образовалась за счет авгита; *cNg* 18°, —2*V* 88°.

Химический состав пород приведен в табл. 49.

Роговообманковые порфириты. Породы серые и темно-серые, мелкозернистые.

Структура их порфировая. Мелкозернистая основная масса сильно видоизменена. Состоит она из мутных кристаллов плагиоклаза, роговой обманки, хлорита (за счет роговой обманки), эпидота и вторичного (привнесенного) кварца. Фенокристаллы представлены плагиоклазом и обыкновенной роговой обманкой.

Плагиоклаз (№ 28) соссюритизирован. Имеет различную форму и величину; центральная его часть иногда карбонатизирована. Роговая обманка зеленовато-желтая; обладает нормальным плеохроизмом; *cNg* 22°, —2*V* 88°, что соответствует обыкновенной разности; в ней встречаются многочисленные включения идиоморфных кристаллов плагиоклаза и рудного минерала. Хлорит и кальцит представляют псевдоморфозы по роговой обманке. Зерна кальцита, к которым иногда в небольшом количестве примешиваются зерна кварца, имеют неправильные контуры.

Плагиоклазовые порфириты. Порода серого или темно-серого цвета.

Структура порфировая. Основная масса полнокристаллическая, состоит из лейст почти всегда серицитизированного плагиоклаза, хлорита (совместно с кальцитом или отдельно от него) и рудного минерала, связанного с псевдоморфозами хлорита. Местами в основной массе содержится кварц. Иногда кварц вместе с хлоритом и кальцитом образует жилки, указывающие на привнесенный характер этих минералов. Часть хлорита, кальцита и кварца, представляющих собой псевдоморфозы по пироксену, выносилась растворами и затем осаждалась в трещинах.

Фенокристаллы сдвойникованного плагиоклаза (№ 5, 6) почти всегда корродированы, нередко главным образом в центральной части, серицитизированы. Среди порфировых вкрапленников в незначительном

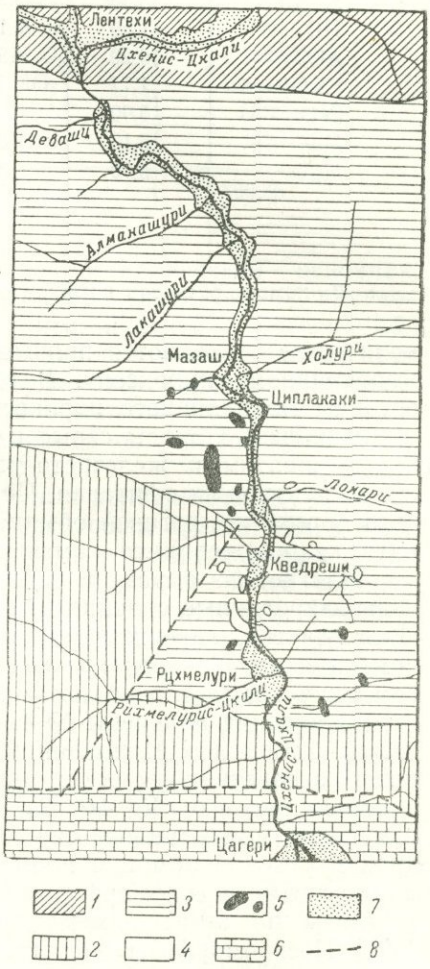


Рис. 27. Геологическая схема выходов интрузий на участке селений Рцхмелури и Циплакаки

1 — глинистые сланцы (нижний, средний лейас); *2* — песчаниково-сланцевая свита (верхний лейас); *3* — вулканогенно-осадочная свита (байос); *4* — основные интрузии (байос); *5* — кислые интрузии (бат); *6* — известняки (мел); *7* — аллювий; *8* — разрывы

Таблица 49

Химический состав авгитовых порфиритов

(Аналитик З. В. Васильева)

Окислы	Состав		Окислы	Состав	
	1	2		1	2
SiO_2	48,68	49,60	CaO	7,12	9,06
TiO_2	1,50	1,60	Na_2O	4,34	3,70
Al_2O_3	19,20	19,40	K_2O	1,74	1,74
Fe_2O_3	1,77	1,05	P_2O_5	0,17	0,27
FeO	5,90	5,76	SO_3	Нет	Нет
MnO	0,13	0,12	H_2O^-	„	„
MgO	5,70	3,70	H_2O^+	4,08	4,56
			Сумма	100,38	100,56

1—2—номера образцов порфиритов, подвергшихся анализу.

количестве встречаются полные псевдоморфозы кальцита и хлорита по моноклинному пироксену. В одной из таких псевдоморфоз замечены останцы моноклинного пироксена.

Диабазы. Породы серые и темно-серые, с хорошо различимым полевым шпатом и железисто-магнезиальным минералом.

Структура их офитовая. Породы состоят из плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, акцессориев — апатита, хлорита, пренита, кварца, серицита, замещенного лейкоксеном.

Плагиоклаз образует крупные идиоморфные серицитизированные и пелитизированные сдвойникованные кристаллы, среди которых встречаются участки, содержащие более мелкие кристаллы; показатель преломления одной части кристалла плагиоклаза больше показателя преломления канадского бальзама, другой же части — меньше; в результате измерения получены № 4, 42, 51, что указывает на неравномерную его альбитизацию. Моноклинный пироксен образует светло-зеленоватые, почти бесцветные участки; идиоморфным бывает редко; свежий или видоизменен; его cNg 44°, $2V$ 53—58°, что отвечает авгиту. Продукты изменения моноклинного пироксена — хлорит и роговая обманка. Плеохроизм роговой обманки нормальный. Хлорит представлен частичными или полными псевдоморфозами по авгиту или роговой обманке. Псевдоморфозы по авгиту имеют низкие синие цвета интерференции; Nm' 1,605. Псевдоморфозы по роговой обманке имеют желтые цвета интерференции 1-го порядка и радиально-лучистое строение; Ng' 1,622, Np' 1,614; $Ng'—Np'$ 0,008, что соответствует делесситу. Хлорит встречается также в виде пятен неправильного очертания, заполняющих межплагиоклазовое пространство; они представляют, по-видимому, псевдоморфозы по авгиту. Местами наряду с хлоритом и кварцем встречается пренит, приуроченный к участкам интенсивной альбитизации; образует здесь радиально-лучистые агрегаты — розетки.

Из описания видно, что мы имеем дело с диабазами, подвергшимися альбитизации с различной интенсивностью. В отдельных случаях этот процесс доходит до конца, в результате чего образуются альбитовые диабазы.

Химический состав одной разновидности приведен в табл. 50

Кварцевые порфириты. Породы, слагающие дайковые тела кварцевых порфиритов, являются полнокристаллическими и имеют светло-серую окраску. В серой основной массе порфировидно вкраплены белый плагиоклаз, кварц и железисто-магнезиальные минералы.

Таблица 50

Химический состав альбитового диабаза сел. Рцхмелури

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	44,80	CaO	6,48
TiO_2	1,80	Na_2O	5,54
Al_2O_3	17,07	K_2O	1,66
Fe_2O_3	1,48	P_2O_5	0,88
FeO	6,71	SO_3	Следы
MnO	0,15	H_2O^-	Нет
MgO	4,48	H_2O^+	9,29
		Сумма	100,36

Структура пород порфировая. Полнокристаллическая основная масса состоит преимущественно из изометричных зерен кварца, плагиоклаза, рудного минерала, пластинок хлорита, апатита и роговой обманки. Плагиоклаз мутный, заметно пелитизирован, количественно преобладает над остальными минералами. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом, кварцем, роговой обманкой, полными псевдоморфозами пренита по плагиоклазу и хлорита по роговой обманке и биотитом.

Плагиоклаз (№ 45—52) образует крупные полисинтетические двойники, часто зональные кристаллы с антипертитовым срастанием в виде очень мелких, трудно различимых червеобразных телец; наряду с крупными порфировыми вкрапленниками заметны также более мелкие, слегка серицитизированные и эпидотизированные кристаллы. Роговая обманка представлена крупными кристаллами с нормальным плеохроизмом в зеленых тонах; cNg 21°, $-2V$ 72, 76, 80°; $2V_{ср}$, 76°, что соответствует обыкновенной роговой обманке. Как правило, она слегка хлоритизирована, причем хлоритизация почти всегда начинается с периферии. Встречаются также и полностью хлоритизированные кристаллы. Часть хлорита образована за счет биотита. Наряду с хлоритизацией, замечается также эпидотизация роговой обманки; эпидот образует пятна и жилки. Кварц всегда с ровным погасанием, с резорбированными краями и включениями основной массы.

Химический состав кварцевого порфирита приведен в табл. 51.

Таблица 51

Химический состав кварцевого порфирита

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	64,66	CaO	4,31
TiO_2	0,18	Na_2O	4,55
Al_2O_3	15,84	K_2O	2,53
Fe_2O_3	2,58	P_2O_5	0,01
FeO	2,23	SO_3	0,46
MnO	0,16	H_2O^-	0,22
MgO	1,05	H_2O^+	1,38
		Сумма	100,16

Альбитизированные кварцевые порфириты. Представлены дайками разной величины. Самый большой выход прослежен в 0,25 *км* выше сел. Рцхмелури; остальные обнажения небольшого размера и образуют как согласные, так и секущие тела. Породы состоят из серой мелкозернистой основной массы, порфировых вкрапленников белого, розового и желтого полевого шпата и кварца, количество которых непостоянно, и железисто-магнезиальных минералов. Иногда встречаются темные мелкозернистые ксенолиты диабазов.

Структура пород порфировая полнокристаллическая, с мелкозернистой основной массой. Величина зерен изменчива. Основная масса состоит из изометричных зерен полевого шпата, кварца, чешуек мусковита, кальцита и акцессориев — апатита, циркона, рудного минерала. Порфировые вкрапленники количественно уступают основной массе; представлены они плагиоклазом, кварцем и псевдоморфозами хлорита по роговой обманке, иногда по биотиту. Кварц в виде округлых и зазубренных кристаллов, всегда с ровным погасанием и включениями основной массы; иногда они рассечены, и отдельные их части повернуты друг относительно друга; в некоторых случаях вокруг корродированного кварца концентрируется агрегат мелких кварцевых зерен.

Химический состав альбитизированного кварцевого порфирита приведен в табл. 52.

Таблица 52

Химический состав альбитизированного кварцевого порфирита
(Аналитик З. В. Васильева)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	61,20	CaO	4,84
TiO_2	0,69	Na_2O	4,40
Al_2O_3	15,26	K_2O	2,02
Fe_2O_3	2,04	P_2O_5	0,25
FeO	2,68	SO_3	Следы
MnO	0,13	H_2O^-	0,20
MgO	2,16	H_2O^+	4,74
		Сумма	100,61

Интрузия анортоклазового габбро ущелья р. Ражанисгеле

В верховьях р. Джудари на южном борту одного из ее больших притоков — Ражанисгеле в лейасовых сланцах имеется несколько выходов магматических пород. Описание самого крупного из них приведено ниже.

Структура породы панидиоморфная, иногда переходящая в гипидиоморфную. Состоит порода из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, моноклинного пироксена и роговой обманки, а также кальцита, цоизита, серицита, хлорита, эпидота и акцессориев — апатита и рудного минерала.

Калиевый полевой шпат представлен как крупными алломорфными зернами пертитового строения, так и мелкими зернами, приуроченными к свежим участкам плагиоклаза, а иногда к жилкам и пятнам роговой обманки; местами он испещрен жилкообразными тельцами роговой обманки и кальцита причудливой формы. Роговообманковые жилки и

пятна всегда связаны с расположенной рядом роговой обманки и амфиболизированного пироксена; вместе с тем роговая обманка образует кайму вокруг пироксена, с которой связаны упомянутые жилкообразные тельца причудливой формы; по полюсу спайности (001) *Ng* 90°, *Nm* 10°, *Np* 80°; $-2V_{(2)}$ 54°. Показатель преломления калишпата: *Ng'* 1,527, *Nm'* 1,523, *Np'* 1,517, *Ng'—Np'* 0,010.

Плагиоклаз (№ 28) представлен идиоморфными призматическими и таблитчатыми кристаллами; почти всегда сдвойникован и зонален; центральная часть полностью серицитизирована и пелитизирована, только тонкая краевая зона остается неизмененной; имеются также и мелкие совершенно свежие призматические кристаллы, встречающиеся в ассоциации с калиевым полевым шпатом, пятнами роговой обманки и амфиболизированным пироксеном; в отдельных случаях, когда плагиоклаз не является зональным, вторичные минералы разъедают его более или менее равномерно. Эпидот, кальцит и цоизит образовались в результате видоизменения плагиоклаза.

Роговая обманка встречается в виде частичных или полных псевдоморфоз по моноклинному пироксену; *cNg* 14, 15°, 16°; $-2V_{(2)}$ 68°; полные псевдоморфозы имеют иногда волокнистое строение; частичные псевдоморфозы не волокнистые; нередко окаймляют моноклинный пироксен. В некоторых случаях роговая обманка ксеноморфная или шестигранная; местами наблюдаются двойники, приуроченные главным образом к участкам, состоящим из мелких зерен кварца и рудного минерала; жилки роговой обманки проникли в находящиеся рядом кристаллы калиевого полевого шпата. Часто встречаются псевдоморфозы хлорита по роговой обманке.

Моноклинный пироксен образует крупные зеленовато-серые или светлые серовато-бурые кристаллы; *cNg* 39, 42°; *2V* 55 —56°. Почти всегда он частично или полностью замещен роговой обманкой, обыкновенной или волокнистой. Замещение обычно начинается с периферической части и постепенно распространяется на весь кристалл; в отдельных случаях замещение происходит неравномерно — пятнами. Изредка продуктом замещения моноклинного пироксена является хлорит.

Хлорит образует призматические таблитчатые светло-зеленоватые пластинки и полные псевдоморфозы по роговой обманке и биотиту; наряду с псевдоморфозами встречаются и ксеноморфные участки хлорита; он часто загрязнен примесью пелитоморфнокальцитовой массы. В ассоциации с хлоритом встречаются эпидот и цоизит; с ним же связаны мелкие кристаллы апатита. Показатель преломления хлорита *Nm'* 1,630±0,003, что отвечает рипидолиту.

Диабазовая интрузия южного склона горы Лушха

На южном склоне горы Лушха обнажается небольшая жила диабаза, представленная плотной мелкозернистой породой серого цвета.

Структура офитовая. Порода состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена и в незначительном количестве — роговой обманки, а также кальцита, хлорита, серицита и акцессориев — ильменита, замещенного лейкоксеном, и мелких призмочек апатита.

Плагиоклаз (№ 28) представлен призматическими, иногда сильно вытянутыми и сдвойникованными кристаллами, отчасти серицитизирован и всегда сильно трещиноват; трещины заполнены главным образом хлоритом, изредка кальцитом; мелкий, сильно вытянутый плагиоклаз сечет моноклинный пироксен, что указывает на привнос натрия. Моноклинный пироксен образует бесцветные ксеноморфные кристаллы, сильно трещиноват и всегда частично или полностью замещен вторичными продуктами; замещение начинается с краев кристалла постепенно,

путем перемещения по трещинам. Вторичные продукты представлены кальцитом, хлоритом и гидроокислами железа. Хлорит встречается в виде неправильных участков и мелких жил, секущих всю породу; иногда он радиально-лучистый; имеет аномальную интерференционную окраску; явные псевдоморфозы по моноклинному пироксену или плагиоклазу не наблюдаются; по-видимому, здесь имеет место метасоматическое замещение хлоритом определенных участков породы. Кальцит и хлорит в отдельности или совместно заполняют трещины.

Жилы авгитовых порфиритов сел. Цхумали

У сел. Цхумали, в нижнеюрской песчанико-сланцевой свите обнажается несколько мелких жил. Порода жил серого цвета, мелкозернистая.

Структура ее порфировая, полнокристаллическая. Основная масса состоит из лейст плагиоклаза, призматических чешуек биотита, зерен моноклинного пироксена, пластинок хлорита, зерен рудного минерала, кальцита и апатита. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом и моноклинным пироксеном.

Плагиоклаз (№ 33, 34) образует слегка серицитизированные, полисинтетически сдвойникованные кристаллы пятнистого строения; пятна представляют альбитизированные участки; наряду с альбитизацией плагиоклаз испытывает также серицитизацию, но не интенсивную. Моноклинный пироксен представлен довольно крупными кристаллами. Встречающиеся местами пластинки хлорита, вероятно, являются псевдоморфозами по моноклинному пироксену.

Габбро-диабазовая интрузия горы Рахаш

Северо-восточнее сел. Джудари, на склоне горы Рахаш, среди лейасовых сланцев обнажается небольшой массив габбро-диабаза; контур обнажения близок к эллипсу; вытянутая его ось достигает 1 *км*, короткая втрое меньше.

Порода представлена габбро, габбро-диабазом и диабазом. Вмещающие глинистые сланцы содержат жилообразные и линзообразные тела, состоящие из скоплений плагиоклаза и небольшого количества кварца и кальцита.

Габбро. Порода мелкозернистая, серая. Структура ее панидиоморфная. Состоит из сильно видоизмененного плагиоклаза и моноклинного пироксена, а также хлорита, серицита, эпидота, пренита, кальцита, цоизита, кварца, халцедона и акцессориев — циркона и ильменита, частично замещенного лейкоксеном.

Плагиоклаз (№ 63, 85) представлен главным образом идиоморфными короткостолбчатыми, сильно видоизмененными кристаллами. Продукты изменения: кальцит, эпидот, пренит, серицит. Моноклинный пироксен образует более крупные по сравнению с плагиоклазом бесцветные кристаллы; *cNg* 40, 42, 48°; крупные кристаллы всегда идиоморфны и производят впечатление фенокристаллов. Пироксен почти свежий, если не считать незначительной хлоритизации, которая начинается большей частью с периферии; иногда минерал испещрен мелкими трещинами, заполненными хлоритом. Хлорит замещает как плагиоклаз, так и моноклинный пироксен; главная его масса встречается между кристаллами плагиоклаза. Кварц всегда алломорфный, содержится в небольшом количестве, местами образует скопления мелких зерен, указывающие на вторичное происхождение. Иногда встречаются включения иглообразных кристаллов апатита.

Габбро-диабаз. Порода выглядит так же, как габбро. Структура ее панидиоморфная, местами переходящая в офитовую, что является главной отличительной чертой между габбро и диабазами. Состоит порода преимущественно из плагиоклаза и моноклинного пироксена, а также эпидота, хлорита, пренита, кальцита, кварца и акцессориев — ильменита, замещенного лейкоксеном, и апатита.

Плагиоклаз почти полностью видоизменен, замещен пелитовым веществом или серицитом, изредка пренитом, эпидотом и хлоритом, псевдоморфозы которого имеют вид неправильных пластинок; центральная часть некоторых плагиоклазов представлена привнесенным кварцем с включениями игл апатита. Моноклинный пироксен образует крупные, почти всегда идиоморфные бесцветные кристаллы; cNg 39°, 42°, 48°; имеются также и ксеноморфные кристаллы, в результате чего панидиоморфная структура переходит в офитовую; как правило, пироксен всегда свежий, но встречаются слегка хлоритизированные кристаллы, хлоритизацией затронуты периферические их части. Хлорит встречается в виде зерен неправильной формы; часто он расположен между идиоморфными призматическими кристаллами плагиоклаза; местами в хлорите замечаются радиально-лучистые включения халцедона. Кварц содержится в небольшом количестве, иногда образует скопления зерен с включениями мелких призматических кристаллов апатита; его привнесенный характер не вызывает сомнений.

Диабаз. Порода серого и темно-серого цвета, то мелко-, то крупнозернистая.

Структура всегда офитовая. Порода состоит преимущественно из плагиоклаза и моноклинного пироксена, а также хлорита, пренита, серицита и акцессориев — ильменита, замещенного ватовидным лейкоксеном, и апатита. Иногда встречаются жилки, состоящие из кварца полевого шпата и кальцита, указывающие на их вторичное происхождение.

Плагиоклаз (№ 0 и 55) представлен крупными, полностью пренитизированными и хлоритизированными кристаллами; лишь кое-где сохранились неизмененные останцы; еще реже встречаются кристаллы совершенно не измененные. Процессы хлоритизации и пренитизации никогда не сопутствуют друг другу: плагиоклаз либо хлоритизирован, либо пренитизирован; в некоторых шлифах он полностью перешел в серицит, отчего контуры кристаллов совершенно стушеваны — образована сплошная масса мелкочешуйчатого серицита, среди которой рассеяны ксеноморфные кристаллы моноклинного пироксена. Кое-где в серицитовой массе заметны мелкие островки плагиоклаза. Альбитизация (натриевый метасоматоз) плагиоклаза не вызывает сомнений.

Моноклинный пироксен представлен почти бесцветными, с фиолетовым оттенком, всегда ксеноморфными кристаллами; встречаются как свежие, так и измененные индивиды. Изменение пироксена начинается с периферии, поэтому почти все краевые части имеют темно-бурый цвет. Иногда бурые продукты замещения образуют полные псевдоморфозы по пироксену. Кое-где наблюдается его частичная хлоритизация. В некоторых случаях в кристаллах моноклинного пироксена видны маленькие пятна роговой обманки, которые иногда полностью замещают пироксен, обнаруживая при этом волокнистое строение; $2V_{(z)}$ 51°.

Хлорит встречается в виде крупных ксеноморфных желтовато-зеленых пластинок, имеющих низкую интерференционную окраску; часто образует полные псевдоморфозы по плагиоклазу; встречаются также его жилки, секущие плагиоклаз и моноклинный пироксен. Эти последние вместе с пренитовыми жилками образуют сеть, пронизывающую всю породу; Nm' 1,622±0,004; Nm' 1,585±0,005.

Пренит образован по плагиоклазу. Встречается в виде розеток и крупных пластинок, полностью или частично замещающих плагиоклаз.

Жила кварцевого диоритового порфирита ущелья р. Хеледисгеле

Жила обнажается в среднем течении р. Хеледисгеле, залегая в лейасовой свите, представленной здесь чередованием глинистых сланцев и песчаников. В породе наблюдаются жилки кварца и кальцита.

Кварцевый диоритовый порфирит представляет серую плотную породу с трудноразличимыми компонентами. Структура его порфировидная, но неясная. Величина порфировых вкрапленников настолько непостоянна, что стирается граница между ними и основной массой. Основная масса состоит из лейст серицитизированного плагиоклаза различной величины, значительно более мелких зерен кварца и пластинок хлорита, почти всегда совместно с рудным минералом, кальцитом и апатитом. Порфировые вкрапленники: плагиоклаз и хлорит. Плагиоклаз представлен сильно, местами полностью серицитизированными кристаллами; периферическая тонкая часть сильно видоизмененного плагиоклаза выглядит свежей. Хлорит образует как мелкие, так и крупные ромбические и шестигранные зерна, по-видимому, полные псевдоморфозы по роговой обманке; встречаются также и призматические кристаллы с остатками обесцвеченного биотита; обе разновидности находятся в ассоциации с кальцитом и лимонитом; Nm' 1,616±0,003.

В контакте с песчаниками кварцевый диоритовый порфирит приобретает явную порфировую структуру, вследствие чего порода приближается к кварцевому порфириту. Последний представлен светло-серой плотной породой, на светлом фоне которой выделяются темные пятна. Основная масса состоит из кристаллов полностью серицитизированного плагиоклаза, мелких зерен кварца в небольшом количестве, рудного минерала, хлорита и апатита. Фенокристаллы представлены плагиоклазом и псевдоморфозами хлорита с выделением рудного минерала, сагенита и кальцита. Плагиоклаз (№ 43) встречается в виде крупных сильно серицитизированных кристаллов. Серицитизация начинается с периферии, поэтому центральные части некоторых плагиоклазов остаются свежими. Хлорит представлен всегда призматическими пластинками зеленого цвета, с явным плеохроизмом. В мелких линзах в ассоциации с хлоритом встречаются выделения рудного минерала, сагенита, эпидота и кальцита. Названная ассоциация указывает на образование хлорита за счет биотита. Центральные части некоторых псевдоморфоз состоят из мусковита, представляющего, вероятно, продукт замещения биотита. Формы мусковита и незначительные, содержащиеся в нем остатки плагиоклаза указывают на то, что он частично образован за счет плагиоклаза.

Бабильская диабазовая интрузия

В 3 *км* от сел. Лентехи в ущелье р. Цхенисцхали у сел. Бабили имеется мощная жила интрузивного тела, обнаруженная нами в 1937 г. (рис. 28).

Интрузия согласно залегает в глинистых сланцах лейаса, ввиду чего принимает форму пластовой жилы; длина ее по простиранию примерно 3,5 *км*, мощность 80—100 *м*. В западной части, у русла р. Цхенисцхали интрузия разветвляется и на правом склоне реки быстро выклинивается; на левом же склоне она протягивается на значительное расстояние. В разных местах интрузия сечется жилками кварца, мощность которых не более 2—3 *см*, азимут простирания СЗ 310°, угол 75° (северная ветвь жилы). Сравнительно мощные (до 10 *см*) жилки кварца имеют в основном южное простирание с углом падения 90°.

Описываемая диабазовая жила интересна главным образом тем, что в южном ее контакте имеется мощная (около 50 *м*) зона светлых и плотных сильно окварцованных роговиков, образовавшихся за счет гли-

нистых сланцев. Породы эти обнаруживают закономерные трещины с азимутом простирания СЗ 290° и углом падения 90°. Эти трещины образуют более или менее правильные плоскости, другие же, с азимутом простирания СВ 10°, — плоскости с волнистой поверхностью. С последними совпадают прожилки кварца мощностью до 4 *см*. В таких кварцевых жилах, секущих серицитизированные глинистые сланцы (в контакте северного разветвления диабазовой жилы), содержатся кристаллики рудных минералов — галенита, халькопирита и пирита. В породах южной приконтактовой зоны можно наблюдать останцы глинистых сланцев величиной от первых сантиметров до нескольких метров. Один такой крупный останец, имеющий клинообразную форму, находится на левом отвесном склоне ущелья р. Цхенисцхали и виден с правого

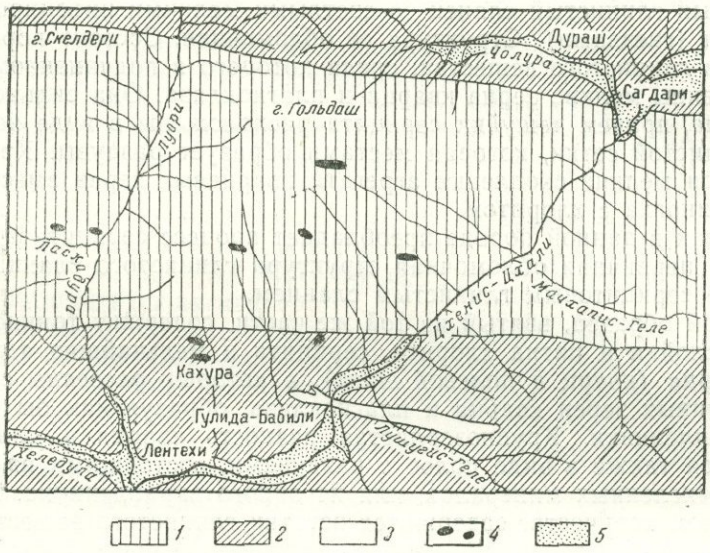


Рис. 28. Геологическая схема участка Бабильской диабазовой интрузии

1 — дизская свита (верхний палеозой — триас); *2* — глинистые сланцы (нижний—средний лейас); *3*—Бабильская диабазовая интрузия; *4*—другие мелкие жильные породы основного состава; *5*—аллювий

берега названной реки и с шоссе. Другой останец находится у шоссе; он имеет вид равнобедренного треугольника со сторонами, составляющими около 7—8 *м*.

Останцы указывают на то, что роговиковая зона образована не под воздействием соприкасающейся с ней жилы диабаза, а в результате поздних инъекций. Структура породы порфировая, с полнокристаллической основной массой, состоящей из мелких зерен кварца и альбита; последний нередко имеет радиально-лучистое строение, показатель его преломления *Nm* 1,530±0,001, что соответствует почти чистому альбиту. Кроме того, в основной массе содержится хлорит с примесью серицита, расположенный между зернами кварца и в виде жилок дендритоподобной формы; количество хлорита в направлении контакта глинистых сланцев увеличивается. Наряду с хлоритом в основной массе можно наблюдать полные псевдоморфозы гидроокислов железа, вероятно по пириту, скопления чешуек мусковита, расположенных, как и хлорит, между зернами кварца, и незначительное количество эпидота.

Вкрапленники, количество которых сильно уступает количеству основной массы, представлены полисинтетически сдвойникованными кристаллами альбита, которые иногда имеют шахматное строение, вслед-

ствие чего обнаруживают пятнистое погасание. Показатель преломления шахматного альбита Ng' 1,535±0,001, Nm' 1,530±0,001, что соответствует нулевому номеру. Как видно из приведенных данных, показатели преломления вкрапленника и радиально-лучистого альбита основной массы одинаковы. Сдвойникованный плагиоклаз также имеет альбитовый (№ 3) состав. Таким образом, плагиоклаз как основной массы, так и вкрапленников представлен альбитом, поэтому породу мы называем альбитовым кварцевым порфиритом (кварцевым альбитофиром).

Глинистый сланец из зоны контакта сильно серицитизирован, первичное его обломочное строение почти полностью исчезло, и порода приобрела лепидобластовую структуру, вследствие чего мы называем ее серицитовым сланцем.

Порода, взятая из средней части останца, представляет плотный темно-серый глинистый сланец со светлыми мелкими инъецированными участками (гнездами). Структура ее обломочная. Состоит порода в основном из глинистого вещества, среди которого в подчиненном количестве рассеяны мелкие зерна кварца и плагиоклаза. Она сильно серицитизирована, причем чешуйки серицита расположены в виде неправильной извилистой сетки, которая местами образует раздувы. Кроме того, содержатся мелкие скопления агрегата кварцевых зерен вместе с альбитом, а иногда с хлоритом.

Так как в данной породе преобладает процесс серицитизации и сохраняется первичная обломочная структура глинистого сланца, мы называем ее серицитовым глинистым сланцем.

Другой образец, взятый из той же части, содержит тонкие извилистые прослойки и пятна хлорита, серицита и мельчайшие адиагностические зерна (кварц и полевой шпат), в которых рассеяны скопления более крупных зерен кварца и плагиоклаза, образуя как бы порфировые вкрапленники. Крупнозернистая разность кварца и плагиоклаза встречается также в виде полос с раздувами, состоящими из агрегата всех перечисленных минералов, или из одного вкрапленника. В породе в небольшом количестве содержатся остатки глинистого вещества в виде мелких темно-бурых, почти черных частичек. Кроме перечисленных минералов, имеются апатит, циркон, чешуйки мусковита и рудный минерал.

Следующие образцы являются как бы переходными, с одной стороны, в альбитофиры, с другой, — в серицитовые глинистые сланцы, где еще сохранилась первичная обломочная структура глинистых сланцев лейаса. В результате воздействия активных флюидов глинистые сланцы лейаса сильно видоизменены — серицитизированы, хлоритизированы и окварцованы. Кварц и плагиоклаз в сильно измененных сланцах часто образуют гнезда.

Породы диабазовой жилы серые и темно-зеленовато-серые, тонкозернистые, со светлыми (серыми) участками плагиоклаза и темными участками моноклинного пироксена.

Структура породы всегда офитовая. Состоит она главным образом из плагиоклаза и моноклинного пироксена, а также хлорита, пренита, серицита, эпидота, цоизита и акцессориев — ильменита, апатита и циркона.

Плагиоклаз (№ 35—40) образует в основном изометричные, призматические, всегда идиоморфные, полисинтетически сдвойникованные кристаллы. Среди них попадаются сравнительно более крупные таблитчатые разности, придающие породе порфировидный облик. Он почти всегда в той или иной степени изменен (соссюритизирован, эпидотизирован, пренитизирован и карбонатизирован). Процессами изменения гораздо сильнее охвачены более крупные кристаллы. В плагиоклазе местами наблюдаются мелкие включения моноклинного пироксена, который частично или полностью подвергнут хлоритизации. Иногда в кри-

сталлах плагиоклаза наблюдается множество поперечных и продольных трещин, почти всегда выполненных кальцитом, редко — хлоритом. По-видимому, кальцит является продуктом изменения плагиоклаза. Процесс карбонатизации интенсивнее протекал по трещинам вследствие более свободной циркуляции метасоматизирующих растворов. В отдельных случаях плагиоклаз, за исключением небольших участков, полностью превращен в кальцит и серицит. Максимальные размеры зерен плагиоклаза: 0,48, 0,97, 2,71 *мм*^{2}; в последнем случае плагиоклаз порфировый.

Моноклинный пироксен образует бесцветные, иногда фиолетовые кристаллы, заполняющие пространство между идиоморфными выделениями плагиоклаза, вследствие чего в шлифе он приобретает зигзагообразные и причудливые очертания; спайность по вертикальной призме отчетливая, иногда пересекается неровными трещинами отдельности; совершенно свежим бывает редко и обычно в той или иной степени хлоритизирован; при частичной хлоритизации неизмененные участки образуют островки в хлоритовой массе. В некоторых шлифах моноклинный пироксен полностью превращен то в бурый (вследствие примеси гидроокислов железа) кальцит-хлоритовый продукт, то в свободный от примесей хлорит. Полные псевдоморфозы хлорита по моноклинному пироксену имеют лавандово-синие аномальные цвета интерференции со средним показателем преломления cNm' 1,603. Для моноклинного пироксена cNg 40, 42°; $2V$ 58, 60°; Ng' 1,710±0,002; Nm' 1,685±0,002; $Ng'—Np'$ 0,025, что соответствует авгиту.

Ильменит имеет то вытянутые, то характерные причудливые очертания; почти всегда частично или полностью переходит в лейкоксен; превращение в основном начинается с периферии кристалла. Апатит образует иногда тонкие и сильно вытянутые игольчатые кристаллы, в некоторых местах секущие одновременно плагиоклаз и хлорит. Циркон содержится в виде одиночных мелких зерен.

В южном контакте описываемой диабазовой жилы (у шоссе) была встречена серая мелкозернистая диабазовая порода с многочисленными миндалевидными участками, выполненными кальцитом и хлоритом.

Структура породы офитовая, состоит она из плагиоклаза, хлорита, кальцита, серицита и рудного минерала.

Плагиоклаз (№ 5, 9) представлен удлиненно-призматическими полисинтетически сдвойникованными, иногда частично серицитизированными и карбонатизированными кристаллами. Местами вытянутые кристаллы плагиоклаза располагаются радиально. Спорадически среди мелких призматических кристаллов плагиоклаза встречаются более крупные его пластинки, придающие породе порфировидный облик.

Хлорит представлен агрегатом мелких чешуек с лавандово-синей интерференционной окраской; он как бы цементирует плагиоклаз. Хлорит вместе с кальцитом или порознь метасоматически замещают отдельные участки породы, имеющие сфероидальные формы, макроскопически похожие на миндалины. Иногда кальцит и хлорит в последних располагаются зонально. Они обязаны своим возникновением воздействию водных флюидов, под влиянием которых за счет моноклинного пироксена образовался хлорит, а за счет плагиоклаза — кальцит.

Плагиоклаз описанной породы принадлежит к ряду альбита, что является следствием удаления кальция и привноса натрия.

Породу с альбитом мы называем альбитовым диабазом. Химический состав этого диабаза приведен в табл. 53.

Из химических анализов видно, что описанные диабазы характеризуются необычным составом — повышенным содержанием Na_2O и частично K_2O, указывающим на их привнос.

Все основные породы Нижней Сванетии — порфириты, авгитовые порфириты, роговообманковые порфириты, плагиоклазовые порфириты,

Таблица 53

Химический состав бабильского диабаза

(Аналитик З. В. Васильева)

Окислы	Состав		Окислы	Состав	
	1	2		1	2
SiO_2	45,90	46,60	MnO	0,14	0,12
TiO_2	1,80	2,06	SO_3	Следы	Не обн.
Al_2O_3	14,85	15,30	P_2O_5	0,07	0,16
Fe_2O_3	1,56	2,01	K_2O	1,14	0,96
FeO	7,11	7,22	Na_2O	4,08	3,12
CaO	9,73	9,40	H_2O^-	*Не обн.*	1,00
MgO	14,42	8,41	H_2O^+	3,20	4,20
			Сумма	100,00	100,00

1—2—*номера образцов диабаза, подвергшихся анализу.*

диабазы, габбро-диабазы и габбро — представляют собой корни путей, питавших нижне-среднеюрские эффузии. Наблюдаются переходы пород одних разновидностей в другие как в одном, так и в различных телах. Все они характеризуются одинаковым минеральным составом и аналогичными наложенными процессами.

По нашим наблюдениям, альбит бабильского альбитового диабаза и других изученных нами аналогичных пород представляет вторичный, а не первичный минерал, как считает Д. С. Белянкин (1911) для альбитового диабаза Красной Поляны.

Образование кислых жильных пород (кварцевых порфиритов и кварцевых диоритовых порфиритов), по-видимому, произошло под воздействием кислых флюидов.

Основные и кислые интрузии Верхней Рачи

В Верхней Раче известны как основные, так и кислые интрузии, петрографическая характеристика которых приведена Н. Ф. Татришвили (1940, 1941, 1948). Все они залегают в свите глинистых сланцев лейаса, а также в породах домезозойского кристаллического субстрата. Представлены интрузии юрскими диабазами, а также альбитофирами и дацитами, возраст которых всеми исследователями определяется третичным (плиоценовым).

Диабазы. Среди диабазов, залегающих в лейасовых сланцах, различаются альбитовые и уралитовые разности.

Альбитовые или альбитизированные диабазы встречаются главным образом на горе Домба и в верховьях рек Квайшура и Хваргула.

Квайшурские диабазы видоизменены в различной степени. Помимо сравнительно свежих разностей, встречаются также и такие, в которых пироксен полностью замещен кальцитом. Следует отметить, что если в одних породах преобразовательный процесс затрагивает преимущественно плагиоклаз, то в других он захватывает также и пироксен.

Диабазы рассматриваемой разновидности представлены полнокристаллическими, большей частью крупнозернистыми породами темно-серого цвета с зеленым оттенком; изредка встречаются и мелкозернистые, содержащие миндалины кальцита. Все породы характеризуются наличием кислого плагиоклаза и свежего пироксена. Карбонатизация происходит главным образом за счет железисто-магнезиальных минералов.

Структура преимущественно офитовая, в ряде случаев в одном и том же шлифе наряду с офитовой встречаются участки панидиоморфной структуры. Порода состоит в основном из плагиоклаза и моноклинного пироксена; в небольшом количестве присутствует волокнистая роговая обманка, хлорит, кальцит, пренит, мусковит, пелитовое вещество и акцессории — ильменит, замещенный лейкоксеном, сфен, апатит и кварц, встречающиеся в виде скоплений, указывающих на его вторичное происхождение. Плагиоклаз всегда принадлежит к альбитовому ряду, более или менее сильно пелитизирован, при сильном видоизменении заполнен чешуйками мусковита; часто в трещинах плагиоклаза выделен хлорит. Моноклинный пироксен (*cNg* 40, 42°; 2*V* 60, 64°) по сравнению с плагиоклазом часто более свежий и прозрачный. Встречаются маленькие разрушенные участки, состоящие из хлорита и волокнистой роговой обманки. Хлорит представляет собой продукт преобразования железисто-магнезиальных минералов; судя по некоторым шлифам, он заполняет пространство между другими минералами; в этих случаях хлорит вместе с пренитом замещает плагиоклаз.

Химический анализ альбитового диабаза ущелья р. Квайшура приведен в табл. 54.

Таблица 54

Химический состав альбитового диабаза ущелья р. Квайшура

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	48,74	CaO	10,53
TiO_2	1,44	Na_2O	3,11
Al_2O_3	16,77	K_2O	0,43
Fe_2O_3	2,22	P_2O_5	0,30
FeO	6,06	SO_3	0,30
MnO	0,23	H_2O^-	3,43
MgO	5,97	H_2O^+	0,50
		Сумма	100,03

Уралитовые диабазы образуют жилы мощностью 4—5 *м*; встречаются как в древних гранитоидах, так и в лейасовых сланцах. Представлены они очень плотными мелкозернистыми породами темного, почти черного цвета, с зеленым оттенком.

Структура офитовая, переходящая в панидиоморфную. Состоят они в основном из плагиоклаза, роговой обманки, хлорита, серицита и акцессориев — ильменита и сфена.

Плагиоклаз представлен призматическими кристаллами. Сильно видоизменен (серицитизирован). Роговая обманка количественно преобладает над плагиоклазом; представлена светло-зеленой лучистой разностью; кристаллы призматические и игольчатые, образующие своеобразную сеть. Хлорит встречается в большом количестве, образован за счет роговой обманки.

Рассматриваемые породы часто секутся мелкими кварцевыми жилами. Помимо жил, вторичный кварц образует зерна.

В древних гранитоидах местами встречаются секущие тела, по структуре приближающиеся к долеритам (базальтам). Породы эти совершенно свежие; по составу они не имеют ничего общего с диабаз-порфиритовыми породами.

Л. А. Варданянц считает уралитовые диабазы видоизмененными гипабиссальными интрузиями, а авгитовые порфириты, пироксеновые

диабазы и другие породы — телами, расположенными близ поверхности; или эффузиями. Эффузивная активность, возможно, проявлялась частично и под водой. Таким образом, мы имеем здесь асинский (интрузивный) и колотанский (эффузивный) типы, выделенные Д. С. Белянкиным.

Среди диабазов встречаются более или менее видоизмененные уралитовые (роговообманковые) их разности и диабаз-порфириты, представляющие переходный тип к порфиритам.

Среди порфиритов Южной Осетии различаются три разновидности: авгитовый порфирит, плагиоклаз которого в некоторых случаях имеет анортитовый или лабрадоровый состав, роговообманковый порфирит и плагиоклазовый порфирит.

Авгитовый порфирит встречается на правом берегу р. Джеджори, выше сел. Пипилети, у впадения в нее р. Ончевисгеле в виде дайки в спилитах мощностью 60—70 *м*. По краям дайка содержит многочисленные ксенолиты спилитов, количество которых к центру уменьшается.

Альбитизированные дациты горы Кароби. В Верхней Раче наряду с диабазами встречаются также дайки дацитов и кварцевых альбитофиров. На южном склоне горы Кароби альбитизированный дацит (кварцевый альбитофир) залегает в зоне надвига пород палеозойского кристаллического субстрата на сланцы лейаса и в свою очередь пересекается дайкой позднего дацита. С дацитами связан ряд месторождений молибдена, вольфрама, мышьяка, сурьмы и ртути.

Структура пород голокристаллическая; основная масса сотовая. Состоит порода из изометричных зерен кварца, плагиоклаза, чешуек хлорита и акцессориев — короткостолбчатого апатита, циркона и пирита. Порфировые вкрапленники, количественно всегда уступающие основной массе, представлены кварцем, плагиоклазом и хлоритом. Редко содержится биотит.

Кварц встречается спорадически в виде округлых порфировых вкрапленников. Плагиоклаз (№ 2—14) призматический, сильно серицитизированный; на свежих кристаллах хорошо наблюдается двойниковая штриховка и зональное строение. Хлорит встречается в виде коротких и удлиненных призм, а также ромбов (шестигранников), с усеченными углами, указывающими на его образование за счет роговой обманки.

Химический состав альбитизированного дацита горы Кароби приведен в табл. 55.

Таблица 55

Химический состав альбитизированного дацита горы Кароби

(Аналитик А. А. Янушкевич)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	65,73	CaO	3,18
TiO_2	0,36	Na_2O	5,18
Al_2O_3	16,37	K_2O	2,39
Fe_2O_3	0,05	P_2O_5	0,15
FeO	3,25	SO_3	0,93
MnO	0,03	H_2O^-	0,36
MgO	1,46	H_2O^+	0,82
		Сумма	100,24

Альбитизированные дациты горы Рехеба. Данный выход представляет мощное линзообразное пластовое тело, имеющее такое же простирание, как и вмещающие лейасовые сланцы. Макроскопически порода плотная, мелкозернистая, светло-серого цвета.

Структура порфировая, голокристаллическая. Основная масса состоит из плагиоклаза (№ 5) в виде изометричных зерен или микролитов, чешуек хлорита с синей интерференционной окраской, рудного минерала и циркона.

Порфировые вкрапленники, в количественном отношении уступающие основной массе, представлены кварцем и плагиоклазом. Вторичные минералы, образовавшиеся за счет порфирового плагиоклаза, представлены серицитом, эпидотом, кальцитом, цоизитом, а также псевдоморфозами хлорита по роговой обманке. Кварц образует округлые и зазубренные зерна с включением основной массы; некоторые из них имеют причудливые формы. Плагиоклаз представлен крупными сдвойникованными призматическими кристаллами, подвергшимися серицитизации и эпидотизации; величина зерен очень непостоянна.

Химический состав породы показан в табл. 56.

Таблица 56

Химический состав альбитизированного дацита горы Рехеба

(Аналитик А. А. Янушкевич)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	69,22	CaO	0,02
TiO_2	0,29	Na_2O	2,88
Al_2O_3	15,26	K_2O	3,21
Fe_2O_3	0,25	P_2O_5	0,06
FeO	2,07	SO_3	0,25
MnO	0,02	H_2O^-	0,18
MgO	1,10	H_2O^+	2,28
		Сумма	99,75

Альбитизированные дациты горы Хврелието. Породы образуют линзообразную пластовую жилу в сланцах лейаса. Они беловато-серые с бурым оттенком, трещиноватые. Трещины выполнены гидроокислами железа.

Структура порфировая, голокристаллическая. Основная масса полнокристаллическая, состоящая из изометрических и лейстовидных кристаллов кислого плагиоклаза, расположенных радиально, зерен кварца, изредка чешуек мусковита и акцессориев — апатита в виде мелких призм и рудного минерала. Основная масса богата привнесенным кварцем, образующим жилки и участки неправильной формы. Крупные зерна вторичного кварца встречаются иногда в ассоциации с рудным минералом и кальцитом.

Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом и реже — кварцем. Последний имеет облик вторичного минерала. Плагиоклаз (№ 0—12) образует сдвойникованные призматические кристаллы; обычно свежий, иногда слегка пелитизированный, реже серицитизированный.

Химический состав породы приведен в табл. 57.

Таблица 57

Химический состав альбитизированного дацита горы Хврелието

(Аналитик А. А. Янушкевич)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	67,35	CaO	4,33
TiO_2	0,25	Na_2O	3,33
Al_2O_3	15,21	K_2O	1,64
Fe_2O_3	0,54	P_2O_5	0,09
FeO	1,64	SO_3	0,03
MnO	0,02	H_2O^-	0,52
MgO	1,07	H_2O^+	4,45
		Сумма	100,47

Дациты горы Кароби. Простирание дайки СВ 45°, падение южное, угол 85°. По простиранию дайка протягивается на несколько десятков метров; средняя мощность ее 3—4 *м*.

Каробские дациты представлены светло-серыми, иногда белыми среднезернистыми породами, на светлом фоне которых резко выделяются темно-бурые гексагональные чешуйки биотита и блестящие зерна молибденита. Структура и состав породы в теле дайки всюду одинаковые; различна лишь величина зерен основной массы. Вмещающими породами являются древние гранитоиды и лейасовые глинистые сланцы.

Характерной особенностью дацитов горы Кароби является их окварцевание, несущее молибден. Процесс окварцевания захватывает лишь центральную часть и зальбанды дайки, постепенно распространяясь на вмещающие породы.

Исходя из наличия рудоносного кварца последней генерации, дациты горы Кароби можно разделить на две разновидности.

Структура породы первой разновидности порфировая; основная масса голокристаллическая, состоящая преимущественно из изометрических зерен кварца, серицитизированного и пелитизированного калиевого полевого шпата, плагиоклаза, хлоритизированного биотита и акцессориев — апатита, циркона и рудного минерала. Порфировые вкрапленники, количественно уступающие основной массе, представлены кварцем, плагиоклазом и биотитом.

Кварц местами имеет шестигранные контуры, погасание одновременное; наблюдается его резорбция основной массой; встречается также вторичный кварц, образующий различные формы скопления и жилки. Плагиоклаз (№ 25—40) образует сдвойникованные, зональные, таблитчатые и призматические кристаллы; благодаря пелитизации и серицитизации он часто становится мутным. Биотит обычно свежий; встречается в виде призматических чешуек; схема абсорбции: $Ng=Nm>Np$; $Ng—Np$ 0,045; по своим формам местами он напоминает псевдоморфозы по роговой обманке.

Вторая разновидность дацита имеет молочно-белый цвет; порода сильно обогащена вторичным кварцем, содержащим в большом количестве блестящие чешуйки молибденита. Структура породы порфировая, голокристаллическая. Основная масса аналогичная первой разновидности дацитов, если не принимать во внимание продуктов процесса окварцевания. Порфировые вкрапленники дацитов данной разновидности представлены серицитизированным плагиоклазом и хлоритизированным биотитом.

Карабские дациты ввиду содержания большого количества кварца можно отнести к кварцевым дацитам или, по Д. С. Белянкину, — к интродацитам либо фанеродацитам.

Химический состав породы приведен в табл. 58.

Таблица 58

Химический состав дацита горы Караби

(Аналитик Н. П. Заркуа)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	69,03	CaO	2,97
TiO_2	0,23	Na_2O	4,21
Al_2O_3	17,33	K_2O	1,58
Fe_2O_3	0,09	P_2O_5	0,16
FeO	2,02	SO_3	0,22
MnO	2,03	H_2O^-	0,16
MgO	0,48	H_2O^+	1,30
		Сумма	99,81

Дациты ледника Киртышо. На северном склоне горы Караби, на левом берегу р. Чвешуры под ледником Киртышо среди древних гранитоидов обнажается дацитовая интрузия, залегающая в древних гранитоидах.

Центральная часть тела представлена крупнозернистым беловато-розовым дацитом, сильно видоизмененным наложенными процессами, что выражено в серицитизации и пелитизации плагиоклаза и хлоритизации биотита. С наложенными процессами (с кварцем) связан привнос молибдена, проявившийся в центральной части тела.

Структура породы порфировая, голокристаллическая. Основная масса состоит из изометрических зерен кислого плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, чешуек биотита и акцессориев — апатита, циркона и рудного минерала. Калиевый полевой шпат свежий, прозрачный, тогда как плагиоклаз полностью замещен серицитом и кальцитом. Биотит также сильно видоизменен и замещен преимущественно хлоритом. Порфировые вкрапленники, преобладающие над основной массой, представлены кварцем, плагиоклазом и биотитом. Кварц образует большие, сильно резорбированные кристаллы. Плагиоклаз (№ 42—50) представлен крупными, интенсивно серицитизированными сдвойникованными и зональными кристаллами; местами свежий. Биотит почти всегда хлоритизирован; в трещинах заметны выделения эпидота и кальцита; встречается в виде гексагональных, редко призматических кристаллов, характеризующихся темно-бурой окраской и нормальным плеохроизмом. Некоторые чешуйки биотита совершенно обесцвечены и заполнены иглами сагенита, апатитом и цирконом.

Химический состав породы приведен в табл. 59.

Породы промежуточной части выхода плотные и свежие; имеют серый цвет с розовым оттенком. Железисто-магнезиальные минералы содержатся в большом количестве; они слабее видоизменены.

Структура породы порфировая, полнокристаллическая; зерна основной массы здесь несколько меньше. Состоит порода из изометрических зерен кислого плагиоклаза и его микролитов (№ 12), кварца, калиевого полевого шпата и чешуек биотита. Биотит основной массы ча-

Таблица 59

Химический состав дацита ледника Киртышо

(Аналитик Н. П. Заркуа)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	68,03	CaO	2,99
TiO_2	0,35	Na_2O	4,20
Al_2O_3	17,60	K_2O	1,54
Fe_2O_3	0,38	P_2O_5	0,34
FeO	2,33	SO_3	0,40
MnO	0,05	H_2O^-	0,15
MgO	1,08	H_2O^+	0,75
		Сумма	100,19

стично хлоритизирован, плагиоклаз пелитизирован, калиевый полевой шпат водянопрозрачен. Из акцессорных минералов встречаются апатит, циркон, рудный минерал, пирит, сфалерит и галенит. Порфировые вкрапленники, содержащиеся в количестве, равном основной массе, представлены сдвойникованным и зональным, часто микротиновым плагиоклазом андезинового ряда и биотитом; последний почти всегда свежий, темно-бурого цвета; схема абсорбции: $Ng=Nm>Np$; его трещины часто заполнены кальцитом и эпидотом. Встречаются псевдоморфозы хлорита по роговой обманке, имеющие контуры ромбов с усеченными острыми углами.

Породы периферической части выхода плотные, мелкозернистые, темно-бурые. Темный цвет обусловлен большим содержанием биотита как в основной массе, так и в порфировых вкрапленниках. Часто встречаются небольшие ксенолиты древних гранитоидов, количество которых в ряде случаев настолько возрастает, что порода приобретает вид брекчии, сцементированной дацитом.

Порода характеризуется отсутствием первичного кварца и калиевого полевого шпата. Она обогащена мелкочешуйчатым биотитом и привнесенным кварцем. Выделяются бесксенолитовые и ксенолитовые разновидности. Первая из них представлена мелкозернистой разностью порфировой структуры с голокристаллической основной массой, состоящей преимущественно из кислого плагиоклаза, свежего мелкочешуйчатого бурого биотита и акцессориев — апатита и рудного минерала. Порфировые вкрапленники, в количественном отношении заметно уступающие основной массе, представлены плагиоклазом андезинового ряда, сдвойникованным и зональным, часто микротинового характера, и бурым биотитом, обладающим нормальным плеохроизмом.

Ксенолитовая разновидность представлена породами порфировой структуры. Основная масса мелкозернистая, полнокристаллическая. Состоит из плагиоклаза, биотита (в большом количестве) и многочисленных жилок вторичного кварца, пересекающих как основную массу, так и фенокристаллы плагиоклаза. Порфировые вкрапленники представлены растрескавшимся и сцементированным привнесенным кварцем, плагиоклазом (№ 28—40) и идеально свежим биотитом с плеохроизмом по Ng и Nm темно-бурым, по Np соломенно-желтым. Наряду со свежим плагиоклазом встречаются крупные обломки полностью серицитизированной его разности, кварца и биотита древних гранитоидов; наблюдаются также шлиры биотита и скопления вторичного кварца, что придает породе брекчиевидный облик.

Дациты р. Сакаура. В 1938 г. в районе реальгар-аурипигментовых месторождений селений Урави и Хидишлеби были открыты молодые интрузии, секущие свиту лейасовых песчаников и сланцев. Они обнажаются на водоразделах рек Сакаура и Лухуми (правые притоки р. Риони) в четырех выходах.

Главное тело дацита обнажается к северу от горы Купри на расстоянии 2,5 *км* от нее. Обнажение находится в местности, покрытой растительностью, вследствие чего элементы залегания, форма, величина и характер контакта с вмещающими породами остаются невыясненными. Контур выхода установлен по валунам, диаметр которых достигает 2 *м*.

В свежем состоянии порода мелкозернистая, светло-серого цвета, в большом количестве содержит листочки биотита. Примесь гидроокислов железа, наблюдающаяся нередко, придает породе буровато-серую окраску.

Структура породы порфировая. Состоит она из полнокристаллической основной массы и порфировых вкрапленников плагиоклаза, биотита, единичных зерен бесцветного граната и акцессориев — апатита и циркона. За счет разрушения биотита изредка образуются магнетит и гидроокислы железа.

Основная масса состоит из мелкозернистой смеси полевого шпата, кварца (в подчиненном количестве) и листочков биотита.

Плагиоклаз представлен крупными призматическими кристаллами, а также рассеянными в основной массе микролитами. Порфировые вкрапленники принадлежат олигоклазу № 30, 35, микролиты же отвечают № 20—25. Как крупные выделения плагиоклаза, так и микролиты обнаруживают зональное строение; номер в ядре 25—30, в наружной зоне он принадлежит к альбиту. Среди микролитов встречается калиевый полевой шпат. Биотит представлен свежими удлиненными и пластинчатыми, местами изогнутыми идиоморфными зернами.

Интрузия приурочена к тектоническим нарушениям в песчано-сланцевой свите (Шония, 1940).

Химический состав породы приведен в табл. 60.

Таблица 60

Химический состав дацита Сакаура

(Аналитик В. М. Некрасова)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	67,60	CaO	2,30
TiO_2	0,38	BaO	0,06
Al_2O_3	17,40	Na_2O	4,60
Fe_2O_3	1,89	K_2O	3,17
FeO	0,92	P_2O_5	0,26
MnO	0,04	H_2O^-	0,18
MgO	0,46	H_2O^+	1,03
		Сумма	100,29

Мелкие выходы дацита. Два из них расположены южнее р. Сакаура на расстоянии 100—150 *м* от места впадения в нее р. Ходжори. Они залегают параллельно друг другу, на расстоянии 20—30 *м*. Наиболее мощная жила (2 *м*) прослежена на 50 *м*. Общее простирание жил СВ 350°. Третий выход находится на правом берегу р. Сакаура, против упомянутых выше выходов.

Структура породы порфировая. Основная масса мелкокристаллическая, состоящая из кварца, калиевого полевого шпата, микролитов плагиоклаза и редких чешуек серицита. Местами встречаются неправильной формы скопления бурого кальцита. Порфировые вкрапленники представлены кварцем, плагиоклазом. Изредка наблюдаются изометричные зерна граната. Акцессорные минералы — апатит, циркон и пирит. Плагиоклаз порфировых вкрапленников (№ 20—30) образует пластинчатые и призматические зерна, часто зонального строения, периферия которых сложена альбитом.

Жильные дациты отличаются от пород главного тела отсутствием темного силиката (биотита), содержанием кальцита и более мелкозернистой основной массой.

С рассмотренными дацитами связан ряд реальгар-аурипигментовых месторождений—Урави, Лухуми, Сакаура, Хидишлеби, Уцера и др.

Интрузии ущелий рек Пшавской Арагви и Хевсуретской Арагви

В лейасовых сланцах, слагающих рассматриваемые интрузии, развиты дайковые тела преимущественно основного состава. Их описание приводится по данным Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1896), Д. С. Белянкина, Г. С. Дзоценидзе (1941, 1943) и В. Н. Крестникова (1941).

Биотитовые диабазы горы Сагвелис-гора. Указанные диабазы находятся на северном склоне водораздела рек Саберце и Охерхеви, вблизи горы Сакариа. Представлены они тремя небольшими дайками.

Порода состоит из плагиоклаза, оливина, биотита, хлорита, кальцита, кварца и акцессорно — апатита.

Плагиоклаз подвержен кальцитизации и пренитизации; заполнен вытянутыми призмами апатита. Оливин сильно изменен с образованием хлорита и, возможно, биотита. Биотит рассеян в виде чешуек; часто окаймляет образовавшийся за счет оливина хлорит; обладает слабым плеохроизмом и низкой интерференционной окраской; возможно, относится к бовлингиту, образовавшемуся за счет оливина и авгита.

Диабазы горы Килдемкиван. На вершине Килдемкиван среди юрских сланцев обнажается дайка диабаза мощностью около 60 *м*.

В центральной ее части структура породы офитовая, крупнозернистая, в наружной же части в офитовой основной массе наблюдаются порфировые вкрапленники плагиоклаза, вследствие чего порода представляет диабаз-порфирит.

В состав диабаза входят плагиоклаз и псевдоморфозы по моноклинному пироксену — бовлингит, а также хлорит и кальцит. Плагиоклаз (№ 0, 2, 9) представлен крупными альбитизированными зернами, среди которых находятся хлорит и кальцит, образовавшиеся, по-видимому, главным образом за счет плагиоклаза мезостазиса. Бовлингит встречается не всегда; плеохроизм слабый или едва заметный; цвет бурый; заполняет межплагиоклазовое пространство; вероятно, образовался за счет моноклинного пироксена.

Диабазы и порфириты массива Чаухи. Указанные выходы впервые были изучены Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, отметившим, между прочим, наличие среди диабазов и порфиритов горы Чаухи пород, образовавшихся в результате подводных извержений.

Массив Чаухи ввиду его недоступности изучен с трех сторон: с юга (р. Бусарчили), с востока (сел. Саберце) и с северо-востока.

Южная часть массива Чаухи. В верховьях р. Бусарчили вблизи массива Чаухи обнажается диабазовая дайка мощностью 40 *м*, простирающаяся на СЗ 340°. Порода сильно карбонатизированная, альбит-хлоритовая, не содержащая авгит. Собственно массив Чаухи возвышается в 100—150 *м* от данного выхода; здесь он совершенно недосту-

пен для изучения. Образец, взятый у основания выхода, оказался микролититом. Другие образцы, взятые из осыпи, представляют собой диабазы; состоят они из плагиоклаза, принадлежащего или альбиту, или андезину, и фиолетового авгита с *cNg* 42—50°; встречаются псевдоморфозы хлорита по оливину.

Со стороны р. Бусарчили в сланцах наблюдаются 10 пластовых жил диабаза. Некоторые из них к востоку выклиниваются. Мощность отдельных пластовых жил достигает 40 *м*, минимальная мощность 2,5 *м*.

Ниже приведено описание пяти пластовых жил; остальные пять ввиду недоступности выхода не изучены, однако изучение их пород из осыпи показало, что они по составу подобны описанным пяти жилам.

Первая пластовая жила (мощность 21 *м*). Образец, взятый из нижнего контакта, представляет плотный микролитит, состоящий из микролитов альбита. Порода сильно карбонатизирована.

По удалении от контакта порода становится крупнозернистой и приобретает офитовую структуру. Состоит из плагиоклаза, авгита, хлорита, пренита, кальцита, лимонита, соссюрита и апатита. Плагиоклаз из ряда альбита соссюритизирован и пренитизирован. Авгит образует крупные бесцветные ксеноморфные зерна, распределен участками; в некоторых участках авгит совершенно отсутствует, его место занимает хлорит.

Еще дальше от контакта порода обогащается светло-фиолетовым авгитом, в плагиоклазе появляются палочки цоизита и вторичный альбит.

Ближе к центру тела порода приобретает офитовую структуру и характеризуется пойкилитическими включениями моноклинного пироксена в плагиоклазе. Плагиоклаз интенсивно соссюритизирован и пренитизирован. Пренит в некоторых случаях заполняет межплагиоклазовое пространство. Авгит образует свежие кристаллы; местами в нем наблюдаются хлоритизированные участки, *cNg* 48°. Биотит полностью изменен. Трещины спайности часто заполнены пренитом.

Вторая пластовая жила (мощность 2,5 *м*). Структура офитовая. Порода состоит из идиоморфного призматического плагиоклаза альбитового ряда, пространство между которым заполнено хлоритом. В небольшом количестве содержится кальцит; формы некоторых псевдоморфоз его напоминают оливин.

Третья пластовая жила (мощность 4 *м*). Эта жила к востоку выклинивается. Микроскопическое изучение показало ее полную аналогию с породой второй пластовой жилы.

Четвертая пластовая жила (мощность 35 *м*). Структура типичной породы данной пластовой жилы (центральной части) офитовая, местами пойкилоофитовая. Порода состоит из плагиоклаза, авгита, хлорита, эпидота и цоизита. Плагиоклаз альбит-олигоклазового ряда: испытывает соссюритизацию; в виде включений в нем встречается апатит. Авгит образует буровато-фиолетовые кристаллы; вдоль спайности подвержен хлоритизации; *cNg* 40—42°. Хлорит часто находится между плагиоклазом и авгитом; иногда в нем встречаются эпидот и цоизит.

Образец, взятый в 10 *м* от нижнего контакта, отличается от типичного образца жилы более интенсивным замещением плагиоклаза эпидотом и цоизитом. Много также ильменита, замещенного лейкоксеном и сфеном. Иногда в шлифе встречаются удлиненные участки бурого непросвечивающего и неполяризующегося вещества и хлорит; возможно, мы имеем здесь дело с видоизмененным биотитом.

У верхнего контакта порода снова становится мелкозернистой и представлена микролититом; он совершенно не содержит авгита и заметно карбонатизирован.

Пятая пластовая жила (мощность 35 *м*). Оба бока жилы представлены микролититом, не содержащим авгита.

Типичная порода жилы, слагающая центральную часть, аналогична породе соответствующей части четвертой пластовой жилы. Состоит она из сильно соссюритизированного плагиоклаза и свежего авгита. Кое-где среди зерен плагиоклаза встречаются скопления вторичного альбита совместно со скоплениями призм цоизита. Биотитоподобных остатков в данной пластовой жиле не наблюдается.

Восточная часть массива Чаухи. В восточной части массива Чаухи, т. е. со стороны сел. Саберце, имеются три самостоятельные пластовые жилы, причем верхняя непосредственно соприкасается с порфиритами, образующими верхнюю часть массива Чаухи. Мощность первой пластовой жилы 40 *м*, второй — 35 *м*.

В контакте с диабазами глинистые сланцы ороговикованы. Состоят они из мелкочешуйчатого хлорита и мелкозернистого кварца. Заметна сильная карбонатизация. Диабазы данных жил по петрографическому составу ничем не отличаются от описанных выше. Контактовая зона диабаза представлена микролититом, почти не содержащим авгита. Карбонатизация слабая. Плагиоклаз всегда альбитового ряда (№ 5).

Порода центральной части жилы более крупнозернистая. Структура офитовая. Порода состоит из плагиоклаза, авгита, хлорита и крупных зерен ильменита, почти всегда замещенных сфеном и лейкоксеном. Плагиоклаз образует сильно соссюритизированные зерна. Авгит ксеноморфный; *cNg* 42—45°. Хлорит представлен радиально-лучистыми агрегатами, встречающимися среди кристаллов плагиоклаза.

Северо-восточная часть массива Чаухи. Здесь пачки диабазов залегают согласно с глинистыми сланцами. Азимут падения сланцев и пачек диабазов ЮЗ 200—400°, угол 40°. В наносах обнаружено множество обломков брекчиевидных порфиритов с включениями зеленых ксенолитов ороговикованных сланцев.

По петрографическому составу диабазы данной части не отличаются от описанных выше. Породы наружной части жилы представлены микролититами. Центральная ее часть содержит крупнозернистые породы офитовой структуры, состоящие из плагиоклаза, авгита, пренита и хлорита. Плагиоклаз (№ 1, 3, 4) представлен всегда сильно соссюритизированным альбитом, часто замещен также пренитом. Авгит бесцветный, нередко замещается хлоритом; *cNg* 40—45°, $2V$ 50°.

Химический состав диабаза представлен в табл. 61.

Таблица 61

Химический состав одного из диабазов массива Чаухи
(Аналитик И. А. Преображенский)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	45,06	CaO	13,33
Al_2O_3	23,37	Na_2O	2,27
Fe_2O_3	3,05	K_2O	0,61
FeO	3,65	H_2O^-	0,96
MgO	3,11	H_2O^+	5,18
		Сумма	100,59

Диабазы и порфириты, секущие массив Чаухи. Диабазовый массив Чаухи сечется диабазами и порфиритами. Секущие диабазы мелкозернистые, структура приближается к офитовой. Порода состоит из плагиоклаза, роговой обманки, авгита, пренита, эпидота и цоизита.

Плагиоклаз представлен замещенными эпидотом зеленоватыми идиоморфными кристаллами; помимо того, он часто замещен пренитом. Роговая обманка актинолитовая; *cNg* 16—19°. Авгит встречается в небольшом количестве. Пренит, эпидот и цоизит наряду с вторичным альбитом находятся среди призматических кристаллов плагиоклаза. В некоторых образцах в большом количестве встречается пренит с включениями кристалликов плагиоклаза.

Секущие порфириты характеризуются полнокристаллической интерсертальной основной массой. В их состав входит авгит; в некоторых образцах, так же как и в секущих диабазах, имеются скопления эпидот-цоизитового минерала.

Биотитовые диабазы горы Сакариа. На водоразделе рек Иглиа и Саберце обнажается жила диабаза мощностью 20—25 *м*, достигающая вершины горы Сакариа. Порода крупнозернистая. Структура пойкилоофитовая. Состоит порода из плагиоклаза, моноклинного пироксена, биотита, роговой обманки, хлорита, эпидота, серпентина, апатита и ильменита.

Плагиоклаз (№ 1—7) сильно соссюритизирован, замещен пренитом; последний в породах данного выхода содержится в большем количестве, чем в других; показатель преломления сохранившихся кое-где свежих участков всегда меньше показателя преломления канадского бальзама. Биотит встречается в большом количестве, образует неидиоморфные чешуйки различной величины; большая часть биотита замещена бурым мелкозернистым неполяризующим минералом. В трещинах спайности выделился эпидот. В некоторых шлифах встречаются отдельные зерна вторичного кварца и жилы хлорита. Моноклинный пироксен (*cNg* 40—42°) представлен бесцветными ксеноморфными, изредка идиоморфными кристаллами, часто замещенными хлоритом; зерна пироксена почти всегда окружены оболочкой вторичной роговой обманки, в некоторых же случаях отдельные его участки замещены мелковолокнистой роговой обманкой. Роговая обманка (*cNg* 18—25°) обладает резким плеохроизмом; помимо волокнистых агрегатов разного размера, она представлена также мелкоигольчатой разностью. Иногда встречаются скопления лучистых агрегатов актинолита совместно с хлоритом.

В контакте с описанным диабазом глинистые сланцы видоизменены. По структуре и минеральному составу они приближаются к спилозитам. В мелкочешуйчатой хлоритовой массе пород встречаются скопления кварца. Эти изменения, по нашим представлениям, связаны с наложенными процессами.

Диабазы сел. Горбани. На левом берегу р. Абуделаури, выше сел. Горбани находится обнажение жилы диабаза мощностью 18 *м*. Контакт у лежачего бока хорошо выражен. Диабаз плотный. Уменьшение размера зерен заметно у верхнего контакта. Встречаются жилы кальцита с редкими вкрапленниками халькопирита. На склоне горы Угелтехили диабаз не обнажен, а на водоразделе вновь появляется маленький выход мелкозернистого диабаза. На самой вершине Угелтехили имеется еще один выход диабаза. Все три выхода по простиранию увязываются друг с другом. По своему петрографическому характеру они аналогичны диабазам горы Килдемкиван и ущелья р. Садзвелисгеле, совершенно не содержащим пироксена. Плагиоклаз всегда альбитового и альбит-олигоклазового ряда.

В одном шлифе замечена жилка кварца и совершенно свежего полисинтетически сдвойникованного альбита. В жилке наблюдаются червеобразные включения цоизита. Краевая часть жилки микролититовая с характерным расположением альбитовых лейст.

Диабазы левого борта р. Абуделаури. В 1,5—2 *км* ниже верховьев р. Абуделаури, на ее левом борту обнажается штокообразное диабазо-

вое тело. Площадь обнаженной части 25 *м*². Выход имеет изометричную форму.

Структура породы пойкилоофитовая. Состоит она из плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, актинолита, хлорита, ильменита, замещенного лейкоксеном, кальцита, пренита и апатита. Плагиоклаз (№ 5) заметно соссюритизирован и кальцитизирован; в нем наблюдаются включения иголочек апатита. Кальцит чаще заполняет межплагиоклазовое пространство. Моноклинный пироксен представлен почти совершенно свежими и бесцветными ксеноморфными зернами. Замечается слабая хлоритизация, а также переход в роговую обманку. В некоторых шлифах авгит заполняет небольшие пространства между зернами плагиоклаза; *cNg* 42—44°, *2V* 42°. Роговая обманка (*cNg* 15—23°) окаймляет авгит, некоторые же мелкие зерна представляют полные псевдоморфозы по моноклинному пироксену; цвет зеленый и бурый, плеохроизм заметный. Иногда в породе встречаются иголки актинолита, включенные в хлорит. Хлорит заполняет межплагиоклазовое пространство; цвет его бледно-зеленый; плеохроизм слабый, часто он почти изотропный, с очень низким двойным лучепреломлением. Пренит интенсивно замещает плагиоклаз, местами же, совместно с хлоритом или самостоятельно этот минерал заполняет межплагиоклазовое пространство.

Диабазы правого борта р. Садзвелисгеле. Выходы диабазов представлены довольно большим количеством отдельных мелких обнажений среди глинистых сланцев. Имеется дайка диабаза мощностью до 50 *м*. В центральной части жилы хорошо выражена сферическая отдельность.

По петрографическому составу диабазы борта р. Садзвелисгеле аналогичны диабазам горы Килдемкиван. Они также не содержат моноклинного пироксена. Порода состоит из альбитизированного плагиоклаза и хлорита и всегда интенсивно карбонатизирована. Структура в некоторых случаях офитовая. Небольшие выходы представляют собой микролититы, состоящие из радиально расположенных игл альбита. Плагиоклаз (№ 4) сильно видоизменен, замещен кальцитом.

Таким образом, наблюдается полное сходство данных диабазов с диабазами горы Килдемкиван.

Сланцы в контакте с диабазом заметно ороговикованы. Состоят из мелкозернистого кварца и хлорита, иногда с пятнами кальцита. В одном шлифе обнаружена жилка, заполненная кварцем и совершенно свежим полисинтетически сдвойникованным альбитом.

Диабазы ущелья р. Бло. В ущелье р. Бло, до впадения в нее первого крупного правого притока, обнажается дайка мощностью 10 *м*. По составу порода дайки относится к альбит-хлоритовому диабазу.

Структура в большинстве случаев крупнозернистая, офитовая. Образцы, взятые в краевых частях жилы, обнаруживают мелкозернистое, почти микролититовое строение. Порода состоит из плагиоклаза альбитового ряда, среди которого находится хлорит и кальцит. Много ильменита.

Диабазы рек Блостависгеле и Анаторисгеле. Здесь обнаружено пять небольших линзообразных жил мощностью 50—60 *м*. Порода двух жил представлена мелкозернистыми, почти микролититовыми заметно окварцованными альбит-хлоритовыми диабазами. В некоторых случаях кварц образует и жилки, в которых обнаружен радиально-лучистый актинолит. Плагиоклаз интенсивно серицитизирован. Карбонатизация слабая.

Остальные три дайки также не содержат моноклинного пироксена, но входящий в их состав кальцит, вероятно, образован за счет пироксена. Плагиоклаз и здесь сильно серицитизирован. Заметна интенсивная карбонатизация породы.

Диабазы сел. Хахмати. В верховьях р. Гуденисчала между селениями Хахмати и Бисо обнажается несколько маломощных выходов диабаза.

Диабазы сел. Хахмати в противоположность другим диабазам района содержат свежий и зональный плагиоклаз андезинового ряда (№ 36—42). Альбитизация здесь не доходит до конца; пренитизации, соссюритизации и пелитизации не замечается. Межплагиоклазовое пространство заполнено кальцитом, хлоритом и кварцем. В хлорите часто встречаются включения радиально-лучистого актинолита. Находящийся среди зерен плагиоклаза кальцит, по-видимому, образован за счет пироксена.

Из акцессорных минералов встречается ильменит, замещенный сфеном и лейкоксеном.

Диабазы ущелья р. Акушосцхали. Данные диабазы представлены двумя жилами с одинаковыми элементами залегания.

Центральная часть жилы слагается крупнозернистым диабазом офитовой и пойкилитовой структуры. Порода состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена, хлорита, пренита, кальцита, бовлингита и акцессориев — апатита и ильменита.

Плагиоклаз альбитового ряда; серицитизирован и соссюритизирован; часто замещен пренитом и кальцитом. Пренит встречается также среди кристаллов плагиоклаза. Моноклинный пироксен представлен бесцветными ксеноморфными кристаллами; обычно свежий, но в некоторых случаях замещен хлоритом, кальцитом и бовлингитом.

Краевая часть жилы мелкозернистая. Состоит из плагиоклаза, хлорита и кальцита. Плагиоклаз альбитового ряда, мелкопризматического строения. Межплагиоклазовое пространство заполнено хлоритом и кальцитом, иногда несколько разъедающими плагиоклаз. Кальцит заполняет также окаймленные хлоритом участки.

Диабазы сел Матура. На правом берегу р. Чакисхеви, над сел. Матура обнажаются две дайки диабаза; мощность каждой не превышает 40 *м.*

Экзоконтакт со сланцами выражен слабо. Заметна лишь сильная карбонатизация. Порода центральных частей даек представлена диабаз-порфиритом, периферических — микролититом. Состоит из микролитов плагиоклаза альбитового ряда, пространство между которыми выполнено хлоритом. Порода интенсивно карбонатизирована. Некоторые зерна кальцита имеют восьмигранные контуры, что указывает на псевдоморфозу по моноклинному пироксену.

Дациты сел. Бло. Эти породы впервые описаны Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1898, 1914) и Д. С. Белянкиным (1914), а также Г. С. Дзоценидзе и В. Н. Крестниковым (1941). Первые авторы дали геолого-петрографическую характеристику выхода; форму залегания дацитов они считают лакколитовой. По мнению Г. С. Дзоценидзе и В. Н. Крестникова (1941), у сел. Бло наблюдаются два самостоятельных выхода дацитов, разъединенных на поверхности лейасовыми сланцами. По наблюдениям этих авторов, мы имеем здесь дело с наклонной мощной дайкой, причем восточный и западный выходы являются самостоятельными и поэтому характеризуются различными элементами залегания.

Структура данных дацитов порфировая с полнокристаллической основной массой, состоящей из мелкозернистого агрегата, кварца, полевого шпата, биотита в небольшом количестве и акцессорно — апатита. Среди названных минералов встречаются участки с бесцветным и серым базисом.

Порфировые вкрапленники представлены кварцем, плагиоклазом и биотитом. Кварц образует крупные пирамидальные корродированные кристаллы, часто трещиноват; трещины выполнены основной массой. Плагиоклаз (олигоклаз-андезин) представлен свежими, зональными и

полисинтетически сдвойникованными кристаллами. Биотит образует бурые, часто желтоватые удлиненные, широкие или узкие пластинки; нередко окружен темной оболочкой и содержит включения апатита, который в некоторых случаях окаймляет биотит.

Химический состав породы приведен в табл. 62.

Таблица 62

Химический состав дацита сел. Бло

(Аналитики И. А. Макаров и Д. С. Белянкин)

Окислы	Состав		Окислы	Состав	
	1	2		1	2
SiO	66,18	68,22	CaO	2,84	2,68
Al_2O_3	18,71	16,29	Na_2O	2,84	4,60
Fe_2O	3,69	1,00	K_2O	3,63	2,63
FeO			H_2O^-	—	0,37
MnO	—	1,69	H_2O^+	0,72	0,82
MgO	0,87	1,14			
			Сумма	99,92	99,44

1—2—номера образцов дацита, подвергшихся анализу.

Иногда в даците встречаются ксенолиты корундового роговика, состоящего из плагиоклаза (№ 40—50), биотита в большом количестве, корунда, окаймленного полевым шпатом, и довольно многочисленных мелких октаэдров шпинели.

Дациты сел. Гули. У сел. Гули находятся три выхода светло-серых плотных пород. Обнажения имеют линзообразные формы, иногда с округлым контуром. Контактовое видоизменение сланцев выражено слабо.

Структура породы обломочная. Состоит она из мелких обломков свежего плагиоклаза андезинового ряда, обломков кварца, иногда сохранивших идиоморфные контуры, и листочков свежего биотита. Основная масса светло-серая; содержит обломки темно-серого сланца. Минералы распределены беспорядочно, вследствие чего порода похожа на туф.

* * *

Вызывают интерес наложенные процессы, развитые в диабаз-порфиритовых породах ущелий рек Пшавской Арагви и Хевсурской Арагви. В частности, в породе четвертого пласта массива Чаухи в 10 *м* от контакта, как отмечено, наблюдается эпидотизация, отсутствующая в центральной части жилы. Аналогичное явление имеет место в диабазе горы Килдемкиван и правого притока р. Садзвелисгеле, где за счет плагиоклаза образуются кальцит и хлорит.

Если плагиоклаз одних выходов диабаза почти исключительно подвержен карбонатизации, то плагиоклаз других его выходов испытывает соссюритизацию или пренитизацию. Так, плагиоклаз, входящий в состав диабазов восточной части массива Чаухи, подвержен соссюритизации. В других выходах преобладает процесс пренитизации. *В большинстве случаев проявление всех этих процессов наблюдается* одновременно в одном и том же шлифе. Например, в биотитовом диабазе горы Сагвелиа плагиоклаз карбонатизирован и пренитизирован; плагиоклаз диабаза первого пласта массива Чаухи соссюритизирован и пренитизирован; плагиоклаз порфиритов и диабазов, секущих массив Чаухи, эпидотизирован и пренитизирован; плагиоклаз биотитового диа-

база горы Сакариа соссюритизирован и пренитизирован; плагиоклаз диабаза левого склона р. Абуделаури соссюритизирован, пренитизирован и карбонатизирован; плагиоклаз диабаза р. Акушосцхали серицитизирован, соссюритизирован, карбонатизирован и пренитизирован.

Из приведенных примеров ясно, что все эти изменения обусловлены наложенными процессами. В первой жиле преобладает один процесс, во второй — другой, в третьей почти одинаково развиты несколько процессов. В некоторых же породах, возможно, не сохранилось следов ни одного из названных процессов, например в диабазе сел. Горбани, где плагиоклаз меняется от альбита до олигоклаза. Следовательно, процесс альбитизации имел место, но продуктов деанортитизации не сохранилось. Таким образом, отсутствие в каком-либо участке жил пренита, соссюрита, кальцита, эпидота, хлорита и других вторичных минералов (если порода подвержена вторичным процессам) не означает, что данный процесс не имел места. По-видимому, в результате определенного процесса образовался тот или иной минерал, но благодаря циркуляции растворов он растворился и мигрировал в верхние части жилы.

Кроме того, наличие плагиоклаза андезинового ряда (№ 36—42) в диабазах не является нормальным, как это имеет место у сел. Хахмати. По-видимому, он претерпел частичную альбитизацию. Свежесть андезина также следует объяснить перемещением продуктов деанортитизации флюидами.

Все охарактеризованные диабазы испытали процесс альбитизации, доведенный в большинстве случаев до конца или почти до конца, за исключением диабаза селений Хахмати и Горбани, где плагиоклаз относится к № 14.

Процессу альбитизации (натриевый метасоматоз) сопутствует кальцитизация, эпидотизация, пренитизация, цоизитизация, соссюритизация, хлоритизация, амфиболизация и др. Вторичные минералы встречаются как в виде псевдоморфоз, так и в виде жилок. Кроме того, некоторые из них, в частности хлорит и пренит, заполняют пространство между плагиоклазом и авгитом, что наблюдается в четвертом пласте массива Чаухи и на левом склоне р. Абдулаури.

Жилы диабазов и порфиритов Кахетии

Диабазы и порфириты ущелья р. Дидихеви. В песчанико-сланцевой свите известно большое количество пластовых и секущих тел мощностью до 0,5—1 *м*, иногда до 4—5 *м*. Простирание большинства этих тел запад-северо-западное, угол падения отвесный. Площадь распространения диабазовых пород имеет вид пояса, называемого, как отмечено, диабазовым. Среди диабазовых пород различаются диабазы и порфириты. Некоторые из последних имеют полнокристаллическую основную массу, но встречаются также порфириты со стекловатой основной массой.

Диабазы. Представлены сероватыми плотными породами офитовой структуры. Порода состоит из плагиоклаза (№ 48—90) и моноклинного пироксена. Хлорит заполняет пространство между кристаллами. В изменчивом количестве встречаются ильменит и образовавшийся за его счет лейкоксен.

Порфириты. Эти породы благодаря своему зеленовато-серому цвету хорошо выделяются среди черных лейасовых глинистых сланцев. Состоят они из фенокристаллов плагиоклаза (№ 50—60) и хлоритовой основной массы, в некоторых случаях содержащей мелкие кристаллы моноклинного пироксена. В состав породы входит также кальцит, количество которого достигает 30—40%.

Порфириты со стекловатой или хлоритизированной стекловатой основной массой содержат иногда лучистый агрегат пироксена. Порфировые выделения представлены лейстами плагиоклаза изменчивого состава — от альбита (№ 5—12) до основного плагиоклаза (№ 70—80). Порфириты в некоторых случаях окаймляют диабазы. Для этих пород характерны одни и те же наложенные процессы — хлоритизация, карбонатизация и окварцевание.

В контакте с мощными жилами диабазов глинистые сланцы и песчаники видоизменяются, что вызвано, как отмечено, не внедрением основной магмы, а воздействием наложенных процессов.

Диабазы и порфириты ущелья р. Лопоти. На правом берегу р. Лопоти в 100 *м* от впадения в нее р. Мухахеви обнажаются темно-серые глинистые сланцы с более светлыми тонкими прослоями песчаников, секущиеся дайками диабазов мощностью 4,5 *м*. Породы этих даек изучены В. Н. Лодочниковым. Описание их приведено у Н. Б. Вассоевича.

Порода представляет собой уралитизированный и эпидотизированный (цоизитизированный) диабаз офитовой структуры. Величина зерен в большинстве случаев 0,5—1 *мм*. Состоит она из плагиоклаза, роговой обманки, рудного минерала (титаномагнетит) и эпидот-цоизита. Плагиоклаз (лабрадор) обычно изменен — в большинстве случаев пелитизирован и цоизитизирован; слегка зонален. Роговая обманка представлена обыкновенной и актинолитовой разностями. Изредка встречаются кварц (привнесенный) и хлорит, образующие линзы и жилки.

Выводы

Развитые в сланцевой и песчанико-сланцевой свите лейаса зоны складчатой системы Южного склона Большого Кавказа основные магматические породы габбро-диабаз-порфирового состава, по-видимому, имеют нижне-среднеюрский возраст. Весьма характерным для них всех является многообразие наложенных процессов. С той или иной интенсивностью наблюдаются: окварцевание (кремниевый метасоматоз), альбитизация (натриевый метасоматоз), калишпатизация (калиевый мегасоматоз), амфиболизация, биотитизация и сопровождающие их процессы — карбонатизация, эпидотизация, пренитизация, хлоритизация и др. В результате этих процессов основные магматические породы метасоматически преобразуются в различной степени, и возникают породы, которые принимаются за первичномагматические.

Разнообразие габбро-диабаз-порфиритовых пород вызвано условиями кристаллизации основной магмы. Крупные тела обычно полнокристаллические; они сложены габбро или диабазами, мелкие же тела — порфиритами. Наряду с этим наблюдаются переходы крупных габбровых или диабазовых тел в периферических их частях в порфириты. В частности, это видно в габбровой интрузии ущелья р. Западная Гумиста, в Джарквальской интрузии, в жильных породах Нижней Сванетии, в диабазовом теле Чаухи.

Постепенный переход основных магматических пород в умеренно кислые и кислые хорошо прослеживается на примерах Абхазских интрузий.

Габбровая интрузия ущелья р. Западная Гумиста под воздействием преимущественного привноса кремния и калия преобразована в габбро-монцонит. Входящий в состав габбро моноклинный пироксен подвержен частичной амфиболизации; роговая обманка в свою очередь местами биотитизирована. Наряду с этим возникли кварц и анортоклаз. Плагиоклаз габбро в целом неизменен.

В кварц-анортоклазовом габбро верховьев р. Амтхел наблюдаются те же процессы. Различие с предыдущим габбро заключается в том,

что в последнем анортоклаз содержится в меньшем количестве, а моноклинный пироксен полностью преобразован в роговую обманку.

В Джарквальской интрузии наблюдаются как не подвергшиеся преобразованию габбро-диабазы, так и кварц-калишпатовые их разности. Однако в первых из них все же обнаруживаются процессы хлоритизации, частичной альбитизации, эпидотизации, серицитизации и пренитизации. В этой же интрузии встречается кварцевый диорит, возникший также в результате преобразовательных процессов за счет основной породы. В данном случае калиевый метасоматоз не обнаруживается. Возникновение гранитоидов за счет основных магматических пород хорошо наблюдается в Эцерской интрузии, а также в интрузиях верховьев р. Цхенисцхали.

Доказательства о среднеюрском возрасте рассмотренных интрузий кварцевого габбро-монцонитового и гранитоидного состава приводятся в выводах раздела «Среднеюрские интрузии, связанные с вулканогенно-осадочной свитой байоса».

Вулканогенно-осадочная свита байоса

Общие сведения

Эта свита широко распространена в Закавказье. В Грузии она развита в зоне складчатой системы Южного склона Большого Кавказа и на северной периферии Малого Кавказа.

В зоне складчатой системы Южного склона Большого Кавказа полоса выхода свиты наблюдается на периферии Дзирульского массива, в Южной Осетии, Раче, Лечхуми, Менгрели и Абхазии (истоки рек Бзыби и Мзымты).

Первые сведения о юрской вулканогенно-осадочной свите дал Абих (1858), отнесший ее к оксфорду. Фавр (1875) считал эту свиту нижнеюрской. Сведения о данной свите встречаются также в работах Симоновича (1880), Сорокина (1879) и Фурнье (1896), а также Смирнова (1908).

Обстоятельную геологическую характеристику свиты привел А. И. Джанелидзе (1926, 1940); он доказал вулканогенно-осадочный геосинклинальный характер свиты и определил ее возраст как байосский. Б. Ф. Мефферт фаунистически доказал байосский возраст свиты Окрибы.

Байосский возраст свиты в различных местах ее развития был установлен П. Д. Гамкрелидзе и С. С. Чихелидзе (1932), Г. Р. Чхотуа (1933), В. И. Курочкиным (1938) и И. Р. Кахадзе (1942, 1947).

Петрографическое описание отдельных выходов свиты проведено многими авторами, но детальную ее характеристику дал Г. С. Дзоценидзе (1948). По данным этого автора, в состав свиты входят пирокластолиты, терригенные кластолиты, лавы и секущие тела (подводящие каналы). Иногда свита состоит исключительно из кластолитов, однако имеются районы, где лавы играют существенную роль и даже преобладают над туфами. Следовательно, вулканическая активность в байосе не всюду была одинаково интенсивной.

Кластические породы

Кластический материал названный автор (Г. С. Дзоценидзе) подразделяет на пирогенные кластолиты (туфобрекчии, лавовые брекчии, кристаллические, агломератовые, витрокластические, стекловато-кристаллические и пелитовые туфы), терригенные кластолиты — песчаники (аркозовые, граувакковые, аркозово-граувакковые) и туфогенные кластолиты (туфогенные песчаники). Туфовые и лавовые брекчии

имеют спилитовый и авгит-лабрадоровый, реже роговообманково-лабрадоровый и плагиоклазовый состав. Кристаллокластические (кристаллические) туфы по величине зерен мелко- или среднезернистые (0,1—1 *мм*). Они состоят из обломков плагиоклаза, авгита и в незначительном количестве порфирита. Цемент туфовый, глинистый, хлоритовый, иногда частично замещенный кальцитом. Литокластические агломератовые туфы состоят из обломков различных порфиритов и в незначительном количестве минералов. Цементирующее вещество туфовое, иногда замещенное кальцитом. Обломки размером 1—5 *мм* переходят в мелкообломочную брекчию.

Литокристаллокластические (агломерато-кристаллические) туфы состоят из обломков порфиритов и минералов, находящихся примерно в равном количестве. В состав витрокластических туфов входят обломки хлоритизированного вулканического стекла. Иногда слои этих пород полностью цеолитизированы или замещены глинистым минералом — бейделлитом. Витрокристаллокластические (стекловато-кристаллические) туфы состоят из обломков вулканического стекла и мелких обломков плагиоклаза и авгита. Пелитовые туфы и туфосланцы макроскопически представляют собой серые или синевато-серые, иногда черные породы, похожие на аргиллиты или глинистые сланцы. В шлифе они мелкообломочные; состоят из мельчайших обломков плагиоклаза, пироксена и хлорита; цементом служит очень тонкий, иногда пепловый материал.

Аркозовые песчаники состоят из обломочных и окатанных зерен кварца, пертитового калиевого полевого шпата (микроклина), альбита, олигоклаза, реже основного плагиоклаза и биотита; иногда в незначительном количестве встречаются окатанные обломки порфирита. В свите распространены мало.

Граувакковые песчаники состоят из окатанных в той или иной степени обломков порфирита, реже плагиоклаза и авгита, еще реже кварца. Таким образом, эти породы сложены в основном из размытого материала свиты и играют существенную роль в ее составе.

Аркозово-граувакковые песчаники состоят из зерен кварца, калиевого полевого шпата, биотита, окатанных обломков — порфирита, авгита и плагиоклаза, т. е. в их состав входят продукты размыва древнего кристаллического субстрата и свиты в различных количественных соотношениях.

Туфовые кластолиты состоят из туфового и терригенного материала. Первый из них характеризуется свежестью и угловатостью плагиоклаза, пироксена и основной массы порфирита, второй — кварца и других измененных минералов, играющих подчиненную роль.

Порфириты и диабазы

Среди покровов и секущих тел одной из характерных пород свиты являются спилиты, которые, по свидетельству Г. С. Дзоценидзе, слагают ее нижние горизонты (ущелья рек Джеджори и Сакаура, гора Сырхлеберта, ущелья р. Ингури, район Кутаиси, ущелья рек Гализга и Бзыби в Абхазии и др.). Кроме покровов, спилиты образуют в ущельях рек Джеджори и Ингури дайки, не выходящие за пределы спилитового горизонта.

Спилиты. Эти породы нередко имеют шаровую отдельность и миндалевидное сложение в верхних частях покровов, мощность которых колеблется от 1—2 до 30 и более метров. По внешнему виду они темно-зеленые и плотные. В шлифе обнаруживают гиалопилитовую, реже в дайках, интерсертальную структуру основной массы с хлоритизированным всегда в той или иной мере базисом. Встречен также вариолитовый спилит (Сванетия). Иногда основная масса состоит из микроли-

тов альбита и авгита с незначительным количеством хлоритового мезостазиса. Порфировые вкрапленники в спилитах содержатся в малом количестве. Они представлены главным образом альбитом № 0—15 и авгитом *cNg* 38—42°, реже роговой обманкой. Наблюдается замещение пироксена хлоритом (Сванетия). В нижней части Сванетского спилитового покрова вокруг кальцитовых миндалин наблюдается скопление буровато-коричневой базальтической роговой обманки в виде длиннопризматических или игольчатых зерен, образующих радиально-лучистые агрегаты. Роговообманковый спилит встречается в диабаз-порфирите массива Чутхаро.

Миндалины миндалевидных спилитов выполнены хлоритом, кальцитом и пренитом, причем хлорит обычно образует краевую узкую зону, а пренит и кальцит занимают центральные их части.

Авгит-лабрадоровые (и битовнитовые) порфириты. Породы в составе свиты играют ведущую роль. Вместе с пирокластолитами того же состава они иногда слагают почти всю свиту; это свидетельствует о том, что основная магма в байосе играла ведущую роль.

Породы характеризуются гиалопилитовой, интерсертальной или витрофировой структурами, в которых стекло в той или иной степени хлоритизировано, микролиты же представлены лабрадором, редко авгитом. Порфировые вкрапленники образуют плагиоклаз (преобладает) и авгит; последний иногда отсутствует.

Плагиоклаз (№ 55—80; реже № 90—96, ущелье р. Джеджори) полисинтетически сдвойникован; большей частью серицитизирован пятнами, хлоритизирован и реже карбонатизирован. Авгит (*cNg* 36—43°, $2V$ +50,56°) бесцветен и идиоморфен; не отличается от авгитов спилита; редко полностью хлоритизирован и серпентинизирован.

Миндалевидные разности встречаются реже, чем в спилитах. Миндалины сложены хлоритом или кальцитом с хлоритовой каемкой. В кластолитах горы Сырхлеберта миндалины сложены радиально-лучистым халцедоном, окаймленным мелкозернистым кварцем. Реже здесь встречаются хлоритовые, еще реже кальцитовые миндалины. Миндалины авгит-анортитовых порфиритов состоят из цеолита (гейландита), вокруг которого имеются каемки сначала хлорита, а затем мелкозернистого кварца. Гейландит в основной массе образует также отдельные зерна.

Роговообманковые порфириты. Эти породы в составе свиты играют подчиненную роль, местами же значительно распространены. Структура пород гиалопилитовая или микрозернистая, нередко замещенная халцедоном. Вкрапленники представлены плагиоклазом; в зональной их разности состав меняется от лабрадора (№ 60—75) до андезина (№ 30) или даже олигоклаза (№ 20). В общем средний состав плагиоклаза отвечает № 40—45.

Встречаются также и альбитовые роговообманковые порфириты (ущелье Дзирула, сел. Чонто). Порфировидная роговая обманка их темно-зеленая; *cNg* 12—20°, чаще 15—17°, $2V$ 79—84°. В некоторых выходах роговообманковых порфиритов (ущелье рек Мокви, Чхеримела и Ингури) содержится также и авгит.

Плагиоклазовые порфириты. В составе свиты эти породы также развиты нешироко. Они образуют маломощные (2—3 *м*) покровы, дайки и туфобрекчии. По составу плагиоклаза различаются альбитовые, олигоклаз-андезиновые и андезин-лабрадоровые разности. Все они встречаются в одном и том же стратиграфическом горизонте. Исходными породами их считаются основные порфириты, подвергшиеся альбитизации в различной степени.

Авгит-лабрадоровые диабазы. Породы крупнозернистые. Характеризуются офитовой или офитово-порфировой структурой. Верхние части диабазовых покровов обычно представляют собой авгитовые порфи-

риты. Содержащийся в породе бесцветный или слегка буроватый авгит заполняет промежутки между призматическим плагиоклазом, короткие призмы которого часто образуют пойкилитовые вростки в крупном авгите.

Плагиоклаз в большинстве случаев преобразован в альбит, редко встречается андезин, еще реже — лабрадор и битовнит. Для авгита *cNg* 36—42°, *2V* 50—57°. Содержание хлорита (пеннина) иногда достигает 19%. Вместе с хлоритом встречается радиально-лучистый цеолит (местами замещающий плагиоклаз); в этих случаях он выполняет промежутки между другими минералами. В лабрадоровом диабазе плагиоклаз испещрен жилками анальцима. Присутствующий ильменит (2,5—6,5%) местами переходит в лейкоксен. В ильменит часто включены идиоморфные зерна плагиоклаза и реже авгита, что указывает на более позднее ее выделение. Тонкие иголочки апатита пронизывают плагиоклаз.

Кварцевые диабазы. В двух случаях эти породы образуют верхние части мощных покровов бескварцевых диабазов и в двух — самостоятельные покровы. Структура офитовая; промежутки между тонкими лейстами плагиоклаза занимает бесцветный или слегка буроватый авгит и радиально-лучистый хлорит с цеолитом. Кварц (до 6,3%) образует мелкие ксеноморфные зерна, расположенные между кристаллами плагиоклаза. В некоторых случаях присутствует также биотит. Апатит и ильменит содержатся в виде акцессориев.

Среди этих пород имеются кварц-альбитовые и кварц-лабрадоровые (битовнитовые) диабазы. Они образовались, вероятно, не путем дифференциации диабазовой магмы (Дзоценидзе, 1948), а в результате наложенных процессов, имевших место после полного формирования свиты.

Анальцимовые диабазы. Наблюдаются в ущелье р. Паца; образуют пластовую интрузию мощностью 15 *м*. Структура породы офитово-порфировая; мелкозернистая основная масса (29,5%) состоит из короткопризматического плагиоклаза и хлорита и в небольшом количестве цеолита. Порфировые вкрапленники представлены зональным плагиоклазом лабрадорового ряда (около 40%) и ксеноморфными, совершенно свежими зернами авгита (около 8%); *cNg* 42°, *Ng—Np* 0,027, 2V+54°. Хлорит и анальцим заполняют промежутки между кристаллами плагиоклаза. Ильменит (до 5%) представлен скелетообразными выделениями.

Кварцевые порфиры. Дайка этих пород имеется у сел. Коди (ущелье р. Лопанисцхали). Основная масса породы фельзитовая. Вкрапленники редки; представлены кварцем в виде причудливых скелетообразных зерен и псевдоморфоз смеси альбита с глинистым веществом по плагиоклазу. Вследствие содержания в химическом составе SiO_2 до 75,65% и K_2O до 3,9% допускается присутствие в основной массе калиевого полевого шпата. Последний минерал в шлифе наблюдается в микрогранитовой основной массе дайки сел. Гвиргвина (SiO_2 81,16%, K_2O 6,08%), а также ущелья р. Б. Махме.

Кварцевые альбитофиры. Дайки кварцевых альбитофиров встречаются в ущелье р. Лопанисцхали, выше сел. Гвиргвина. Основная масса породы фельзитовая; вкрапленники представлены частично корродированным кварцем и оглинившимся и карбонатизированным плагиоклазом. Встречаются также биотит и хлорит.

Дайки (мощность 2—5 *м*) кварцевых альбитофиров наблюдались также в районе курорта Джава (ущелья рек Хардисардон и Нателура). У сел. Цона дайка кварцевого альбитофира сечет роговообманковый порфирит. Структура породы порфировая (фельзитовая). Основная масса состоит из мелких зерен кварца, часто с зазубренными контурами, и хлорита по биотиту. Вкрапленники представлены слегка сери-

цитизированным и пелитизированным альбитом или олигоклаз-альбитом (№ 8—18). Апатит присутствует в виде акцессорного минерала.

Мощное (60—70 *м*) пластовое тело кварцевого альбитофира, наблюдавшееся у горы Сырхлеберта, в центральной части имеет полнокристаллически-порфировую, а в висячем и лежачем боках стеклозатомикролитовую структуры. Плагиоклаз как основной массы (микролитов), так и вкрапленников представлен альбитом (№ 1—9).

Химический состав среднеюрских эффузивных пород приведен в табл. 63.

Таблица 63

Химический состав среднеюрских эффузивных пород

Окислы	Состав					
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	49,47	56,85	51,36	58,15	64,52	66,68
TiO_2	0,02	0,84	0,03	0,75	0,87	1,39
Al_2O_3	20,50	18,68	18,46	17,51	17,92	16,07
Fe_2O_3	3,44	3,03	4,97	5,04	4,94	3,29
FeO	6,42	4,64	4,80	2,19	1,27	0,95
MnO	0,41	0,12	0,24	0,03	0,14	0,07
MgO	4,82	2,97	4,53	2,51	2,19	1,68
CaO	3,89	7,07	8,28	2,57	3,04	2,30
Na_2O	2,98	2,00	2,17	2,98	1,78	4,64
K_2O	0,55	1,02	1,07	1,42	2,05	2,61
P_2O_5	0,07	—	0,41	—	0,04	0,04
SO_3	0,19	0,37	0,16	—	2,72	0,28
H_2O^-	1,36	0,34	2,24	3,06	0,68	0,70
H_2O^+	6,00	2,16	1,52	3,75	0,34	0,76
Сумма	100,12	100,09	100,24	99,96	100,15	100,15

1—спилит ущелья р. Джеджоры (аналитик Цверава);
2—авгитовый порфирит ущелья р. Чхеримела (аналитики Варшамова и Брегвадзе)
3—авгит-анортитовый порфирит ущелья р. Джеджоры (аналитик Цверава);
4—роговообманковый порфирит сел. Чолто (аналитик Янушкевич);
5—плагиоклазовый порфирит горы Дэгварула (аналитик Накашидзе);
6—кварцевый альбитофир горы Сырхлеберта (аналитик Накашидзе).

По данным Г. С. Дзоценидзе (1948), средний состав пород байосского вулканизма, включая и альбитофиры, отвечают составу среднего андезито-базальта.

Байосские эффузивные образования характеризуются резко выраженной известково-щелочной природой, бедностью щелочами и резким преобладанием Na_2O над K_2O.

Из новейших вулканических пород Тихоокеанской вулканической области байосские породы соответствуют типу вулканов Пеле и Лессен-Пик.

Выводы

На основании приведенного фактического материала мы приходим к заключению, что состав исходной магмы был основной, отвечающий авгит-битовнитовому порфириту. Наличие в составе свиты наряду с основными магматическими породами и ее пирокластолитами также и менее основных пород, в частности спилитов, плагиоклазовых порфиритов, кварцсодержащих пород, объясняется процессами ассимиляции основной магмой пород кислого субстрата, с одной стороны, и наложенными процессами — альбитизацией, цеолитизацией, хлоритизацией, окварцеванием, калишпатизацией (в кварцевых порфирах), — с другой.

Менее основные порфириты, например плагиоклазовые, а также с эффузивным, частью оплавленным кварцем образовались из магмы того же состава, которая до излияния на поверхность ассимилировала в том или ином количестве древние кислые породы. Наложенные же процессы протекали частью после образования определенных горизонтов свиты, частью же — после формирования всей свиты. Возможно, что процесс альбитизации и становление спилитов имели место вслед за формированием их исходных пород. Возможно также, что некоторые другие процессы протекали после определенных этапов эффузивной деятельности. Процессы же окварцевания и калишпатизации, вероятно, гораздо более поздние, протекали после полного прекращения вулканической деятельности в связи со складкообразованием в батском веке.

По свидетельству Г. С. Дзоценидзе (1948), лавы и сопровождающие их пирокластолиты распространены главным образом в северной части рассматриваемой свиты — южной периферии среднеюрской геосинклинальной зоны Южного склона Большого Кавказа. Диабаз-порфиритовые силлы и дайки развиты в флишевых осадках зоны Южного склона Большого Кавказа. Терригенные породы преобладают в полосе, расположенной между Дзирульским массивом и геосинклинальной зоной Южного склона Большого Кавказа.

Среднеюрские интрузии, связанные с вулканогенно-осадочной свитой байоса

Общие сведения

В пределах распространения вулканогенно-осадочной свиты байоса встречаются интрузии гранитоидов и близких к ним пород. Наибольшее развитие они имеют в Абхазии.

Один крупный выход — Хевская интрузия — известен в юго-восточной периферии Дзирульского кристаллического массива, где геосинклинальный байос оканчивается в области Грузинской глыбы (Заридзе, 1938).

Вблизи от этого выхода среди древних гранитоидов Дзирульского массива, у сел. Чалвани имеется небольшой выход молодой интрузии, обнаруженный Н. Ф. Татришвили по петрографическому сходству пород с породами Хевской интрузии (Смирнов, Татришвили, Казахашвили, 1937).

Абхазские интрузии описаны многими геологами. В первую очередь среди них следует упомянуть геологов АН СССР, проводивших в течение ряда лет исследования на территории Абхазии и Сванетии под руководством академика Д. С. Белянкина (Белянкин, 1934, 1939; Белянкин, Петров, 1936, 1940, 1945; Еремеев, Петров, 1940; Степанов, 1940), а также учеников Д. С. Белянкина из Грузии (Заридзе, 1940; Чхотуа, 1941). Большую работу по изучению этих интрузий одновременно провели геологи Грузинского геологического управления, в частности В. Л. Аревадзе, З. К. Абдушелишвили, А. С. Горбаченко, В. И. Табагари, М. И. Чипашвили, Д. Н. Чихладзе, В. Я. Эдилашвили и др.

Характеристика интрузивных пород приводится по данным упомянутых исследователей.

Интрузия кварцевого габбро-монцонита ущелья р. Восточная Гумиста

В истоках р. Восточная Гумиста (в правых ее притоках — Лаками и Бзыби), а также между перевалом Химса и местностью Хака среди пород вулканогенно-осадочной свиты байоса имеется несколько мелких выходов интрузивных пород. Площадь, занимаемая каждым из них, не превышает 150—200 $м^2$.

Макроскопически порода серого, местами темного цвета, мелкозернистая. Структура монцонитовая. Состоит порода из кварца, плагиоклаза, анортоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, биотита, хлорита, эпидот-цоизита, пренита, серицита (мусковита) и акцессориев — апатита, рудного минерала.

Кварц алломорфный, привнесенный; величина зерен 0,1×0,5 *мм*. Плагиоклаз (№ 49—57) представлен идиоморфными, полисинтетически сдвойникованными, сильно измененными зональными кристаллами; продуктами его изменения являются серицит, пренит и соссюрит; в ядре плагиоклаз обнаруживает № 60, в краевой зоне — № 36; размер зерен 1,5×0,7 *мм*, реже 1,5×3,0 *мм*. Анортоклаз (—2*V* 62—68°) алломорфный; заполняет пространство между плагиоклазом и железисто-магнезиальными минералами; часто наблюдаются микропегматитовые и пертитовые образования. Моноклинный пироксен представлен изометричными короткопризматическими амфиболизированными и хлоритизированными кристаллами; *cNg* 40—46°; $2V_{(z)}$ 50—58°; размер зерен 0,3×0,5 *мм*, редко 0,7×0,5 *мм*. Роговая обманка (актинолит) образована за счет моноклинного пироксена; схема абсорбции: $Ng \geqslant Nm > Np$; $Ng—Np$ 0,025, *cNg* до 20°, —2*V* 80°. Биотит с плеохроизмом в бурых тонах, часто замещен хлоритом.

Количественно-минеральный состав породы приведен в табл. 64.

Таблица 64

Количественно-минеральный состав кварцевого габбро-монцонита ущелья р. Восточная Гумиста

Минералы	Состав			
	1	2	3	Среднее
Кварц	12	5	11	9
Плагиоклаз	36	35	38	37
Анортоклаз	15	14	7	12
Биотит	—	2	1	1
Роговая обманка	1	2	4	2
Моноклинный пироксен	25	24	27	25
Хлорит	9	13	10	11
Серицит (мусковит)	—	3	—	1
Второстепенные	2	2	2	2
Сумма	100	100	100	100

1—3—номера образцов габбро-монцонита, подвергшихся подсчету.

Габброидные интрузии горы Чумкузба

На южном и юго-восточном склонах горы Чумкузба и в районах селений Дерекеи, Чевисквеи обнажается несколько интрузий кварцевых монцонитов; на западном же склоне и у вершины названной горы имеются выходы габбро и габбро-диоритовых порфиритов.

Интрузии кварцевого монцонита. Макроскопически порода темно-серая мелко- и среднезернистая с различимыми кварцем, полевым шпатом и железисто-магнезиальными силикатами. Структура большей частью монцонитовая и гипидиоморфная. Порода состоит из кварца, плагиоклаза, анортоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки и биотита. Из вторичных минералов содержатся хлорит, эпидот и цоизит, из акцессориев — апатит, циркон и рудный.

Кварц алломорфный; имеет одновременное или слабоволнистое погасание; величина зерен часто 1,0×0,4 *мм*. Плагиоклаз встречается

в виде полисинтетически сдвойникованных, часто зональных и идиоморфных кристаллов, обычно свежий; в ядре зональный плагиоклаз обнаруживает № 62, в краевой зоне — № 40; размер зерен 0,6×0,3 *мм*. Анортоклаз алломорфный, часто с включениями плагиоклаза и железисто-магнезиального минерала; встречаются микропегматитовые срастания с кварцем; *PNg* 89°, *PNm* 9°, *PNp* 81°; $-2V_{(2)}$ 55°, 56°. Биотит образован по роговой обманке, так как содержит ее останцы; его пластинки и чешуйки рассеяны по всему шлифу; плеохроизм по *Ng* темно-коричневый, по *Np* желтовато-коричневый; максимальная величина зерен 3,5×0,3 *мм*. Роговая обманка в виде идиоморфных кристаллов; образует двойники, состоящие из трех-четырех индивидов; является вторичной; плеохроизм по *Ng* синевато-зеленый, по *Nm* темно-зеленый, по *Np* светло-зеленый; схема абсорбции: $Ng \geqslant Nm > Np$; *Ng—Np* 0,018, 0,020, 0,023; $-2V$ 68, 78, 80°; по краям роговая обманка иногда замещена биотитом или хлоритом. Эпидот-цоизит образует землистые агрегаты среди зерен плагиоклаза и биотита: иногда ксеноморфные зерна эпидота заполняют пространство между плагиоклазом и железисто-магнезиальным силикатом.

Количественно-минеральный и химический составы породы приведены в таблицах 65 и 66.

Таблица 65

Количественно-минеральный состав кварцевого монцонита горы Чумкузба

Минералы	Состав			
	1	2	3	Среднее
Кварц	22	16	22	20
Плагиоклаз	33	36	26	32
Анортоклаз	25	10	20	17
Биотит	7	5	6	6
Роговая обманка	12	29	26	23
Хлорит	—	2	—	1
Эпидот-цоизит	1	—	—	Мало
Акцессорные	Мало	2	—	1
Сумма	100	100	100	100

1—3—номера образцов породы, подвергшихся подсчету.

Таблица 66

Химический состав кварцевого монцонита горы Чумкузба

(Аналитик В. И. Кобиашвили)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	57,83	CaO	6,40
TiO_2	0,51	Na_2O	3,94
Al_2O_3	17,15	K_2O	2,28
Fe_2O_3	3,09	P_2O_5	0,04
FeO	4,43	H_2O^-	0,58
MnO	0,18	H_2O^+	0,51
MgO	3,01		
		Сумма	99,95

Интрузия кварцевого и оливинового габбро. Первый выход интрузии имеется на западном склоне горы Чумкузба, у сел. Дерекей. В краевой части ее развито мелкозернистое кварцевое габбро, в средней — сравнительно крупнозернистое оливиновое габбро.

Кварцевое габбро. Состоит из полностью пелитизированного плагиоклаза, амфиболизированного пироксена, хлоритизированного биотита в небольшом количестве и акцессорно рудного минерала.

Количественно-минеральный состав породы приведен в табл. 67.

Таблица 67

Количественно-минеральный состав кварцевого габбро горы Чумкузба (первый выход)

Минералы	Состав
Кварц	2
Плагиоклаз	72
Роговая обманка и хлорит	24
Рудный	2
Сумма . . .	100

Оливиновое габбро. Порода гипидиоморфной структуры, близкой к офитовой. Состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, оливина и биотита, а также иддингсита, серпентина, магнетита и хлорита. Иногда встречается калишпат. Плагиоклаз (№ 53—70) представлен идиоморфными, свежими, часто округлыми кристаллами. Биотит образован по оливину. Роговая обманка возникла за счет моноклинного пироксена; плеохроизм от зеленовато-бурого до светло-желтого цвета; *cNg* 20°. Моноклинный пироксен (авгит) образует идиоморфные зерна; *cNg* 40—45°; *2V* 46,50°. Оливин иногда свежий; *2V* 68, 84°; часто замещен иддингситом и серпентином с выделением магнетита.

Количественно-минеральный и химический составы породы приведены в таблицах 68 и 69.

Другой выход кварцевого габбро находится на восточном склоне горы Чумкузба.

Порода в основном крупнозернистая темная, изредка попадаются сравнительно светлые участки.

Темная разновидность габбро характеризуется гипидиоморфной структурой. Состоит из плагиоклаза, роговой обманки, моноклинного пироксена, биотита и рудного минерала. Средняя величина зерен 0,8 *мм*. Плагиоклаз свежий, иногда зональный; в центре обнаруживает № 67—68, на периферии — № 47—50. Роговая обманка отличается слабым плеохроизмом от светло-зеленого до светло-желтого цвета; образовалась за счет моноклинного пироксена; *cNg* 15°; —*2V* 73°. Моноклинный пироксен большей частью подвергнут амфиболизации; *cNg* 37—45°, *2V* 46—57°. Биотит бурого цвета; является продуктом преобразования моноклинного пироксена; связан с рудным минералом.

Светлая разновидность габбро отличается от описанной увеличением содержания плагиоклаза и появлением в незначительном количестве кварца, заполняющего пространство между остальными минералами. Биотит большей частью свежий, местами хлоритизирован, изредка кальцитизирован.

Количественно-минеральный состав породы приведен в табл. 70.

Интрузии габбро-диоритового порфирита. На западном склоне горы Чумкузба, недалеко от вершины находятся два выхода габбро-диоритового порфирита.

Нижний выход. Порода серая, содержащая гидроокислы железа и пирит. Структура полнокристаллическая, порфировая. Основная масса состоит из плагиоклаза (№ 56—75), биотита, моноклинного

Таблица 68

Количественно-минеральный состав оливинового габбро горы Чумкузба (первый выход)

Минералы	Состав		
	1	2	Среднее
Кварц	Мало	—	Мало
Плагиоклаз	43	58	51
Анортоклаз	14	—	7
Биотит	4	2	3
Роговая обманка	5	1	3
Моноклинный пироксен	28	33	31
Оливин	2	4	3
Хлорит	2	—	1
Второстепенные	2	2	1
Сумма	100	100	100

1 — кварц-калишпатовое оливиновое габбро юго-западного склона горы Чумкузба;
2 — оливиновое габбро западного склона горы Чумкузба.

Таблица 69

Химический состав оливинового габбро горы Чумкузба (первый выход)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	50,95	CaO	10,93
TiO_2	1,14	Na_2O	1,08
Al_2O_3	16,30	K_2O	2,70
Fe_2O_3	5,88	P_2O_5	0,03
FeO	4,13	H_2O^-	0,18
MnO	0,12	H_2O^+	0,43
MgO	6,33		
		Сумма	100,38

Таблица 70

Количественно-минеральный состав габбро горы Чумкузба (второй выход)

Минералы	Состав		
	1	2	Среднее
Кварц	—	Мало	Мало
Плагиоклаз	49	90	69
Биотит с хлоритом	1	4	2
Роговая обманка	89	6	23
Моноклинный пироксен	11	—	6
Рудный	Мало	Мало	Мало
Сумма	100	100	100

1 — темная разновидность габбро;
2 — светлая разновидность габбро.

пироксена (cNg 43°), хлорита, апатита, пирита и изредка — роговой обманки. Порфировые вкрапленники представлены зональным плагиоклазом, обнаруживающим в центре № 57—75, в краевой зоне — № 27, кварцем и в небольшом количестве амфиболизированным пироксеном.

Верхний выход. Мощность жильного тела 1—1,5 *м*. Структура порфировая. Основная масса состоит из мелких лейст и призм плагиоклаза, редких зерен кварца и хлоритизированного биотита; встречается роговая обманка и пирит. Порфировые вкрапленники величиной до 1,5—2 *мм* представлены плагиоклазом, часто зональным (в центре № 60, в краевой зоне № 27) и моноклинным пироксеном, почти полностью замещенным роговой обманкой и хлоритом.

Гранитоидная интрузия южного выхода ущелья р. Келасури

Интрузия развита по обоим берегам р. Келасури; длина выхода достигает 2 *км*. Она трансгрессивно перекрывается нижнемеловыми известняками, залегая в байосской вулканогенно-осадочной свите.

В состав интрузии входят гранитоиды двух разновидностей: биотит-роговообманковые и биотитовые аплитовидные. В количественном отношении последние играют подчиненную роль.

Биотит-роговообманковые гранитоиды. Порода имеет серый или розовый цвет. В серых разностях полевые шпаты свежие, в розовых пелитизированные. В центральной части интрузии нередко встречаются перекристаллизованные ксенолиты вмещающих пород.

Структура породы гипидиоморфная; величина зерен 2 *мм*. Состоит она из кварца, плагиоклаза, анортоклаз-пертита и роговой обманки; второстепенные минералы — апатит и магнетит. По трещинкам наблю-

Таблица 71

Количественно-минеральный состав биотит-роговообманковых гранитоидов южного выхода ущелья р. Келасури

Минералы	Состав					
	1	2	3	4	5	Среднее
Кварц	39	28	41	26	23	32
Анортоклаз	15	22	15	24	25	20
Плагиоклаз	40	43	27	34	35	36
Биотит	3	3	11	4	10	6
Роговая обманка	3	4	5	12	6	6
Второстепенные	—	Мало	1	—	1	Мало
Сумма	100	100	100	100	100	100

1—5 — номера образцов породы, подвергшихся подсчету.

Таблица 72

Химический состав биотит-роговообманкового гранитоида южного выхода ущелья р. Келасури

(Аналитик В. И. Кобиашвили)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	65,18	MgO	1,43
TiO_2	0,41	CaO	3,61
Al_2O_3	17,52	Na_2O	2,01
Fe_2O_3	1,76	K_2O	2,40
FeO	3,38	H_2O^-	0,56
MnO	0,06	H_2O^+	0,55
		Сумма	100,06

дается пиритизация; зона пиритизации мощностью до 0,7 *м* связана с кварцем; плагиоклаз и анортоклаз полностью замещены серицитом, биотит-мусковитом и рудным минералом.

Кварц характеризуется более или менее волнистым погасанием. Плагиоклаз представлен идиоморфными, обычно зональными кристаллами, в центре № 40—42, в краевой зоне—альбитом. Анортоклаз-пертит имеет следующие константы: *PNg* 80°, *PNm* 10°, *PNp* 90°, —2*V* 54°. Роговая обманка обыкновенная; *cNg* = 19°.

Количественно-минеральный и химический составы биотит-роговообманковых гранитоидов приведены в таблицах 71 и 72.

Биотитовый аплитовидный гранитоид. Порода по составу почти полностью соответствует Келасурской интрузии.

Количественно-минеральный состав биотитового аплитовидного гранитоида приведен в табл. 73.

Таблица 73

Количественно-минеральный состав биотитового аплитовидного гранитоида южного выхода ущелья р. Келасури

Минералы	Состав			
	1	2	3	Среднее
Кварц	26	29	32	29
Плагиоклаз	36	26	30	31
Анортоклаз	35	43	33	37
Биотит	3	2	5	3
Магнетит	Мало	Мало	Мало	Мало
Сумма	100	100	100	100

1—3 — номера образцов породы, подвергшихся подсчету.

Гранитоидная интрузия северного выхода ущелья р. Келасури

Площадь данной интрузии достигает 80 *км*^{2}; форма залегания штоковая. Интрузия сложена в основном крупнозернистыми биотит-роговообманковыми гранитоидами, но имеются и аплитовидные разности. Гранитоид принимает более основной характер вблизи контакта с лейасовыми песчаниками и сланцами и байосской порфиритовой серией. Структура породы гипидиоморфная во внутренней части интрузии и порфировидная в краевой части. Вмещающие породы преобразованы в роговики. Вблизи контакта интрузия содержит многочисленные ксенолиты. Местами в интрузии обнаруживается параллелепипедальная отдельность.

Интрузия пересечена разнообразными жильными породами: аплитами, пегматитами, кварцевыми порфиритами и диабазами, а также кварцевыми и кальцитовыми жилами, содержащими пирит, халькопирит, галенит и сфалерит. Различаются две разновидности — светлая и темная.

Породы светлой разновидности интрузии. Структура пород преимущественно гипидиоморфная, иногда монцонитовая. Состоят они из кварца, анортоклаза, плагиоклаза, биотита и роговой обманки; акцессорные минералы: апатит, рудный, циркон, рутил и ортит, обнаруженный в двух шлифах; вторичные минералы: кальцит, хлорит, эпидот-цоизит, магнетит, серицит и пелитовое вещество.

Кварц алломорфный, иногда с нитевидными включениями рутила; величина зерен 0,8×1,5 *мм*. Анортоклаз (—2*V* 50—60°) образует простые двойники, местами включен в идиоморфный плагиоклаз, часто микропегматитово сращен с кварцем; величина зерен: от 0,2×0,5 до

1,5×1,9 *мм*. Плагиоклаз (№ 40—47) часто полисинтетически сдвойникован, иногда зонален; то свежий, то заметно серицитизированный, эпидотизированный и частично карбонатизированный; последний процесс затрагивает главным образом центральную часть интрузии. Биотит представлен неправильными листочками; схема абсорбции: $Ng > Nm > Np$. Роговая обманка имеет вид удлиненных и сдвойникованных кристаллов; переходит как в биотит, так и в хлорит; cNg 16—20°, $2V$ 69—72°. Циркон и апатит представлены хорошо очерченными кристаллами, включенными в биотит и плагиоклаз.

Химический состав гранитоидов светлой разновидности приведен в табл. 74.

Таблица 74

Химический состав гранитоидов светлой разновидности северного выхода ущелья р. Келасури

(Аналитики Н. Заркуа, Шаврова и В. Егоров)

Окислы	Состав			Окислы	Состав		
	1	2	3		1	2	3
SiO_2	69,98	69,08	66,89	Na_2O	2,91	2,78	3,17
TiO_2	0,27	0,33	0,56	K_2O	3,62	4,69	3,08
Al_2O_3	15,77	15,70	15,88	SO_3	0,24	—	—
Fe_2O_3	0,72	2,33	1,74	CO_2	—	0,60	—
FeO	2,53	0,65	2,43	P_2O_5	0,15	—	—
MnO	—	0,05	0,11	H_2O^-	0,19	0,23	0,38
MgO	0,96	0,60	1,15	H_2O^+	0,42	0,27	0,93
CaO	2,65	2,85	3,49	Сумма	100,41	100,16	99,81

1—3 — номера образцов породы, подвергшихся анализу.

Аплитовидные граниты. Эти породы образуют внутри массива крупные участки. Выходы их встречаются у сел. Верхний Келасури и на тропинке, ведущей к сел. Бурджа. Породы характеризуются плитняковой отдельностью, тонкозернисты, в значительном количестве содержат биотит. От жильных аплитов отличаются только формами залегания. Замечается постепенный переход аплитовидных гранитов в порфировидную и равномернозернистую разности.

Макроскопически аплитовидные граниты мелкокристаллические, розовые или желтоватые (в выветрелой части).

Структура их гипидиоморфная, с наклонностью к микропегматитовой и порфировидной. Основная масса породы состоит из кварца и пертитового и микропегматитового анортоклаза; в подчиненном количестве присутствуют плагиоклаз (№ 27) и биотит, совершенно свежие или заметно серицитизированные и хлоритизированные; в анортоклазе наблюдаются бурые продукты разложения. Порфировидные выделения представлены плагиоклазом и кварцем; биотит образует скопления.

Средний количественно-минеральный и химический составы породы приведены в табл. 75 и 76.

Гранит-порфиры. Эти породы обнажаются южнее горы Большой Схапач, на склоне горы Амляр, у истоков рек Беули и Джехлендери. В эндоконтакте они имеют розовый и серый цвет; выветрелые разновидности желтоватого цвета. Невооруженным глазом можно различить полевой шпат, биотит, роговую обманку, иногда кварц.

Структура породы порфировая, полнокристаллическая, часто пегматоидная.

Таблица 75

Количественно-минеральный состав аплитовидного гранита

Минералы	Состав
Кварц	38
Анортоклаз	42
Плагиоклаз	17
Биотит	3
Сумма . . .	100

Таблица 76

Химический состав аплитовидного гранита северного выхода ущелья р. Келасури

(Аналитик Н. Х. Адинян)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	75,36	CaO	0,58
TiO_2	0,20	Na_2O	2,27
Al_2O_3	11,43	K_2O	5,07
Fe_2O_3	1,22	P_2O_5	0,08
FeO	0,50	H_2O^-	0,23
MnO	0,03	H_2O^+	1,70
MgO	1,29	Сумма	100,04

Основная масса состоит из кварца и анортоклаза. Фенокристаллы представлены кварцем, анортоклазом, биотитом и роговой обманкой; акцессорные минералы — апатит, циркон, пирит, магнетит и рутил в виде спутанных нитей, находящихся в кварце; вторичные минералы — хлорит, эпидот, цоизит, лимонит, серицит и пелитовое вещество.

Кварц образует алломорфные зерна; иногда кристаллы имеют идеальные бипирамидальные формы; в последнем случае кварц всегда корродирован. Анортоклаз встречается в виде алломорфных, реже — удлиненных идиоморфных кристаллов; часто корродирован, причем вокруг него образуются причудливые формы, напоминающие микропегматитовые срастания; всегда пертитизирован и слегка пелитизирован; $-2V_{(2)}$ 47, 48, 50°. Плагиоклаз (андезин № 47) образует свежие идиоморфные полисинтетически сдвойникованные и зональные кристаллы; последние в ядре часто серицитизированы и пелитизированы. Биотит и роговая обманка содержатся в небольшом количестве. Биотит сильно хлоритизирован; связан с рудным минералом. Роговая обманка (*cNg* 18°) биотитизирована; биотит же в свою очередь хлоритизирован, эпидотизирован и цоизитизирован. В трещинах породы содержатся скопления новообразованного пирита, а также кварц и полевой шпат. За счет пирита происходит образование гидроокислов железа, которые придают породе желтоватую окраску.

Породы темной разновидности интрузии. Характеризуются мелкозернистостью и большим содержанием железисто-магнезиальных сили-

катов. Распространены главным образом в краевой части интрузии вблизи контакта с вмещающими породами. Широкая полоса обнажается на правом берегу р. Келасури, в окрестностях горы Чумкузба. Цвет пород розовато- и темно-серый; они богаты в той или иной степени преобразованными ксенолитами вмещающих основных магматических пород.

Структура пород монцонитовая, иногда порфировидная, при этом отдельные минералы достигают больших размеров. Порода состоит из кварца, плагиоклаза, анортоклаза, роговой обманки, биотита и акцессориев — апатита, циркона, ортита и рудного минерала; вторичные минералы — хлорит, эпидот, кальцит.

Кварц алломорфный со слегка волнистым погасанием, часто с включениями идиоморфных кристаллов плагиоклаза. Плагиоклаз представлен двумя генерациями — мелкими идиоморфными кристаллами, включенными в кварц и анортоклаз, и порфировидными, всегда зональными, иногда серицитизированными кристаллами. Анортоклаз алломорфный, заметно пелитизированный, образует простые двойники с пертитовой структурой. Биотит часто в виде мелких листочков, обычно свежий, иногда хлоритизированный. Апатит образует игольчатые кристаллы. Ортит большей частью включен в биотит; имеет неправильные очертания темного цвета.

Количественно-минеральный и химический составы пород приведены в таблицах 77 и 78.

Таблица 77

Количественно-минеральный состав гранитоидов темной разновидности северного выхода ущелья р. Келасури

Минералы	Состав		
	1	2	Среднее
Кварц	31	26	28
Плагиоклаз	40	44	42
Анортоклаз	15	13	14
Биотит	9	9	9
Роговая обманка	4	7	6
Второстепенные	1	1	1
Сумма	100	100	100

1—2—номера образцов пород, подвергшихся подсчету.

Таблица 78

Химический состав гранитоида темной разновидности северного выхода ущелья р. Келасури

(Аналитик Н. Заркуа)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	66,11	CaO	4,09
TiO_2	0,43	Na_2O	2,75
Al_2O_3	16,66	K_2O	2,47
Fe_2O_3	2,21	SO_3	0,24
FeO	2,75	P_2O_5	0,19
MnO	0,07	H_2O^-	0,15
MgO	1,44	H_2O^+	0,63
		Сумма	100,19

Экзоконтактовые породы. Вмещающая интрузии байосская вулканогенно-осадочная свита преобразована в роговики.

Структура этих пород роговиковая. Состоят они из кварца, плагиоклаза, биотита, пирита, апатита и пелитового вещества; в некоторых шлифах встречается серицит. По мере удаления от контакта количество новообразованных минералов уменьшается; вблизи контакта роговики инъецированы жилами гранита мощностью до 1 *м*. Контактовая зона сильно обогащена пиритом, который выделяется в бесчисленных трещинах породы, иногда же образуя большие массы. В результате инъекций происходит мигматизация вмещающих пород. Гранит апофиз в зальбандовой части мелкозернистый, местами пегматитовый, к центру зерна укрупняются. Более крупные кристаллы плагиоклаза и биотита придают породе порфировидный облик. Кварц с едва волнистым погасанием, местами оплавлен; в отдельных случаях образует микропегматитовые срастания с анортоклазом, встречающимся в небольшом количестве. Плагиоклаз представлен крупными идиоморфными кристаллами, полисинтетически сдвойникован, зонален, заметно серицитизирован. Биотит довольно свежий, иногда заметно хлоритизированный, с выделениями магнетита; в центре жилы образует крупные листочки. Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом, вторичные — серицитом, мусковитом и частично хлоритом.

Различаются роговики двух типов: кварц-серицитовые и кварц-биотитовые с щелочным полевым шпатом. Последние образуются в непосредственном контакте с интрузией. По удалении от контакта щелочной полевой шпат и биотит уступают место серициту.

Ксенолиты. Ксенолиты в гранитоидах широко развиты; размер их достигает 1—5 *м*. Особенно часто ксенолиты встречаются вблизи контакта с вмещающими породами, иногда количество их настолько увеличивается, что лейкократовый материал начинает играть роль цемента. Такая картина наблюдается, например, в породах ущелья р. Нижний Схапач. Здесь ксенолиты равномернозернистые, нередко имеют монцонитовую структуру; по составу они более основные, чем вмещающие гранитоиды. Состоят они из кварца, анортоклаза, обыкновенной роговой обманки, биотита и акцессориев — пирита и апатита. Кварц представлен мелкими зернами с ровным погасанием. Анортоклаз алломорфный, обычно свежий. Плагиоклаз также свежий, образует зональные, неправильные или идиоморфные призмы и лейсты с округлыми краями; состав обычно соответствует № 70, реже № 40. Роговая обманка местами замещена биотитом.

Менее преобразованные ксенолиты дают возможность определить исходную породу. Таковыми являются габбро-порфириты, их туфы, песчаники и глинистые сланцы. Макроскопически они плотные, серовато-зеленого цвета. В шлифе наблюдается сочетание роговиковой и реликтовой структур. Роговиковая основная масса порфиритов состоит из кварца, анортоклаза, кислого плагиоклаза, мелкоагрегатного биотита, хлорита и рудного минерала, а порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом. Ксенолиты горы Большой Схапач и широтных притоков р. Келасури, как правило, сильно преобразованы, состоят из микролитов (№ 46, 47) и лейст плагиоклаза, кварца, свежего биотита, роговой обманки (*cNg* 17°), щелочного полевого шпата и магнетита. Плагиоклаз свежий или сильно серицитизированный, с корродированными краями. Содержание биотита и роговой обманки в некоторых ксенолитах достигает 50%.

Ксенолиты горы Чумкузба отличаются гипидиоморфной неравномернозернистой структурой. Состоят из плагиоклаза 53%, роговой обманки 37%, кварца 4% и биотита 6%.

Ксенолиты туфов встречены в обнажениях ущелья р. Келасури. Макроскопически это плотные темные породы зеленоватого цвета с пор-

фировидными зернами вторичного кварца и остатками вкрапленников полевого шпата и моноклинного пироксена. Часты выделения пирита. В сильно перерожденной мелкозернистой основной массе содержатся кварц, хлорит, уралит, биотит и кальцит. Плагиоклазовые вкрапленники почти полностью карбонатизированы и частично цеолитизированы. Моноклинный пироксен полностью замещен хлоритом, кальцитом и рудными выделениями. В ассоциации с последними встречается биотит.

Ксенолиты песчаников и глинистых пород полностью ороговикованы, состоят из кварца, серицитизированного плагиоклаза и зеленого биотита.

Аплиты и пегматиты. Массив во многих местах (гора Большой Схапач) пересечен аплитовыми и пегматитовыми жилами мощностью обычно от 10 до 20 *см*, редко 3—4 *м*, еще реже 20—25 *м*. Местами эти жилы разветвляются. Замечено два направления жил: приблизительно широтное и меридиональное. Обычно аплиты и пегматиты встречаются совместно. Аплитовые жилы прослеживаются во многих местах ущелья р. Келасури. Их мощность колеблется от 2—3 *см* до 15—20 *м*.

Макроскопически аплиты розового или телесного цвета. Структура их панидиоморфная, гранофировая и микропегматитовая. Состоят они из кварца, анортоклаза, плагиоклаза, биотита в небольшом количестве, редких мелких чешуек мусковита и магнетита. Кварц обычно мелкозернистый с волнистым погасанием, иногда с включениями мелких кристаллов альбита. Анортоклаз пертитизированный и мутноватый; хорошо видны трещины спайности; иногда обнаруживаются микропегматитовые срастания с кварцем; встречаются простые двойники; $-2V$ 40, 51, 56, 60, 61°. Плагиоклаз (№ 15—32) полисинтетически сдвойникованный и серицитизированный.

В зальбандах пегматитовых жил встречаются крупные скопления биотита. Эти жилы иногда образуют раздувы, почти всегда связанные с висячим боком. Длина раздувов не превышает 3—4 *м*, а ширина 0,5 *м*. Выходы жил такого типа обнаружены у горы Большой Схапач, на тропинке, ведущей к местности Атиха. Лежачий бок жилы обычно состоит из аплита, который выше, на месте раздува, переходит в письменный гранит, затем — в крупнозернистый пегматит и еще выше — снова в письменный гранит. Ширина последней зоны незначительна; в таком случае крупнозернистый пегматит контактирует непосредственно с гранитом. Кварц обычно выделяется в центральной части раздува, он трещиноватый и мутный. Анортоклаз-пертит с хорошо проявленными трещинами спайности, с $-2V_{(z)}58°$; заметно пелитизирован. Альбит полисинтетически сдвойникован и сильно серицитизирован; содержится в меньшем количестве, чем кварц или анортоклаз-пертит. Биотит хлоритизирован, присутствует в малом количестве. Хлорит образует самостоятельные чешуи. Магнетит представлен мелкими кристаллами.

В пегматитах присутствует цериевый эпидот (ортит), который выделяется в крупнозернистой зоне пегматита в виде призматических кристаллов 1,5—2 *см* в длину и 0,8 *см* в поперечнике. Цвет его черный, излом раковистый, блеск жирный, плеохроизм от буровато- до желтовато-коричневого. По краям минерала имеются выделения гидроокислов железа, которые проникают в соседние минералы и придают им буровато-красную окраску. По неполному химическому анализу ортита из пегматита SiO_2 составляет 33,21%, а сумма редких земель 27,79%.

Жилы кварца и кальцита. Во многих местах гранитоидной интрузии ущелья р. Келасури развиты жилы кварца, кальцита и пирита. Чистый кварц встречается редко; обычно он содержится вместе с кальцитом и пиритом. Мощность жил обычно не превышает 2—3 *см*, иногда достигая 0,7 *м*. Простираются жилы преимущественно меридионально.

В ущелье р. Ахупач и в других местах обнаружены жилы пирита мощностью 2 *см*, местами с галенитом, сфалеритом и халькопиритом.

Большие скопления пирита попадаются в контактовых зонах в ущелье р. Лапазлуки. Он выделяется во вмещающих сланцах, а также в эндоконтакте гранитоидов.

Жилы кварцевых порфиритов. В нескольких местах гранитоиды пересекаются жилами кварцевого порфирита мощностью 0,5—0,8 *м*. Подобные жилы секут также байосские туфобрекчии. Их простирание в большинстве случаев меридиональное. Порода темно-серого цвета, с видимыми порфировыми вкрапленниками темно-зеленого моноклинного пироксена, светло-серого плагиоклаза и кварца. Основная масса состоит из стекловатого базиса, микролитов плагиоклаза, моноклинного пироксена, кварца и в небольшом количестве зерен магнетита. Порфировые вкрапленники представлены кварцем, плагиоклазом (битовнит), удлиненными кристаллами моноклинного пироксена с cNg 35—36° и биотитом. Все перечисленные минералы корродированы. В виде акцессориев присутствуют магнетит и апатит; из вторичных минералов — эпидот-цоизит, кальцит и хлорит.

Жилы диабаза. Жила диабаза встречена в интрузиве в ущелье р. Нижний Схапач, несколько ниже ее крупного правого притока. Мощность жилы 0,6 *м*, простирание меридиональное, падение крутое. Порода пористая, темно-серая, поры выполнены кальцитом. Структура породы офитовая. Состоит она из плагиоклаза, хлорита, рудного минерала и кальцита. Плагиоклаз идиоморфный, образует удлиненные призматически сдвойникованные и сравнительно свежие кристаллы. Хлорит образует радиально-лучистые кристаллы, обнаруживающие низкие цвета интерференции. Много зерен рудного минерала.

Интрузии кварц-анортоклазового габбро и кварцевого диорита верховьев р. Келасури

В верховьях р. Келасури, среди байосских туфобрекчий, обнажается несколько мелких интрузий основного состава. Наиболее крупная из них находится на левом склоне ущелья р. Келасури. Макроскопически порода среднезернистая, темно-серого цвета.

Среди интрузий встречаются породы двух типов: кварц-анортоклазовое габбро и кварцевый диорит.

Кварц-анортоклазовое габбро. Структура монцонитовая, иногда близка к габбровой. Порода состоит из кварца, анортоклаза, плагиоклаза, биотита в небольшом количестве, роговой обманки и моноклинного пироксена, хлорита, пренита, эпидот-цоизита и акцессориев — апатита, ильменита.

Кварц встречается в виде округлых зерен среди плагиоклаза и железисто-магнезиальных минералов; имеет волнистое погасание; в некоторых шлифах явно вторичный; заполняет пустоты и трещины в породе. Анортоклаз обычно пелитизированный. Образует пертитовые и гранофировые срастания (—2 V 48, 62°). Плагиоклаз (№ 52) полисинтетически сдвойникован, иногда зонален; часто сильно разрушен — замещен глинисто-серицитовым и соссюритовым агрегатом. Нередко пренитизирован и альбитизирован. Моноклинный пироксен представлен амфиболизированными и хлоритизированными кристаллами бледно-зеленого цвета со слабым плеохроизмом; cNg 36—46°, $2V$ 50, 55°. Роговая обманка образовалась за счет моноклинного пироксена; плеохроизм в зеленых тонах; схема абсорбции: $Ng \geqslant Nm > Np$; $Ng—Np$ 0,016, 0,017; cNg 18°; $—2V$ 80°. Хлорит образован за счет моноклинного пироксена, роговой обманки и биотита; плеохроизм в зеленых тонах. Эпидот-цоизит в виде мелких округлых зерен, которые вместе с глинистым продуктом входят в соссюрит. Пренит образует призмы и лучистые агрегаты; замещает плагиоклаз, а также заполняет трещины в породе.

Количественно-минеральный состав породы приведен в табл. 79.

Таблица 79

Количественно-минеральный состав кварц-анортоклазового габбро верховьев р. Келасури

Минералы	Состав	Минералы	Состав
Кварц	6	Хлорит	10
Анортоклаз	2	Пренит	5
Плагиоклаз	50	Второстепенные	2
Моноклинный пироксен	25	Сумма	100

Кварцевые диориты. Структура гипидиоморфная с одинаковым идиоморфизмом плагиоклаза и железисто-магнезиальных минералов. Порода состоит из плагиоклаза (№ 34), моноклинного пироксена, роговой обманки, биотита в небольшом количестве, а также хлорита, пренита, эпидот-цоизита и акцессориев — апатита, циркона, ильменита. По характеру минералы аналогичны таковым описанного выше габбро; исключение составляет плагиоклаз, в данной породе имеющий более кислый состав.

Количественно-минеральный состав породы приведен в табл. 80.

Таблица 80

Количественно-минеральный состав кварцевого диорита верховьев р. Келасури

Минералы	Состав
Кварц	8
Плагиоклаз	48
Моноклинный пироксен	6
Роговая обманка	7
Хлорит	16
Пренит	12
Второстепенные	3
Сумма	100

Гранитоидная интрузия местности Линча

В ущелье р. Джампал (крупный приток р. Кодори) обнажается несколько интрузивных тел, одно из них — в местности Линча. Вмещающие породы — байосская вулканогенно-осадочная свита. Интрузии представляют два вытянутых в широтном направлении тела площадью приблизительно 700—750 $м^2$.

Макроскопически порода среднезернистая, розового, иногда темно-серого цвета, содержит кварц, полевой шпат и железисто-магнезиальный минерал. Структура гипидиоморфная. Состоит порода из кварца, анортоклаза, плагиоклаза, биотита, моноклинного пироксена, роговой обманки, а также хлорита, эпидота, серицита и акцессориев — циркона, рудного минерала.

Кварц алломорфный; имеет слабое волнистое погасание; величина зерен от 0,23×0,35 до 0,72×0,92 *мм*. Анортоклаз алломорфный, пелитизированный, редко свежий —$2V_{(2)}$ 62°; величина зерен 0,75×1,00 *мм*. Плагиоклаз (№ 32, 40) образует хорошо ограниченные полисинтетически сдвойникованные кристаллы, серицитизирован, частично пелитизирован, редко эпидотизирован и соссюритизирован. Биотит обычно свежий, частично хлоритизированный, плеохроизм в коричневых тонах; по-видимому, образован за счет роговой обманки; величина чешуй 0,80×1,00 *мм*.

Количественно-минеральный состав породы приведен в табл. 81.

Таблица 81

Количественно-минеральный состав гранитоида местности Линча

Минералы	Состав			
	1	2	3	Среднее
Кварц	10	20	15	15
Анортоклаз	26	23	28	25
Плагиоклаз	51	44	44	46
Биотит	2	2	1	3
Моноклинный пироксен	3	4	4	3
Роговая обманка	5	4	5	5
Акцессорные	1	1	1	1
Вторичные	2	2	2	2
Сумма . . .	100	100	100	100

1—3 — номера образцов породы, подвергшихся подсчету.

Интрузия кварц-анортоклазового габбро местности Баргана

Интрузия обнажается на правом берегу р. Джампал в местности Нижняя Баргана, расположенной в 15 *км* к северу от сел. Георгиевск. Залегает она в байосской вулканогенно-осадочной свите; площадь обнажения 1—1,5 *км*^{2}.

В породе невооруженным глазом различаются полевой шпат, редкие зерна кварца и темноцветный силикат. Структура монцонитовая. Некоторые кристаллы плагиоклаза выделяются своей величиной, придавая породе порфировидный облик. Состоит порода из кварца, анортоклаза, плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, биотита, эпидота, хлорита, серицита, мусковита, кальцита и акцессориев — циркона и рудного минерала.

Кварц алломорфный, имеет слабое волнистое погасание, величина зерен 0,40×0,64 *мм*. Анортоклаз также алломорфный или образует изометрические зерна, большей частью свежий, иногда слабо пелитизированный; —$2V_{(2)}$ 59°; величина зерен до 0,44 *мм*. Плагиоклаз (№ 45, 52) полисинтетически сдвойникованный, часто пелитизированный и серицитизированный; величина кристаллов от 0,24×0,32 до 0,96×1,28 *мм*; порфировые выделения достигают 1,7×2,8 *мм*. Биотит представлен в небольшом количестве в виде листочков; плеохроизм по *Ng* темно-бурый, по *Np* соломенно-желтый; схема абсорбции: $Ng \geqslant Nm > Np$; часто видоизменен, обычно хлоритизирован; иногда в хлорите встречается дендритообразный ильменит, образовавшийся вместе с хлоритом, вероятно, за счет биотита; величина чешуй биотита от 0,22×0,34 до 0,47×0,62 *мм*, моноклинный пироксен бледно-зеленоватого цвета, большей частью амфиболизирован и хлоритизирован, реже эпидотизирован и карбонатизирован; cNg 38, 40, 41, 44°, 2 V 50, 52°; величина зерен 0,87×1,40 *мм*. Роговая обманка обыкновенная; встречается и актинoли-

товая разность; первая образует вытянутые призматические кристаллы; схема абсорбции ее: $Ng \geqslant Nm > Np$; cNg 16°; $-2V$ 72, 75°; плеохроизм в зеленых тонах; актинолитовая роговая обманка так же, как и обыкновенная, образовалась за счет моноклинного пироксена; плеохроизм ее по Ng желтовато-зеленый, по Np светло-желтый, абсорбция: $Ng > Nm > Np$; cNg 20°; $-2V$ 76, 78, 80°.

Количественно-минеральный и химический составы пород приведены в таблицах 82 и 83.

Таблица 82

Количественно-минеральный состав кварц-анортоклазового габбро местности Баргана

Минералы	Состав			
	1	2	3	Среднее
Кварц	7	11	8	9
Анортоклаз	1	4	1	2
Плагиоклаз	66	65	64	65
Биотит	3	2	4	3
Моноклинный пироксен	7	8	7	7
Роговая обманка	9	3	8	7
Акцессорные	2	3	2	2
Вторичные	5	4	6	5
Сумма . . .	100	100	100	100

1—3 — номера образцов породы, подвергшихся подсчету.

Таблица 83

Химический состав кварц-анортоклазового габбро местности Баргана

(Аналитик В. Бугианишвили)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	58,32	CaO	6,35
TiO_2	0,89	Na_2O	2,07
Al_2O_3	18,01	K_2O	2,89
Fe_2O_3	2,89	P_2O_5	0,17
FeO	4,20	SO_3	Нет
MnO	0,09	H_2O^-	0,39
MgO	3,42	H_2O^+	0,86
		Сумма	100,55

Гранитоидная и габброидная интрузия горы Гораб

Эта интрузия, наиболее крупная в Восточной Абхазии, целиком слагает вершины Гораб и Киркинали. Залегает она в байосской вулканогенно-осадочной свите и трансгрессивно перекрывается образованиями нижнего мела.

Горабская интрузия, аналогично Келасурской, состоит из двух самостоятельных выходов: северного — большого и южного — малого. Последний, возможно, тектонически оторван от первого. Центральную часть первого выхода слагают гранодиориты, краевую — кварцевые диориты; т. е. центральная часть этого выхода представлена более кислыми породами, чем краевая, так же как это имеет место в Келасурской интрузии.

Горабская интрузия и ее контактовая зона испещрены жилами аплитов и пегматитов.

Гранитоиды центральной части северного выхода. Порода крупно- и среднезернистая, светло-розового цвета, с различимыми полевым шпатом, кварцем, биотитом и роговой обманкой. Характерны ксенолиты.

Структура гипидиоморфная, переходящая в монцонитовую, иногда гранофировая. Порода состоит из кварца, анортоклаза, плагиоклаза, роговой обманки, моноклинного пироксена и биотита, а также хлорита, серицита, пренита, эпидота и акцессориев — апатита, циркона, рудного минерала, сфена, ортита (в одном случае), редко игл рутила.

Кварц алломорфный, иногда со слабоволнистым погасанием; величина зерен от 0,15×0,24 до 0,35×0,72 *мм*. Анортоклаз также алломорфный, в общем свежий, слегка пелитизированный, часто образует пертитовые срастания с плагиоклазом и гранофировые с кварцем; *Ng* 1,530; *Np* 1,522; константы анортоклаза по полюсу спайности (001): *Ng* 87; *Nm* 8; *Np* 82°; —2*V* 60, 62°; величина зерен достигает 1,2×2,1 *мм*. Плагиоклаз (№ 32—38) образует крупные идиоморфные полисинтетически сдвойникованные и зональные кристаллы; он свежий или сери-

Таблица 84

Средний количественно-минеральный состав гранитоида центральной части северного выхода горы Гораб

Минералы	Состав
Кварц	13
Анортоклаз	27
Плагиоклаз	47
Биотит	5
Роговая обманка	5
Моноклинный пироксен	Мало
Акцессорные	1
Вторичные	2
Сумма . . .	100

Таблица 85

Химический состав гранитоидов центральной части северного выхода горы Гораб

(Аналитики В. П. Еремеев и К. Сокова)

Окислы	Состав		Окислы	Состав	
	1	2		1	2
SiO_2	60,46	67,26	CaO	5,53	3,56
TiO_2	0,60	0,25	BaO	0,06	Нет
Al_2O_3	14,74	16,06	Na_2O	3,33	3,50
Fe_2O_3	4,58	0,92	K_2O	3,84	4,00
FeO	3,69	2,33	P_2O_5	0,18	0,35
MnO	0,06	0,09	H_2O^-	0,12	0,12
MgO	2,57	1,04	H_2O^+	0,41	0,51
			Сумма	100,17	99,99

1—2 — номера образцов пород, подвергшихся анализу.

цитизированный и соссюритизированный; величина зерен: 0,2×0,8; 2,0×1,3; 2,3×2,0 *мм*; редко 3,5×5,0 *мм*. Биотит представлен крупными чешуйками, включающими акцессорные минералы; местами замещен хлоритом; плеохроизм биотита по *Ng* темно-коричневый, по *Np* соломенно-желтый; схема абсорбции: *Ng>Nm>Np;* величина чешуек 1,7×2,0 *мм*. Роговая обманка образует вытянутые кристаллы; плеохроизм по *Ng* темно-зеленый, по *Np* желтовато-зеленый; схема абсорбции *Ng>Nm>Np; cNg* от 18 до 22°; —2*V* 75, 77°; *Ng—Np* 0,016—0,018; величина зерен от 0,8×1,5 до 0,5×0,9 *мм*. Моноклинный пироксен встречается редко, причем в виде реликтов в роговой обманке; *cNg* 88, 41, 45°; 2*V* 55°; величина зерен 0,85×1,10 *мм*.

Средний количественно-минеральный и химический составы пород приведены в таблицах 84 и 85.

Кварц-анортоклазовое габбро краевой части северного выхода. Порода серая, иногда желтовато-серая, мелкозернистая с различимыми крупными зернами полевого шпата, мелкими выделениями кварца и листочками биотита.

Структура гипидиоморфная. Состоит порода из кварца, анортоклаза, плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки и биотита, а также эпидота, хлорита, серицита, пелитового вещества и акцессориев — циркона, апатита, рудного минерала.

Кварц алломорфный; заполняет пространство между другими минералами; величина зерен колеблется от 0,14×0,27 до 0,45×0,72 *мм*. Анортоклаз свежий, иногда слегка пелитизированный; $-2V_{(z)}$ 58, 62°; часто образует крупные кристаллы; величина зерен 1,18 *мм*. Плагиоклаз (№ 35—52) представлен полисинтетически сдвойникованными и зональными кристаллами; серицитизирован, причем в ядре более интенсивно; величина зерен колеблется от 0,09×0,16 до 1,45×2,4 *мм*, что придает породе порфировидный оттенок. Биотит свежий; плеохроизм по *Ng* темно-коричневый, по *Np* соломенно-желтый; схема абсорбции: *Ng>Nm>Np*; величина чешуек достигает 1 *см*. Роговая обманка часто образует призматические кристаллы; плеохроизм нормальный; *cNg* 16°; величина зерен 0,65×1,44 *мм*. Моноклинный пироксен светло-желтоватого цвета, иногда амфиболизированный; величина зерен от 0,47×0,72 до 1,47×1,89 *мм*.

Средний количественно-минеральный и химический составы пород приведены в таблицах 86 и 87.

Гранитоиды южного выхода. Порода этого выхода среднезернистая, темно-серая, со значительным содержанием биотита. Состоит из кварца, анортоклаза, плагиоклаза, биотита и роговой обманки.

Кварц алломорфный. Анортоклаз также алломорфный; располагается между плагиоклазом и железисто-магнезиальным минералом. Плагиоклаз (30—31) свежий или разрушенный — серицитизированный либо соссюритизированный, с включениями биотита и рудного минерала. Биотит свежий; плеохроизм по *Ng* темно-коричневый, по *Np* желтоватый. Роговая обманка обладает резким плеохроизмом.

Средний количественно-минеральный состав породы приведен в табл. 88.

Ксенолиты. Ксенолиты распространены на периферии массива; обычно они полностью преобразованы; содержат привнесенный кварц, биотит, авгит и калиевый полевой шпат; наряду с этим полностью перекристаллизованы. По своему составу породы ксенолитов приближаются к кварцевым диоритам.

Моноклинный пироксен пород амфиболизирован; роговая обманка иногда волокнистая и приближается к тремолиту.

Гранитоид апофиз. Выходы этой породы встречаются в контактово-измененной зоне вулканогенно-осадочной свиты в северо-восточной части интрузии, вблизи гор Жургия и Ахсирхва.

Таблица 86

Средний количественно-минеральный состав кварц-анортоклазового габбро краевой части северного выхода горы Гораб

Минералы	Состав
Кварц	5
Анортоклаз	2
Плагиоклаз	62
Биотит	13
Роговая обманка	9
Моноклинный пироксен	6
Второстепенные	2
Вторичные	1
Сумма . . .	100

Таблица 87

Химический состав кварц-анортоклазового габбро краевой части северного выхода склона горы Гораб

(Аналитик Л. Тумилович)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	55,97	BaO	Нет
TiO_2	0,00	Na_2O	2,85
Al_2O_3	17,57	K_2O	2,27
Fe_2O_3	2,43	P_2O_5	0,33
FeO	5,12	SO_3	Следы
MnO	0,27	H_2O^-	0,14
MgO	3,39	H_2O^+	0,01
CaO	7,86	Сумма	100,11

Таблица 88

Средний количественно-минеральный состав гранитоида южного выхода горы Гораб

Минералы	Состав
Кварц	12
Анортоклаз	21
Плагиоклаз	47
Биотит	13
Роговая обманка	6
Рудный	Мало
Сумма . . .	100

Порода мелкозернистая, состоит главным образом из кварца, плагиоклаза, анортоклаза, биотита и роговой обманки. Кварц алломорфный. Анортоклаз также алломорфный; местами свежий, с пойкилитовыми включениями плагиоклаза. Биотит характеризуется плеохроизмом по *Ng* темно-коричневым, по *Np* светло-коричневым; местами пере-

ходит в хлорит. Роговая обманка волокнистая, образованная за счет моноклинного пироксена.

Средний количественно-минеральный состав породы приведен в табл. 89.

Таблица 89

Средний количественно-минеральный состав гранитоида апофиз гор Жургия и Ахсирхва

Минералы	Состав
Кварц	10
Анортоклаз	19
Плагиоклаз	52
Биотит	5
Роговая обманка	5
Хлорит	8
Рудный	1
Сумма	100

Жилы аплита. Эти жилы развиты преимущественно на восточной и южной периферии интрузии.

Порода (гора Жургия) состоит из кварца, анортоклаза и плагиоклаза. Кварц образует мелкие алломорфные зерна. Анортоклаз характеризуется показателем преломления: *Ng* 1,524±0,004, *Np* 1,521±0,004; *вероятно, он содержит 5—7% альбита. Плагиоклаз алломорфный и* сильно серицитизированный; показатель преломления: *Ng* 1,535±0,003, *Np* 1,526±0,003, что соответствует альбиту (№ 5). Порода содержит значительное количество хлорита, приуроченного к трещинам плагиоклаза. Встречаются вкрапленники рудного минерала.

Количественно-минеральный и химический составы породы приведены в таблицах 90 и 91.

Жилы пегматита. *Представлены небольшими телами.* Распространены меньше, чем аплитовые жилы. Порода крупнозернистая, светло-серая.

В шлифе наблюдается кварц, анортоклаз, плагиоклаз и акцессории — циркон, рудный минерал. Кварц встречается в виде срастаний с плагиоклазом и анортоклазом; величина зерен от 0,09×0,17 до 0,27×1,50 *мм*. Анортоклаз обычно образует свежие, изредка пелитизированные крупные кристаллы. *Плагиоклаз встречается реже,* чем анортоклаз; почти всегда серицитизирован и пелитизирован.

Экзоконтактовые породы. Эти породы хорошо обнажены на северном склоне горы Гораб; они прослеживаются на южной периферии интрузии, в северо-восточном склоне горы Линча.

Породы плотные, мелкозернистые, темно-серые с красноватым оттенком, слоистые, иногда обогащены кварцем, который в ряде случаев образует мелкие жилки.

Контактовое воздействие пород интрузии на породы осадочно-вулканогенной свиты байоса выражено в перекристаллизации основной массы порфиритов, принимающих роговиковую структуру. Породы обогащаются биотитом и роговой обманкой; иногда встречается рогово-обманково-биотит-пренитовый агрегат. Биотит образуется за счет моноклинного пироксена порфировых вкрапленников. Изредка выделяется *кордиерит.*

Вдоль р. Зи́ма интрузия контактирует с лейасовыми сланцами, среди которых встречаются линзы известняков, под влиянием интрузии переходящих в скарны, состоящие из диопсида, граната и волластонита. Порода крупнозернистая, заметны остатки кальцита. По мере

Таблица 90

Количественно-минеральный состав аплита горы Гораб

Минералы	Состав
Кварц	43
Анортоклаз	14
Плагиоклаз	41
Хлорит	2
Рудный	Мало
Сумма	100

Таблица 91

Химический состав аплита горы Гораб

(Аналитик В. П. Еремеев)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	75,63	CaO	0,65
TiO_2	Следы	BaO	0,18
Al_2O_3	12,44	Na_2O	3,77
Fe_2O_3	0,82	K_2O	4,77
FeO	0,19	P_2O_5	Нет
MnO	Следы	H_2O^-	0,53
MgO	0,32	H_2O^+	0,59
		Сумма	99,89

удаления от контакта уменьшается количество минералов скарна и увеличивается содержание кальцита. Из вторичных минералов встречается хлорит.

В глинистых сланцах контактовое изменение протекает следующим образом: в непосредственном контакте образуется мигматит, куда привносятся кварц, плагиоклаз (показатель преломления Ng' 1,545, Np' 1,539±0,001, что соответствует № 20), биотит, иногда роговая обманка и сфен. Роговиковые участки чередуются с участками гипидиоморфной и аплитовой структуры.

Роговики состоят из кварца, полевого шпата и биотита. Если порода содержит кальцит, то образуется диопсид, местами волластонит. Вдоль р. Джампал развиты турмалин-кордиеритовые роговики, иногда интенсивно пиритизированные.

Интрузия авгит-биотитового габбро-порфирита сел. Шапатквара

Эта интрузия обнажается вблизи сел. Шапатквара. Ввиду сильной задернованности условия ее залегания не устанавливаются.

Порода состоит из зонального основного плагиоклаза, моноклинного пироксена (*cNg* 46°; 2*V* 56°) и биотита; содержится также пирит. Микролиты плагиоклаза размером 0,05—0,10 *мм* заполняют пространство между порфировыми вкрапленниками плагиоклаза величиной

1,5—2 *мм*. Пироксен образует крупные кристаллы с пойкилитовыми включениями плагиоклаза.

Количественно-минеральный состав породы приведен в табл. 92.

Таблица 92

Количественно-минеральный состав авгит-биотитового габбро-порфирита окрестностей сел. Шапатквара

Минералы	Состав
Плагиоклаз	62
Моноклинный пироксен	31
Биотит	5
Пирит	2
Сумма . . .	100

Породы вулканогенно-осадочной свиты байоса под воздействием интрузии преобразуются в роговики, состоящие из сильно разрушенного плагиоклаза, кварца, моноклинного пироксена и биотита.

Интрузия кварц-анортоклазового габбро устья р. Зи́ма

Л. К. Конюшевский (1914) отнес породу этой интрузии к «серому гранито-диориту с малым содержанием кварца». Затем интрузия осматривалась Г. П. Агалиным, также не давшим ее описания. Впоследствии она была описана автором (1940).

Интрузия обнажается по Военно-Сухумской дороге, в 1 *км* от *р. Зи́ма. Длина выхода 100—200 м. Лежачий бок граничит с розо*выми и серыми тонкослоистыми меловыми известняками, висячий — с породами вулканогенно-осадочной свиты байоса. Вследствие плохой обнаженности проследить интрузию не удалось. Возможно, она представляет продолжение описанного В. П. Петровым и В. П. Еремеевым выхода у сел. Шапатквара.

Непосредственный контакт интрузии с нижнемеловыми известня*ками обнаружен не был, но в известняках, в 1 м от контакта найдены* обломки и отдельные минералы (анортоклаз, биотит и др.) интрузивной породы. На этом основании возрастным интервалом интрузии считается нижний мел — байос.

Макроскопически порода интрузии равномернозернистая, серого цвета. Структура монцонитовая. Состоит порода из кварца, анортоклаза, плагиоклаза, роговой обманки, биотита и акцессориев — магнетита, сфена, апатита, эпидота.

Кварц алломорфный, с ровным погасанием. Анортоклаз ксеноморфный, заполняет пространство между ранее выделившимися минералами, по сравнению с плагиоклазом более свежий; $2V$ 50, 60°; Ng 1,522±0,004; Np 1,515±0,004. Плагиоклаз (№ 52, 55, 57) образует призматические, слабо зональные, полисинтетически сдвойникованные кристаллы; иногда содержит антипертит; совершенно свежий или напо*ловину разрушенный с выделением серицита, изредка — эпидота* (соссюрита). Биотит образован за счет роговой обманки; плеохроизм по $Ng=Nm$ коричневый, по Np зеленовато-желтый, абсорбция обыкновенная. Роговая обманка вторичная; плеохроизм по Ng темно-зеленый, по Nm травянисто-зеленый, по Np желтовато-зеленый; схема абсорб-

ции: $Ng > Nm > Np$; cNg 15—19°; $-2V$ 74, 76°; показатели преломления: Ng 1,664±0,003; Np' 0,636±0,004; $Ng—Np$ 0,028±0,003.

Средний количественно-минеральный и химический составы пород приведены в таблицах 93 и 94.

Таблица 93

Средний количественно-минеральный состав породы кварц-анортоклазового габбро устья р. Зи́ма

Минералы	Состав
Кварц	3
Анортоклаз	9
Плагиоклаз	51
Биотит	6
Роговая обманка	24
Второстепенные (сфен, апатит, магнетит)	5
Вторичные (эпидот)	2
Сумма . . .	100

Таблица 94

Химический состав породы кварц-анортоклазового габбро устья р. Зи́ма

(Аналитик Г. М. Заридзе)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	51,35	CaO	8,23
TiO_2	0,78	Na_2O	2,52
Al_2O_3	20,37	K_2O	2,02
Fe_2O_3	1,92	P_2O_5	0,15
FeO	5,73	H_2O^-	0,22
MnO	0,43	H_2O^+	1,94
MgO	4,23	Сумма	99,89

Интрузия кварц-анортоклазового габбро местности Дауч

Вследствие плохой обнаженности определить форму залегания интрузии затруднительно; по-видимому, она представляет собой жилу. Общая площадь обнажения 20—30 *м*².

По своему составу порода интрузии аналогична таковой устья р. Зи́ма. Состоит она из сильно зонального плагиоклаза (в центре № 60—62, краевая зона № 5—6), моноклинного пироксена (cNg 46°; $2V$ 56°), биотита и анортоклаза, а также магнетита и хлорита. Все минералы сильно разрушены: плагиоклаз (особенно центральная часть) серицитизирован и соссюритизирован; моноклинный пироксен в большинстве случаев хлоритизирован. Биотит сравнительно свежий, обволакивает магнетит.

Экзоконтактовые породы представлены кварц-биотитовыми роговиками.

Кварц-оливиновое габбро р. Абгвиц. В Верхней Сванетии в верховьях р. Абгвиц (правый приток р. Эци) вблизи вершины Акибо среди пород байосской вулканогенно-осадочной свиты обнажается маленькая интрузия кварцевого оливинового габбро, имеющая форму небольшого штока, размером приблизительно 15×40 *м*.

Порода темно-серого цвета, среднезернистая. Состоит главным образом из плагиоклаза и моноклинного пироксена; кроме того, в нее входят оливин, хлорит, магнетит и кварц.

Плагиоклаз обнаруживает сильную зональность: в центре № 60, на периферии № 25. Моноклинный пироксен часто свежий, в периферических частях хлоритизированный; Nm' хлорита 1,662±0,002, что отвечает делесситу; местами в него включены кристаллы плагиоклаза. Оливин образует крупные кристаллы. Кварц заполняет пространство между другими минералами; очевидно, он привнесенный; количество его не превышает 1%.

Габбро-диабаз р. Каслет. Вблизи сел. Цирминда, на правом берегу р. Каслет обнажается жила габбро-диабаза со столбчатой отдельностью; мощность ее 40 *м*.

Структура породы офитовая. Состоит она главным образом из плагиоклаза и моноклинного пироксена; в небольшом количестве содержатся биотит, хлорит, кальцит, серицит и рудный минерал; акцессории представлены апатитом и сфеном.

Плагиоклаз № 30 сильно видоизменен — серицитизирован и соссюритизирован. Моноклинный пироксен также сильно разрушен; за счет него образована часть хлорита. Биотит представлен уцелевшими от хлоритизации мелкими чешуйками. Хлорит, помимо псевдоморфоз, образует также самостоятельные участки; cNm' 1,613±0,002, что отвечает делесситу. Выделение рудного минерала связано с разрушением железисто-магнезиальных минералов.

Гранитоид р. Лехери. На правом берегу р. Лехери, в 3 *км* от ее устья обнажается жильная порода мощностью до 3 *м*, которую Б. П. Еремеев и В. А. Петров (*1940*) называют диоритом.

Структура породы гипидиоморфная. Крупные кристаллы роговой обманки придают ей порфировидный облик. Составные минералы: кварц, анортоклаз, плагиоклаз, роговая обманка, хлорит, серицит и акцессории — сфен, апатит.

Кварц алломорфный. Анортоклаз также алломорфный; встречается вместе с привнесенным кварцем. Плагиоклаз образует ясно выраженные зональные кристаллы, сильно серицитизирован, в центре № 36 и на периферии № 9. Роговая обманка обладает преохроизмом в зеленых тонах, почти полностью хлоритизирована; крупные зерна изменены только в центральной части.

Количественно-минеральный состав породы приведен в табл. 95.

Таблица 95

Количественно-минеральный состав гранитоида р. Лехери

Минералы	Состав
Кварц	7
Анортоклаз	12
Плагиоклаз	64
Роговая обманка	2
Хлорит	14
Рудный	1
Сумма	100

Анортоклазовый габбро-диабаз сел. Хаиши. На правом берегу р. Ингури, вблизи сел. Хаиши обнажается жила анортоклазового габбро-диабаза.

Структура офитовая. Порода состоит из анортоклаза, плагиоклаза, моноклинного пироксена, анальцима, почти целиком хлоритизированного биотита, эпидота, хлорита, серицита и акцессориев — апатита, сфена, магнетита.

Плагиоклаз обычно сильно видоизменен — альбитизирован, соссюритизирован и серицитизирован; Ng' 1,538±0,003, Np' 1,529±0,003, что отвечает чистому альбиту. Моноклинный пироксен почти целиком хлоритизированный. Хлорит имеет высокий показатель преломления; его Ng' 1,630±0,001; Np' 1,627. Биотит образует мелкие листочки; главная его масса перешла в хлорит и эпидот. Анальцим содержится в породе в существенном количестве; показатель преломления Nm' 1,483±0,003. Магнетит встречается в виде крупных дендритовидных зерен; он связан с железисто-магнезиальными минералами и возникает в результате их разрушения.

Количественно-минеральный состав породы приведен в табл. 96.

Таблица 96

Количественно-минеральный состав анортоклазового габбро-диабаза сел. Хаиши

Минералы	Состав
Анортоклаз	9
Плагиоклаз	58
Моноклинный пироксен	7
Биотит	Мало
Анальцим	3
Хлорит	15
Эпидот	3
Рудный	5
Сумма	100

Хевская интрузия

В районе селений Хеви, Ципа и Пона обнажается довольно большая гранитоидная интрузия около 60 *км*² площадью (Заридзе, 1938). Форма интрузии куполообразная. Поверхность купола постепенно погружается как к востоку и западу, так и к югу и северу. Принимая во внимание размер интрузии, форму его залегания следует считать штоковой.

Интрузию слагает преимущественно светлая, равномернозернистая порода, переходящая в приконтактовой части с байосской порфиритовой свитой в темную (основную) порфировую разность. Вмещающие породы (в основном породы байосской вулканогенно-осадочной свиты и частично древние кристаллические породы Дзирульского массива) сильно видоизменены. Близ контакта встречается множество ксенолитов, величина которых колеблется в пределах нескольких сантиметров, иногда 1 *м* и более.

Интрузия пересекается жилами аплита и кварца мощностью до 20 *см*, а также меланократовых пород, базальтов, диабазов и порфиритов.

Возраст интрузии послебайосский — донижнемеловой. Она сечет породы байоса и трансгрессивно перекрывается толщей нижнего мела.

в некоторых случаях в основании с базальным конгломератом. Вероятно, ее образование связано с батской складкообразовательной фазой, так как она достаточно хорошо обнажается под отложениями нижнего мела. Надо думать, что во вскрытии интрузии существенную роль сыграла келловейская трансгрессия.

Светлая разновидность интрузии. Макроскопически порода среднезернистая, серовато-белого цвета. По мере удаления от контакта размер зерен постепенно увеличивается. Невооруженным глазом можно различить кварц, плагиоклаз, биотит и роговую обманку.

Структура породы гипидиоморфная. Состоит она из кварца, анортоклаза, плагиоклаза, биотита, роговой обманки, изредка ромбического пироксена, еще реже моноклинного пироксена, а также хлорита, эпидота, рудного минерала, пелитового вещества, иногда кальцита, серицита и акцессориев — апатита, сфена, циркона, ильменита и ортита.

Кварц алломорфный, с ровным или волнистым погасанием. Анортоклаз также алломорфный, почти всегда пелитизированный; трещины спайности часто плохо выражены; двойники редки; иногда образует микропегматитовое срастание с кварцем; координаты полюса плоскости спайности (001) следующие: *Ng* 78°; *Nm* 15°; *Np* 81°; —2*V* 56°. Плагиоклаз образует как простые, так и полисинтетические двойники, которые часто одновременно являются зональными; иногда слегка серицитизирован, кальцитизирован и эпидотизирован; измерения на столике Федорова дали следующие результаты: № 11 (краевая зона, среднее из восьми измерений), № 27 (следующая зона, среднее из четырех измерений), № 53 (ядро, среднее из 34 измерений). Биотит сильно видоизменен, главным образом хлоритизирован, часто полностью замещен хлоритом; участками замещен эпидотом; плеохроизм в бурых тонах; схема абсорбции: $Ng > Nm > Np$. Роговая обманка представлена как сдвойникованными кристаллами, так и отдельными индивидами, местами хлоритизирована; плеохроизм в зеленых тонах; средний *cNg* 19° (из семи измерений), что отвечает обыкновенной роговой обманке. Ромбический пироксен образует бесцветные, иногда сдвойникованные кристаллы, имеющие положительное удлинение и желтовато-серую интерференционную окраску; *cNg* 0—3°; 2*V* 52° (среднее из шести измерений). Моноклинный пироксен встречается весьма редко; образует крупные сдвойникованные кристаллы с высокой интерференционной окраской; *cNg* 48—50°, что отвечает авгиту.

Количественно-минеральный и химический составы пород приведены в таблицах 97 и 98.

Таблица 97

Количественно-минеральный состав светлой разности Хевской интрузии

(средний из 80 подсчетов)

Минералы	Состав
Кварц	25
Анортоклаз	15
Плагиоклаз	45
Биотит	4
Роговая обманка	5
Пироксен	1
Рудный	1
Вторичные	4
Сумма	100

Темная разновидность интрузии. Порода отличается от предыдущей темной окраской и более мелкозернистым строением. Встречается на периферии интрузии, причем непрерывная полоса обнажается только в районе сел. Ципа, начиная от р. Ципа (у впадения в нее р. Пона) до р. Голатубани. По-видимому, порода эта простирается и под вулканогенно-осадочной свитой, так как она обнажается в виде небольших окон севернее сел. Ципа. Небольшие окна наблюдаются также в верховьях р. Голатубани (у одного из ее притоков), в районе сел. Григолати, вблизи вершины Сабуати, у среднего притока р. Ухедура (в ее верховье) и в других местах.

Таблица 98

Химический состав светлой разновидности Хевской интрузии

Окислы	Состав								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	71,36	71,58	70,58	69,97	71,50	63,57	63,08	66,82	67,78
TiO_2	0,33	0,21	0,26	0,27	0,25	0,49	0,34	0,26	0,33
Al_2O_3	14,26	14,18	13,68	14,66	14,10	17,96	15,47	14,58	15,43
Fe_2O_3	0,89	1,62	2,01	2,00	1,12	3,58	4,04	2,87	1,32
FeO	1,58	1,11	1,51	0,96	0,50	1,84	2,24	1,81	2,38
MnO	*0,07*	*0,06*	*0,09*	*0,05*	*0,04*	*0,13*	*0,11*	*Следы*	*0,09*
MgO	0,79	1,31	1,80	0,70	0,52	2,32	2,21	2,02	1,51
CaO	2,70	3,23	3,79	4,75	4,58	5,54	6,78	5,16	3,92
Na_2O	2,78	3,51	3,62	4,05	3,84	2,65	2,73	3,17	3,28
K_2O	4,51	1,86	1,91	1,85	2,90	1,89	1,83	2,15	2,85
P_2O_5	—	0,03	0,04	0,06	0,03	Следы	0,04	0,04	0,29
SO_3	—	0,36	0,21	0,16	0,21	0,34	0,19	0,29	—
H_2O^-	0,34	0,33	0,27	0,46	0,39	0,46	0,19	0,31	0,10
H_2O^+	0,66	0,72	0,79	0,64	0,51	0,43	1,21	1,02	1,5
Сумма	100,27	100,11	100,56	100,58	100,49	101,20	100,46	100,60	100,33
Аналитики	З. Молева	Р. Накашидзе		Г. Заридзе		А. Варшамова	Р. Накашидзе		В. Некрасова

1—9 — образцы породы.

Многочисленные ксенолиты, имеющие часто угловатые очертания и распространенные близ контакта с байосской свитой, аналогичны породе периферической темной разновидности.

Характерной особенностью описываемой породы является порфировидная структура и отсутствие или небольшое содержание анортоклаза. По минеральному составу она обычно отвечает кварцевому диорит-порфириту, реже — кварцевому диориту.

Кварц алломорфный, иногда образует идиоморфные порфировые кристаллы. Плагиоклаз аналогичен плагиоклазу первой разновидности. Разница состоит в том, что в темной разновидности имеются как мелкие, так и крупные порфировые кристаллы. Кроме того, плагиоклаз здесь более основной; в самой краевой зоне его № 22 (среднее из двух измерений), в следующей — № 40 (среднее из трех измерений), в ядре — № 64 (среднее из 10 измерений). В одном из зональных плагиоклазов обнаружен следующий состав его зон: в краевой № 32, во второй № 50, в третьей № 80, в ядре № 37, что мы объясняем неравномерной альбитизацией плагиоклазового вкрапленника порфирита байосской свиты, подвергшегося преобразованию под воздействием гранитообразующих растворов. Роговая обманка аналогична роговой обманке свет-

лых разновидностей пород, отличаясь от нее лишь тем, что она образует порфировые выделения; —2*V* 72—76°; *cNg* 16—20°.

Количественно-минеральный и химический составы описываемых пород приведены в таблицах 99 и 100.

Таблица 99

Количественно-минеральный состав темной разновидности Хевской интрузии (средний из четырех подсчетов)

Минералы	Состав
Кварц	17
Анортоклаз	2
Плагиоклаз	58
Биотит	3
Роговая обманка	13
Ромбический пироксен	1
Хлорит	3
Рудный	3
Сумма	100

Сравнение количественно-минерального состава обеих разновидностей указывает на более основной характер темной разновидности интрузии.

Таблица 100

Химический состав темной разновидности Хевской интрузии

Окислы	Состав			
	1	2	3	4
SiO_2	56,55	56,13	59,00	57,70
TiO_2	0,60	0,57	0,40	0,70
Al_2O_3	19,63	18,43	16,85	18,10
Fe_2O_3	4,91	5,06	2,14	1,71
FeO	2,52	5,26	5,18	5,32
MnO	0,14	0,11	0,11	0,24
MgO	3,71	3,62	3,14	3,21
CaO	7,45	7,81	7,27	5,06
Na_2O	1,98	2,64	2,98	4,14
K_2O	0,98	1,08	1,27	2,32
P_2O_5	Следы	0,06	0,40	0,12
SO_3	0,36	0,13		
H_2O^-	0,63	0,31	0,20	
H_2O^+	1,23	1,24	1,18	1,40
Сумма	100,69	100,45	100,12	100,02
Аналитики	А. Варшамова	Р. Накашидзе	К. Сокова	В. Молева

1—4 — номера образцов породы, подвергшихся анализу.

Сравнение химического состава пород светлой и темной разновидностей также указывает на более основной характер последней.

Аплитовые жилы. Аплитовые жилы, секущие интрузию, нередко в свою очередь пересекаются кварцевыми жилами. В выветрившихся частях интрузии жилы аплита характеризуются своей свежестью.

Структура аплитов микрогранитовая, иногда пегматитовая. Состоят они из кварца, анортоклаза, плагиоклаза, биотита в незначительном количестве и спорадических зерен магнетита.

Полевые шпаты сильно видоизменены, пелитизированы. Анортоклаз с кварцем образуют пегматитовые срастания. Плагиоклаз (№ 3) часто представлен кристаллами неправильной формы.

Количественно-минеральный и химический составы пород приведены в таблицах 101 и 102.

Таблица 101

Количественно-минеральный состав аплита района сел. Ципа (средний из двух подсчетов)

Минералы	Состав
Кварц	40
Анортоклаз	26
Плагиоклаз	32
Биотит	2
Хлорит	Мало
Рудный	„
Сумма . . .	100

Таблица 102

Химический состав аплита района сел. Ципа

(Аналитик Р. Накашидзе)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	76,19	CaO	1,21
TiO_2	0,11	Na_2O	3,11
Al_2O_3	13,05	K_2O	2,69
Fe_2O_3	1,12	P_2O_5	0,06
FeO	0,33	SO_3	0,16
MnO	0,06	H_2O^-	0,22
MgO	1,84	H_2O^+	0,37
		Сумма	100,52

Меланократовые жилы. Диабазы. Данные породы встречены нами лишь в районе сел. Ципа. Структура их офитовая. Состоят из плагиоклаза, моноклинного пироксена, хлорита, апатита и рудного минерала.

Плагиоклаз (№ 80, 84) идиоморфный, образует призматические, почти всегда сдвойникованные кристаллы. Моноклинный пироксен ксеноморфный; *cNg* 47—49°, что отвечает авгиту. Хлорит образует псевдоморфозы по какому-то, уже полностью замещенному минералу, вероятно, по роговой обманке. Рудный минерал встречается в виде довольно мелких равномерно рассеянных в породе зерен. Апатит содержится в значительном количестве. Образует очень мелкие волосовидные скопления в плагиоклазе; длинновытянутые кристаллики иногда пересекают плагиоклаз.

Химический состав породы диабаза приведен в табл. 103.

Базальты. Эти породы широко распространены среди секущих интрузию жил. В некоторых случаях встречается система базальтовых жил.

Таблица 103

Химический состав диабаза района сел. Пона

(Аналитик В. А. Молева)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	47,88	CaO	8,00
TiO_2	1,15	Na_2O	2,88
Al_2O_3	17,05	K_2O	1,42
Fe_2O_3	3,73	P_2O_5	0,43
FeO	4,34	H_2O^-	2,60
MnO	0,22	H_2O^+	2,40
MgO	8,01	Сумма	100,11

По структуре (интерсертальной, микролитовой и порфировой) среди них различаются три разновидности.

Основная масса базальтов, имеющих интерсертальную структуру, почти целиком состоит из микролитов плагиоклаза и зерен рудного минерала. Пространство между порфировыми выделениями выполнено аморфным веществом.

Порфировые вкрапленники плагиоклаза (№ 56, 60) сильно кальцитизированы и хлоритизированы. Преобразование заходит иногда так далеко, что от крупных кристаллов остается только маленькая нетронутая оболочка. Моноклинный пироксен, входящий в состав породы, представляет авгит.

Базальты микролитовой структуры состоят из микролитов плагиоклаза и многочисленных зерен магнетита. Плагиоклаз почти полностью альбитизирован; порфировидных вкрапленников плагиоклаза не наблюдается. Хлорит образовался, по-видимому, за счет железисто-магнезиального силиката; представлен широко в виде скоплений.

Основная масса базальтов, имеющих порфировую структуру, состоит из микролитов плагиоклаза и зерен рудного минерала. Наблюдаются вкрапленники плагиоклаза и роговой обманки. Плагиоклаз (№ 50, 51, 60) образует зональные кристаллы; центральная часть карбонатизированная, редко свежая. Роговая обманка характеризуется плеохроизмом в зеленых, а иногда в бурых тонах; cNg 14°. В данном базальте в некоторых случаях встречается авгит. Из вторичных минералов присутствует эпидот и хлорит.

Химический состав базальта приведен в табл. 104.

Порфириты. Имеют мелкокристаллическую основную массу, состоящую из микролитов плагиоклаза (№ 45) и мелких зерен магнетита. Порфировые вкрапленники представлены почти полностью хлоритизированной роговой обманкой. В довольно большом количестве встречается кальцит.

Экзоконтактовые породы. Как отмечено, вмещающие породы интрузии (байосские и древние кристаллические породы) контактово видоизменены.

Видоизмененные породы вулканогенно-осадочной свиты характеризуются роговиковой структурой. Основная масса порфиритов перекристаллизована в мелкокристаллический агрегат. Состоит она в основном из кварца, олигоклаза и биотита. Часто происходит полная *перекристаллизация основной массы порфирита, а порфировые вкрапленники* плагиоклаза (лабрадор) остаются неизмененными.

Таблица 104

Химический состав базальта района сел. Пона

(Аналитик В. М. Некрасова)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	51,08	CaO	10,30
TiO_2	0,99	Na_2O	3,16
Al_2O_3	17,94	K_2O	0,97
Fe_2O_3	2,74	P_2O_5	0,36
FeO	2,85	H_2O^-	2,10
MnO	0,10	H_2O^+	4,06
MgO	3,57		
		Сумма	100,22

Порода состоит из плагиоклаза, роговой обманки, биотита, кварца, магнетита, апатита, хлорита и эпидота, иногда также ильменита, кальцита и пирита. Наблюдается обогащение кварцем, биотитом, апатитом, эпидотом и хлоритом, образующими скопления мелких зерен. Таким образом, гранитообразующее привнесенное вещество вызывает окварцевание, биотитизацию, эпидотизацию и хлоритизацию вмещающих пород.

Химический состав контактово-измененной породы приведен в табл. 105.

Таблица 105

Химический состав контактово измененного порфирита—роговика
(Аналитик В. А. Молева)
и авгитового порфирита горы Никораглу

(Аналитик К. Сокова)

Окислы	Состав		Окислы	Состав	
	1	2		1	2
SiO_2	59,63	47,77	CaO	6,94	10,62
TiO_2	0,59	0,65	Na_2O	3,74	2,14
Al_2O_3	19,30	22,55	K_2O	0,96	0,33
Fe_2O_3	3,19	3,22	P_2O_5	0,24	0,38
FeO	3,22	6,23	H_2O^-	0,20	0,24
MnO	0,16	0,13	H_2O^+	0,81	0,81
MgO	1,23	5,24			
			Сумма	100,25	100,31

1—2 — *номера образцов породы, подвергшихся анализу.*

Сравнение анализов показывает, что в видоизмененном порфирите имел место привнос SiO_2, Na_2O и K_2O и соответственно уменьшались содержания Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO и CaO.

Бóльшая часть привнесенного SiO_2 израсходовалась на образование кварца, меньшее его количество и Na_2O пошло на образование кислого плагиоклаза (олигоклаза), входящего вместе с кварцем в состав основной массы видоизмененного порфирита. CaO, FeO и MgO, вероятно, выносились. Привнесенный K_2O расходовался на образование биотита.

Древние кристаллические породы иногда также сильно видоизменены, что хорошо заметно в районе восточнее сел. Хеви и на южном склоне горы Никораглу.

Кварцевые порфириты. Эти породы входят в состав байосской вулканогенно-осадочной свиты и образуют жилы. Они развиты в районе сел. Ципа, особенно у сел. Голатубани. Кварцевые порфириты нигде не секут Хевскую интрузию. У сел. Голатубани, на левом склоне ущелья р. Пона (у впадения в р. Ципа) и в других местах они образуют покров.

Макроскопически кварцевые порфириты представлены светло- и темно-серыми породами, в которых наблюдаются порфировые вкрапленники кварца, плагиоклаза и иногда роговой обманки.

Структура пород порфировая. Основная масса стекловатая, в некоторых случаях флюидальная с примесью кристаллов кварца и плагиоклаза; нередко она мелкокристаллическая и состоит из кварца, плагиоклаза в небольшом количестве, магнетита, эпидота, кальцита и хлорита. Порфировые вкрапленники представлены кварцем, плагиоклазом, хлоритизированным биотитом и изредка роговой обманкой.

Кварц и плагиоклаз в разных шлифах содержатся в различном количестве; в одних кварц преобладает над плагиоклазом, в других — наоборот. Плагиоклаз (№ 39—48) образует полисинтетические и простые двойники. Встречаются также зональные кристаллы, ядра которых сильно разрушены, тогда как краевые зоны свежие. Роговая обманка присутствует редко, представлена хорошо ограниченными кристаллами с характерными трещинами спайности; плеохроизм в бурых тонах; иногда наблюдаются полные псевдоморфозы хлорита по роговой обманке. Из акцессорных минералов в отдельных случаях отмечен апатит.

Помимо хорошо очерченных порфировых кристаллов, имеются также крупные обломки минералов. Почти во всех шлифах наблюдается коррозия фенокристаллов, особенно хорошо выраженная для кварца. Нередко встречаются идиоморфные кристаллы кварца и плагиоклаза, трещины которых заполнены стекловатой массой.

Химический состав пород приведен в табл. 106.

Таблица 106

Химический состав кварцевого порфирита

(Аналитики В. Н. Некрасова и В. А. Молева)

Окислы	Состав		Окислы	Состав	
	1	2		1	2
SiO_2	70,72	72,06	CaO	2,88	1,80
TiO_2	0,21	0,25	Na_2O	3,73	3,35
Al_2O_3	14,47	14,11	K_2O	2,86	3,82
Fe_2O_3	1,60	0,97	P_2O_5	0,42	
FeO	1,26	1,15	H_2O^-	0,14	0,64
MnO	0,05	Нет	H_2O^+	0,77	1,31
MgO	0,83	0,51			
			Сумма	100,03	99,97

1—2 — номера образцов породы, подвергшихся анализу.

Чалванская гранитоидная интрузия

В районах селений Чалвани, Буквети и Годора в 1935 г. Н. Ф. Татришвили, по петрографической аналогии с Хевской интрузией, обнаружила небольшую интрузию, которая позднее (в 1936 г.) была осмотрена нами. Интрузия залегает в древних кристаллических породах Дзирульского массива, в 7 *км* к северу от Хевской.

Для анортоклаза, входящего в состав пород интрузии, нами получено: —2 *V* 60, 65°; номер плагиоклаза 25—45.

Средний количественно-минеральный и химический составы пород приведены в таблицах 107 и 108.

Таблица 107

Средний количественно-минеральный состав пород Чалванской интрузии

Минералы	Состав
Кварц	37
Анортоклаз	24
Плагиоклаз	35
Биотит	Следы
Роговая обманка	1
Мусковит	Следы
Хлорит	2
Вторичные	1
Сумма . . .	100

Таблица 108

Химический состав пород Чалванской интрузии

Окислы	Состав		
	1	2	3
SiO_2	73,70	69,05	68,07
TiO_2	0,13	0,21	0,31
Al_2O_3	15,03	16,23	17,14
Fe_2O_3	0,74	2,09	2,24
FeO	0,93	1,63	1,71
MnO	0,06	0,06	0,11
MgO	0,63	1,33	1,11
CaO	1,36	3,64	3,57
Na_2O	4,35	2,88	1,77
K_2O	3,04	1,81	2,63
P_2O_5	Следы	—	—
SO_3	0,21	0,44	—
H_2O^-	0,26	0,23	0,16
H_2O^+	0,33	0,76	0,70
Сумма	100,77	100,36	99,52

1—3 — номера образцов пород, подвергшихся анализу.

Сравнение количественно-минерального и химического составов пород Чалванской и Хевской интрузий указывает на относительно более кислый характер первой.

Выводы

Во всех охарактеризованных выше интрузиях с той или иной очевидностью наблюдается процесс метасоматической гранитизации. За счет основных магматических пород, залегающих в вулканогенно-осадочной свите байоса и представляющих собой корни (пути), питавшие подводный вулканизм, возникли в различной степени преобразованные породы от кварцевых габбро и габбро-монцонитов (темные разновидности) до гранитоидов (светлые разновидности). Этот процесс протекал постепенно в основном на месте залегания основных магматических пород.

Темные разновидности слагают относительно небольшие тела, а также периферические части крупных интрузивных массивов. Наличие темных разновидностей в периферических частях крупных интрузий, по-видимому, объясняется неполной гранитизацией вулканогенов байоса и залегающих в них габбро-диабаз-порфиритовых пород.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что гранитизация обычно приурочена к выходам основных магматических пород, поэтому ее следует рассматривать как наложенный процесс, связанный с вулканической деятельностью в байосе, проявившейся после завершения вулканизма, по-видимому, в связи с фазой складчатости в батском веке.

До 30-х годов нашего столетия на Кавказе отмечалось наличие только третичных интрузий, которые, по предложению Д. С. Белянкина, назывались неоинтрузиями. Затем в Абхазии Д. С. Белянкиным, В. П. Петровым (1940) и другими исследователями были установлены гранитоидные интрузии, залегающие в байосской свите и трансгрессивно перекрытые отложениями мела. На основании этих данных возраст интрузии был определен как верхнеюрский (андийский). Позднее на юго-восточной периферии Дзирульского кристаллического массива была открыта молодая интрузия (Смирнов, Заридзе, 1935), изученная нами (Заридзе, 1938), залегающая в основном в глыбовой части геосинклинальной вулканогенно-осадочной свиты, а также в палеозойских гранитоидах и трансгрессивно перекрывающаяся отложениями нижнего мела.

Сначала мы разделяли мнение об андийском возрасте Абхазской и, следовательно, Хевской интрузий. Позднее нами было высказано мнение о том, что их образование естественнее связывать с предкелловейской (батской) фазой складчатости, дислоцировавшей байосскую геосинклиналь. К этому времени накопилась батская регрессивная угленосная свита. Об этом свидетельствует относительно абиссальный характер интрузий и их сравнительно интенсивная эродированность донижнемеловой трансгрессией. Это мнение впоследствии было подтверждено Г. Р. Чхотуа на примерах аналогичных интрузий Абхазии. По данным названного автора, абхазские интрузии залегают в байосе и трансгрессивно перекрываются отложениями не только нижнего мела, но и верхней юры. В кимериджской пестроцветной свите им была обнаружена галька этих интрузивных пород. Таким образом, имеется твердое основание для отнесения рассмотренных интрузий к бату.

Абсолютный возраст биотита из Келасурской интрузии батского возраста, определенный аргоновым методом, дал цифру 157 млн. лет (среднее из двух определений), что отвечает возрастному интервалу триас — юра.

При определении абсолютного возраста Хевской и Чалванской интрузий были получены цифры 116 млн. лет, что соответствует мелу, 77 млн. лет — верхнему мелу, 125 млн. лет — нижнему мелу. Все эти цифры требуют уточнения.

Не совсем ясен вопрос о возрасте интрузий (гор Цурунгал и Кароби), залегающих в полосе надвига древнего кристаллического суб-

страта на сланцы лейаса, и аналогичных с ними других интрузий, залегающих в сланцах лейаса, в верховьях р. Цхенисцхали, гор Хврелието и Рехеба, Сакаура и в других местах.

Возраст интрузий первых двух пунктов, а по аналогии с ними и других упомянутых интрузий определялся в соответствии с возрастом надвига, считавшегося верхнетретичным (верхнеплиоценовым).

Нами (Заридзе, Татришвили, 1948) было высказано мнение, что так как воздымание Большого Кавказа началось уже в юре, нижняя возрастная граница надвига является также юрской. В результате последующих подвижек возможно, что движение масс вдоль уже существующего шва неоднократно возобновлялось. В таком понимании возраст этих интрузий значительно древнее верхнего плиоцена.

В настоящее время нам кажется, что данные интрузии также являются мезозойскими, так как они находятся в тех же условиях, как и юрские, и также возникли в результате преобразования юрских габбро-диабаз-порфиритовых пород, залегающих в сланцах лейаса. Однако этот вопрос мы не считаем окончательно решенным; он требует дальнейшего изучения.

По аргоновому методу абсолютный возраст Цурунгальской интрузии (48 млн. лет) определяется как верхнеэоценовый, что соответствует верхнему возрастному пределу (Рубинштейн, 1958).

Зона Сомхитской глыбы

Вулканогенно-осадочная свита байоса

Общие сведения

В зоне Сомхитской глыбы широко распространены образования среднеюрской вулканогенно-осадочной свиты. Они развиты на восточной и юго-восточной периферии Локского массива в бассейнах рек Гюльмагомет и Ахкерпи и отдельными выходами встречаются на северной периферии массива.

Среднеюрская вулканогенно-осадочная свита изучалась В. Г. Грушевым, К. Е. Габуния и П. Д. Гамкрелидзе, В. Комар, А. Т. Асланяном и другими исследователями. По данным К. Е. Габуния и П. Д. Гамкрелидзе, свита в основном сложена из туфобрекчий и туфопесчаников. Ее байосский возраст устанавливается фаунистически, однако не исключена возможность наличия в верхних ее частях также и бата.

Характеристика пород свиты

В 1956—1959 гг. свита изучалась Г. А. Чихрадзе, который по литологическому составу разделил ее на три горизонта. Нижний горизонт (мощность 1700—2000 *м*) сложен в основном авгит-плагиоклазовыми альбитизированными порфиритами и их пирокластолитами, а также туфогенными песчаниками, алевролитами и сланцами. В нижней части горизонта наряду с порфиритами, содержащими пелитизированный плагиоклаз, в покровах и пирокластолитах встречается кислый плагиоклаз, что, по мнению этого автора, свидетельствует о развитии здесь спилитов. Выше эти породы сменяются порфиритами и пирокластолитами, содержащими средний и основной плагиоклаз. Здесь наблюдается возрастание количества авгита и роговой обманки. Местами встречаются маломощные покровы и дайки кварц-плагиоклазовых порфиритов.

В восходящем разрезе альбит-лабрадоровые туфобрекчии сменяются мощным горизонтом (средний) туфобрекчий и туфов, которые

перекрываются туфогенными и кварцевыми грауваккoвыми песчаниками с покровами и дайками иногда альбитизированных диабаз-порфиритов. Пирокластолиты местами имеют кварц-альбитофировый состав. В туфогенных, граувакково-туфогенных и других слоистых осадочных породах содержатся облачный кварц, кислый плагиоклаз, альбитизированные порфириты и кварциты, материал которых поступал в среднеюрский бассейн из обнаженной в то время части Сомхитской глыбы и островов, сложенных байосскими порфиритами.

После отложения терригенных пород вновь появляются вулканогенные продукты (верхний горизонт), представленные туфами и туфобрекчиями плагиоклазовых, авгит-роговообманково-плагиоклазовых, авгит-лабрадоровых диабаз-порфиритов и роговообманково-плагиоклазовых альбитизированных порфиритов, с опацитовой роговой обманкой. Встречаются также туфы, туфолавы и туфоконгломераты альбитофиров, кварцевых альбитофиров и кварцевых порфиритов.

В результате изучения среднеюрской вулканогенно-осадочной свиты Г. А. Чихрадзе приходит к заключению, что магма эволюционизировалась от кислого к основному, вернее от богатого натрием и бедного кальцием к бедному натрием и богатому кальцием составу.

Порфириты и диабазы

В вулканогенно-осадочной свите байоса имеется ряд дайковых тел, представленных диабазами, порфиритами и кварцевыми роговообманковыми порфиритами.

П о р ф и р и т ы и д и а б а з ы. В окрестностях сел. Ахкерпи наблюдается несколько маломощных жил диабазов и порфиритов.

Макроскопически они плотные серого и зеленовато-серого цвета, в большинстве случаев порфировой структуры. Состоят жилы из серицитизированного, пелитизированного и карбонатизированного плагиоклаза, моноклинного пироксена, карбоната, хлорита, кварца, калиевого полевого шпата, рудного минерала и пелитового вещества. В виде порфировых вкрапленников содержатся плагиоклаз и моноклинный пироксен; в некоторых разновидностях имеются вкрапленники кварца. Нередко наблюдается развитие калиевого и кремниевого метасоматоза, в результате чего вокруг кристаллов плагиоклаза возникают тонкие оболочки калиевого полевого шпата, в основной же массе — гранофировые вростки кварца и полевого шпата.

Жильные тела являются подводящими каналами байосских эффузивов; наложенные же метасоматические процессы, вероятно, связаны с гранитообразованием в батском веке.

К в а р ц - р о г о в о о б м а н к о в ы е п о р ф и р и т ы. Восточнее горы Карадаг, в верховьях р. Баритисхеви (приток Поладаури) обнажается крупное жильное тело кварц-роговообманкового порфирита; местами оно залегает согласно с лейасовыми осадками, местами сечет их. Площадь обнаженной части около 5 *км*^{2}. Сравнительно небольшой выход этих пород имеется на южном склоне ущелья р. Портпорт.

Цвет пород серый; видны крупные выделения кристаллов роговой обманки, длина которых иногда достигает нескольких сантиметров.

Структура порфировая. Основная масса породы сложена главным образом мелкими кристаллами плагиоклаза, а также роговой обманки, плагиоклаза, хлорита, кварца и рудного минерала. Часто встречаются карбонат и пренит.

Роговая обманка в большом количестве встречается также в виде мелких кристаллов; *cNg* 20—23°, что соответствует обыкновенной разности. Плагиоклаза (№ 35—40) больше, чем роговой обманки. Кварц по сравнению с плагиоклазом и роговой обманкой количественно играет подчиненную роль; он также образует порфировые выделения, нередко

имеющие округлые формы. Хлорит образовался главным образом за счет основной массы, но имеются хлоритизированные вкрапленники плагиоклаза и роговой обманки. Весьма характерным минералом является пренит; в большом количестве содержатся также и мелкие зерна рудного минерала.

В районе р. Портпорт рассматриваемые породы инъецируются гранитоидами, аналогичными поладаурским.

Аналогичные порфириты встречаются также в отложениях байоса в ущелье рек Поладаури, Локи, Дамблуд и в других местах.

Возраст данных порфиритов мы также считаем байосским.

Выводы

Вулканогенно-осадочная свита байоса, развитая в пределах Сомхитской глыбы, по составу в целом аналогична таковой Южного склона Большого Кавказа. Аналогичными являлись также и наложенные процессы, приведшие в отдельных случаях к образованию гранитоидов.

Заключение Г. А. Чихрадзе относительно эволюции байосской магмы от богатого натрием и бедного кальцием к бедному натрием и богатому кальцием составу не согласуется с приведенным им в тексте фактическим материалом. Им отмечается, что в восходящем разрезе наблюдаются интенсивная пелитизация плагиоклаза в порфиритах и присутствие в них пренит-эпидота, хлорита и кальцита, что естественнее объясняется выносом продуктов преобразования исходных минералов в более верхние части свиты, а не эволюцией магмы. Автор совершенно определенно отмечает процесс частичной альбитизации авгит-лабрадоровых порфиритов, встреченных среди авгит-альбитовых порфиритов. Стратиграфически выше опять повторяются авгит-плагиоклазовые альбитизированные порфириты и их пирокластолиты. Далее (в правом притоке р. Гюльмагомет) отмечается наличие роговообманково-авгит-плагиоклазовых порфиритов, а затем туфобрекчий авгит-лабрадоровых порфиритов. Следовательно, здесь имел место постепенно затухающий снизу вверх процесс альбитизации.

Таким образом, факты говорят о том, что не магма изменяла свой состав, а породы вулканогенно-осадочной свиты в целом основного состава подверглись соответствующим преобразованиям — альбитизации и другим процессам под воздействием поздних высокотемпературных и химически активных растворов и газов. Как видно, альбитизация (натриевый метасоматоз) более интенсивно протекала в нижней части свиты, чем в верхней, где наблюдается постепенное затухание процесса и неравномерное его развитие.

Среднеюрские интрузии, связанные с вулканогенно-осадочной свитой байоса

Общие сведения

Наличие в Локском массиве молодых интрузий гранитоидного состава в 1935 г. впервые отмечено П. Д. Гамкрелидзе и В. Я. Эдилашвили. Породы интрузии этими исследователями определялись как аплитовидные и мусковитовые граниты, развитые в ущельях рек Локи, Джандар и Перпенджан (Поладаури).

Позднее В. Я. Эдилашвили в отчете 1938 г. на основании проведенных им геологосъемочных работ отметил, что молодые гранитоиды залегают в древних гранитоидах и макроскопически от них трудно отличимы. Этот автор на составленной им геологической карте выделял мо-

лодую интрузию, протягивающуюся по обоим склонам ущелья р. Джандар, начиная почти от самого сел. Джандар до слияния указанной реки с р. Пиназаури.

В 1940 г. П. Д. Гамкрелидзе и В. Я. Эдилашвили указывали, что гранитоидные «неоинтрузии» по своему петрографическому составу похожи на древние гранитоиды, ввиду чего прежними исследователями они замечены не были.

Относительно возраста «неоинтрузий» авторы указывали, что они секут слюдистые сланцы и песчаники лейаса, вулканогенно-осадочную свиту байоса, породы сеномана в Храмском массиве и среднего эоцена на южном склоне горы Локи.

Годом позже Т. Г. Казахашвили (1941) по поводу возраста гранитоидов ущелья р. Дамблуд отмечала, что дамблудские граниты в северной части выхода перекрыты нижнелейасовыми конгломератами и песчаниками, из-под которых кое-где выступают данные граниты. Автор не решил вопроса о взаимоотношениях лейасовых отложений и гранитов, однако указал, что секущие лейас мелкие жилы представляют собой не граниты, как это отмечается некоторыми исследователями, а кварцевые порфиры и гранит-порфиры. П. Д. Гамкрелидзе (1942) писал, что молодые граниты, развитые по ущельям рек Дамблуд и Локи, секут юрские отложения и что гидротермальный метаморфизм лейасовых и байосских образований, а также все рудопроявления района связаны с этими гранитами.

Образование аплитовых гранитов автор увязывал с келловейской, а мусковитовых гранитов — с предолигоценовой фазами складчатости.

По данным Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1945), гранитоиды ущелья р. Дамблуд аналогично другим гранитоидам Локского массива секутся многочисленными жилами диабаз-порфиритовых пород, что не характерно для молодых гранитоидов. Кроме того, отмечаемый некоторыми исследователями процесс сульфидизации, по наблюдениям Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили, проявляется не только в этих гранитоидах, но и в секущих последние диабаз-порфиритовых жилах, что хорошо наблюдается, например, в одном из правых притоков р. Дамблуд, именуемом Маквлианисгеле.

Далее авторы отмечали, что северный контакт лейасовых осадков с дамблудскими гранитоидами нормально трансгрессивный; кроме того, в лейасовом базальном конгломерате наряду с другим материалом обнаружены гальки дамблудских мусковитовых гранитоидов, на основании чего палеозойский возраст гранитоидов ущелья р. Дамблуд не вызывает сомнений. Тот же возраст имеют гранитоиды ущелья р. Джандар.

Названные авторы в ущелье р. Дамблуд, в области развития среднеюрской вулканогенно-осадочной свиты обнаружили небольшой выход серой, средне- и мелкозернистой интрузивной породы кварцевого диоритового состава. Структура ее гипидиоморфная. Состоит порода из кварца, плагиоклаза, роговой обманки (иногда лучистой), изредка биотита, акцессориев — апатита, рудного минерала и вторичных минералов — серицита, хлорита, пелитового вещества, эпидота.

Наиболее крупными из молодых гранитоидных интрузий Юго-Восточной Грузии являются Поладаурская и Бардадзорская.

Поладаурская гранитоидная интрузия

В ущелье р. Поладаури, у моста Тамары в ядре антиклинальной складки, сложенной лейасовыми, байосскими и сеноманскими отложениями, обнажается гранитоидная интрузия, названная Ш. И. Джавахишвили Поладаурской (1958). Наблюдается интенсивная гранитизация

лейасовых песчаников. Микроскопическое изучение пород выявило разную степень преобразования кварцевых песчаников и их постепенный переход в различные гранитоиды.

В ущельях рек Баритисхеви и Гюльмамед гранитоиды инъецируют верхние горизонты лейаса. Инъецирование пород байосской вулканогенно-осадочной свиты наблюдается в ущелье р. Ахсу; в верховьях же этой реки инъецированы древние гранитоиды, которые в контактовой части обогащены серицитом и окварцованы и, кроме того, слабо калишпатизированы. В ущелье р. Баритисхеви жилы барита приурочены к контактово измененным породам (роговикам). В жилах барита и кварца наблюдается сульфидная минерализация. Породы байоса в контакте с молодой интрузией сильно изменены — обогащены кварцем; наблюдается также возникновение эпидота и цоизита.

О возрасте Поладаурской интрузии имелись различные мнения: одни считали ее батской, другие — меловой, третьи — эоценовой (Габуния и Гамкрелидзе, 1942; Гамкрелидзе, 1949).

Поладаурская интрузия инъецирует породы лейаса и байоса, поэтому их более молодой возраст очевиден. Верхнеюрские и нижнемеловые отложения в районе отсутствуют. На северной периферии интрузии развиты отложения сеномана, которые находятся вблизи интрузии, иногда же соприкасаются с ней, однако каких-либо признаков пересечения или контактового воздействия на них интрузии нигде не наблюдается. Кроме того, на разных уровнях верхнемеловой вулканогенно-осадочной свиты встречаются гальки пород, аналогичных поладаурским гранитоидам.

Таким образом, образование интрузии попадает в возрастную вилку между байосом и сеноманом.

На основании того, что нами (Заридзе, 1947) для интрузий аналогичного геологического положения, развитых на территории Грузии, доказан батский возраст, Ш. И. Джавахишвили (1958) Поладаурскую интрузию отнес к тому же возрасту.

В структурном отношении в поладаурских гранитоидах выделяются две разновидности: крупно- или среднезернистые гранитоиды, развитые преимущественно в восточной части выхода интрузии, в ущелье р. Баритисхеви, и мелкозернистые микропегматитовые аплитовые гранитоиды, встречающиеся в западной части выхода, в ущелье р. Ахсу.

В состав поладаурских гранитоидов входят кварц, ортоклаз, плагиоклаз (альбит, альбит-олигоклаз), мусковит, биотит, акцессории — циркон, апатит, рудный минерал, реже сфен и вторичные минералы — хлорит, серицит, карбонат, минералы группы эпидота и пелитовое вещество.

Бардадзорская гранитоидная интрузия

Эта интрузия, известная в литературе также под названием Банушской, обнажается на северном склоне Сомхитского хребта, протягивающегося вдоль границы Грузии и Армении. Административно интрузия находится на территории Марнеульского (Груз. ССР) и Алавердского (Арм. ССР) районов. Она внедрена в вулканогенно-осадочную свиту байоса, представленную в основном альбитовыми и андезин-лабрадоровыми порфиритами, а также туфами, туфопесчаниками и туфобрекчиями того же состава. Байосская свита трансгрессивно перекрывается сеноманскими осадочно-вулканогенными отложениями; в южной части района, в окрестностях горы Лалвар, на породы байоса посредством базального конгломерата налегает среднеэоценовая вулканогенно-осадочная свита.

В состав Бардадзорской интрузии, по данным Р. И. Макашвили, входят кварцевые диориты, банатиты и граниты. Цвет их розовый или

сероватый. Породы мелкозернистые, реже среднезернистые. Структура (под микроскопом) гипидиоморфная, иногда порфировидная. Состоят породы из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита (для биотитовых разностей), акцессориев — циркона, апатита, магнетита, сфена (реже) и вторичных минералов — хлорита, эпидот-цоизита, лимонита и глинистых продуктов. В некоторых шлифах хорошо наблюдается образование калиевого полевого шпата за счет плагиоклаза, путем калиевого метасоматоза. В кварцевых диоритах калиевый полевой шпат встречается в небольшом количестве и образует тонкие оболочки вокруг плагиоклаза.

По ущельям рек Бануш и Бардадзори наблюдается окварцевание вмещающей байосской вулканогенно-осадочной свиты. Интенсивность окварцевания постепенно возрастает в сторону интрузии. Наблюдается такая последовательность пород: окварцованные диорит-порфириты, кварцевые диориты, банатиты и граниты.

По мнению Р. И. Макашвили, породы Бардадзорской интрузии образованы путем метасоматического видоизменения (кремниевый, натриевый и калиевый метасоматозы) вмещающей байосской вулканогенно-осадочной свиты.

По вопросу о возрасте Бардадзорской интрузии мнения расходятся. Одни исследователи приписывают ей третичный возраст, другие связывают ее внедрение с верхнемеловым вулканизмом, третьи считают ее домеловой. Сторонники третичного возраста (Габуния и Гамкрелидзе, 1942; Грушевой, 1941; Додин, 1936; Казарьян, 1958) синхронизируют интрузию с небольшими телами, секущими на горе Лалвар среднеэоценовые отложения, а различный вещественный состав объясняют явлениями дифференциации магмы.

Нижней возрастной границей Бардадзорской интрузии П. Д. Гамкрелидзе (1949) считает сеноман, исходя из того, что в окрестностях сел. Бардадзори сеноманские известняки секутся жилами розового альбитофира, которые автор принимает за краевую фацию интрузии. Г. С. Дзоценидзе (1948) синхронизирует Бардадзорскую интрузию с верхнемеловым вулканизмом на основании их минерального и химического сходства. Того же мнения придерживалась П. Ф. Киласония (1951); позднее она отнесла эту интрузию к домеловому времени (1954).

По описанию С. И. Баласанян (1956), интрузия сложена разновозрастными породами; диорит-порфиры и гранодиорит-порфиры являются дооксфордскими на том основании, что юго-западнее сел. Ахкерпи эти породы перекрываются оксфордскими отложениями. Остальные разности пород, входящие в состав интрузии (гранитоиды), этот автор относит к постоксфордскому и доэоценовому времени, исходя из того, что в окрестностях сел. Бардадзори последние секут оксфордские отложения, а гальки сходного с породами интрузива состава встречаются в базальных конгломератах эоцена. Надо отметить, что геологическими исследованиями района, проведенными за последнее время Р. И. Макашвили, установлено отсутствие оксфордских отложений.

Проведенные Р. И. Макашвили детальные петрографические и геологические исследования Бардадзорской интрузии дали следующие результаты:

1. Постепенные переходы между породами интрузии и секущими образования эоцена габбро-диабазами нигде не наблюдаются.

2. Секущие образования среднего эоцена гранит-порфиры не связаны с Бардадзорской интрузией; более того, породы, известные под указанным названием, на самом деле оказались кварц-биотитовыми альбитофирами, которые по своему петрографическому характеру не имеют ничего общего с бардадзорскими гранитоидами.

Кварц-биотитовые альбитофиры — светло-серые породы, в которых макроскопически видны мелкие листочки биотита. Характеризуются порфировой структурой. Основная масса мелкокристаллическая, участками полнокристаллически-гранофировая. Среди минералов тяжелой фракции наблюдается турмалин, отсутствующий в породах бардадзорской интрузии.

3. Бардадзорская интрузия нигде не сечет меловые отложения. У сел. Бардадзори сеноманские известняки секутся окварцованными альбитофирами, которые имеют афировую мелкозернистую структуру; они состоят из мелких зерен кварца и полевого шпата.

4. Контактовое воздействие Бардадзорской интрузии на вмещающие байосские образования выражено в эпидотизации, окварцевании и ороговиковании, что не наблюдается в прилегающих сеноманских породах.

5. Наконец, вдоль шоссе, у сел. Опрети в базальном конгломерате сеномана и в известняках Садахло Р. И. Макашвили найдены гальки гранитоида Бардадзорской интрузии.

Таким образом, можно считать, что Бардадзорская интрузия образована в послебайосское и досеноманское время. В этом промежутке времени формирование интрузивов в Грузии происходило в батском веке (Заридзе, 1947). К такому же возрасту, как отмечено, относится Поладаурская интрузия, которая так же, как и Бардадзорская, находится в пределах Сомхитской глыбы. Исходя из сказанного, Бардадзорскую интрузию Р. И. Макашвили относит к бату.

Выводы

На основании детального изучения Поладаурской и Бардадзорской интрузий Ш. И. Джавахишвили и Р. И. Макашвили пришли к заключению об их происхождении путем метасоматической гранитизации соответствующих пород.

Вмещающие Поладаурскую интрузию породы имеют лейасовый и байосский возраст. Интересным является процесс гранитизации лейасовых осадков, отмеченный Ш. И. Джавахишвили и впоследствии показанный нами как в обнажении, так и в шлифах.

В ущелье р. Поладаури, около древнего каменного моста прослеживается постепенный переход гранитоидов в песчаники, состоящие из округлых зерен кварца, сцементированных серицитом. В сторону интрузии в породе количество кварца уменьшается, и его зерна принимают изрезанные (корродированные) контуры. Наблюдается постепенное его поглощение привнесенным полевым шпатом, количество которого соответственно возрастает. Уменьшается также количество серицита, который, наконец, полностью исчезает. В результате этого порода постепенно преобразуется в гранит, который сначала имеет микропегматитовую, а затем гипидиоморфную структуру.

Местами в теле гранитоида встречаются относительно слабо преобразованные (гранитизированные) останцы песчаников, обнаруживающие реликтовую слоистость (ущелье р. Ахсу), совпадающую со слоистостью лейасовых пород. Подобная слоистость (отдельность) наблюдается и в гранитоидах.

Хорошо видно постепенное преобразование байосских порфиритов в породах Бардадзорского массива. По свидетельству Р. И. Макашвили, в ущельях рек Бануш и Бардадзори в начальную стадию процесса происходит окварцевание, которое затем перекрывается другими процессами, в частности альбитизацией и калишпатизацией. Наблюдается такая последовательность метасоматического породообразования: окварцованные порфириты и роговики, кварцевые диорит-порфириты, кварцевые диориты, банатиты и граниты.

Зона Грузинской глыбы

Верхнеюрская вулканогенно-осадочная свита

Общие сведения

Эта свита впервые отмечается Абихом (1858) в Западной Грузии—Окрибе, а затем С. Е. Симоновичем (1873), который определяет ее возраст как оксфордский. В 1926 г. Л. К. Конюшевский, изучавший геологическое строение Тквибульского каменноугольного месторождения, назвал свиту пестроцветной, что вполне соответствует различной окраске входящих в нее пород. Б. Ф. Мефферт (1930) правильно указал на лагунный характер свиты, не заметив, однако, ее вулканогенную природу. Свиту он отнес к титону.

А. И. Джанелидзе (1940, 1941) отметил, что в свите имеет место чередование лагунной фации с вулканогенной. По его мнению, нижний неоком, представленный кварцевыми песчаниками, трансгрессивно налегает на рассматриваемую свиту и предтитонская орофаза имела место после отложения и частично во время осадконакопления регрессивной пестроцветной свиты. Таким образом, возраст свиты считается дотитонским. Мы относим ее к кимериджу.

Петрографическое описание свиты дал Г. С. Дзоценидзе (1948). Характеристика свиты приводится ниже по данным этого автора.

Терригенные образования

Среди терригенных образований имеются как механические (псефитолиты, псаммитолиты), так и химические.

Псефитолиты представлены брекчиями; окатанный материал присутствует лишь в нижних горизонтах брекчиевых слоев. Брекчии и конгломерато-брекчии развиты в окрестностях г. Кутаиси. К северу они постепенно переходят в псаммитолиты.

Обломочный материал этих пород представлен продуктами размыва пестроцветной свиты, древнего кристаллического субстрата и батской угленосной свиты. Псаммитолиты играют резко подчиненную роль. Это главным образом туфопесчаники и граувакки; последний имеется также в составе цемента брекчии.

В состав граувакков входят различные эффузивные и кальцитово-глинистые и оолитовые породы, представляющие собой продукты размыва пестроцветной свиты и, кроме того, обломки кварца, калиевого полевого шпата (решетчатого и нерешетчатого) и лейасовых, возможно, батских аркозовых песчаников.

Хемогенные образования (пелитолиты, коллоидно-глинистые породы) в составе свиты играют существенную роль. Они обусловливают красную и зеленую окраску пород свиты. Красные глины иногда вместе с кальцитом образуют цемент кластолитов и, кроме того, слагают мощные слои оолитового строения. Состоят они из буроватого, серого или бесцветного, чаще изотропного или слабо поляризующего вещества; по химическому составу и показателю преломления относятся к аллофановым глинам. Автор считает эти образования продуктами размыва коры выветривания вулканогенов байоса.

Эффузивные образования

Стратиграфический уровень соответствующих эффузивных образований дает Г. С. Дзоценидзе возможность предполагать излияние материнских магм в порядке приведенной ниже характеристики их пород.

1. Базальты, сильно выветрившиеся, автором были встречены в разрезе Гочоура — Сатаплиа в двух местах: один в южном, другой в северном крыле антиклинали, примерно в 50—80 *м* над батскими черными сланцами в низах свиты. Исходя из стратиграфического положения этих выходов, делается заключение о наличии здесь единого дислоцированного покрова, подвергшегося субаэральному выветриванию в условиях жаркого и влажного климата. Ввиду сильной разрушенности пород их состав определить не удалось, однако присутствие серпентинизированных с примесью гидроокислов железа зерен, по формам соответствующих оливину и авгиту, дали возможность считать эти породы оливиновыми базальтами.

2. Оливиновые базальты, неизмененные, имеются по ущелью Огаскура, под обрывом горы Хвамли и на хребте Самгурали, в местности Кариоби. Они не миндалевидные; содержат совершенно свежий или слабо разрушенный оливин. Такой базальт в виде обломка диаметром 0,5 *м* был встречен в брекчиевом слое южного крыла упомянутой выше антиклинали. Вместе с ним в состав слоя входят крупные обломки красных глин и песчаников пестроцветной свиты. Вероятнее всего, отмеченный обломок оливинового базальта является продуктом размыва лежащего ниже базальтового покрова. Это указывает на более молодой возраст неизмененных оливиновых базальтов.

3. Оливиновые трахибазальты наблюдались в виде маломощного покрова в северном крыле той же антиклинали и в окрестностях сел. Дгнориса. Порода сильно пористая, красновато-серого цвета; состоит из свежих кристаллов плагиоклаза (№ 50), калиевого полевого шпата (санидина или анортоклаза) и псевдоморфоз иддингсита по оливину.

4. Оливиновые базальты серовато-бурые, миндалевидные. Характеризуются наличием преобразованного оливина (псевдоморфозы по бовлингиту) и интерсертальной, до микрогаббровой, структурой. В последнем случае авгит присутствует только в основной массе; он является, так же как и плагиоклаз (лабрадор), идиоморфным.

Таблица 109

Химический состав верхнеюрских эффузивных пород

(Аналитик О. Ф. Размадзе)

Окислы	Состав		
	1	2	3
SiO_2	47,40	45,10	49,82
Al_2O_3	18,38	18,09	17,98
Fe_2O_3	9,60	9,80	11,63
FeO	0,83	1,08	0,73
MnO	0,09	0,11	0,08
MgO	5,18	5,09	1,94
CaO	7,98	7,70	3,22
Na_2O	3,64	3,15	3,66
K_2O	1,65	2,11	6,62
H_2O^-	3,00	3,82	2,06
H_2O^+	2,20	3,92	2,42
Сумма	99,95	99,97	100,16

1 — оливиновый базальт; окрестности горы Сатаплиа;
2 — трахибазальт; сел. Дгнориса;
3 — трахит; под карнизом горы Хвамли.

Данные базальты встречаются в местности Сатаплиа в виде двух самостоятельных покровов, расположенных стратиграфически выше предыдущих пород, на горе восточнее Сатаплийской котловины, в ущелье р. Цхалцитела, между угленосной и пестроцветной свитами в виде межформационной интрузии, и под карнизом горы Хвамли.

5. Оливиновые андезиты большей частью пористые, реже плотные буровато-серые, миндалевидные; миндалины выполнены кальцитом (сел. Дгнориса). В другом случае (сел. Дерчи) порода светло-серая, плотная, с хорошо выраженной плитняковой отдельностью. В этих породах отсутствует авгит; состав плагиоклаза не выше № 50.

Кроме уже названных пунктов распространения оливиновых андезитов, породы эти развиты по дороге Джимастаро — Сатаплиа и у сел. Гелати, около родника. Стратиграфическое положение их неясное.

6. Анортоклазовые трахиты наблюдались в окрестностях сел. Дерчи в виде маломощного покрова и под карнизом горы Хвамли. Структура породы трахитовая. Полевой шпат представлен анортоклазом. Плагиоклаз не содержится или присутствует в незначительном количестве в виде олигоклаза; полевошпатовые лейсты расположены флюидально и погружены в грязно-буровато-серое, иногда непрозрачное вещество (базис). Под карнизом горы Хвамли в породе наблюдается псевдоморфоза красно-бурых гидроокислов железа по оливину.

Химический состав пород приведен в табл. 109.

Приведенные анализы верхнеюрских эффузивных образований соответствуют их петрографическому составу. Для этих пород, даже для базальтов, характерно повышенное содержание калия.

Выводы

По данным А. И. Джанелидзе, в кимериджской пестроцветной свите происходит чередование лагунной фации с вулканогенной. Автор отмечает, что нижний неоком, представленный кварцевыми песчаниками, трансгрессивно налегает на пестроцветную свиту и что предтитонская (андийская) орофаза имела место после осадконакопления и, возможно, частично во время осадконакопления пестроцветной свиты.

Из терригенных образований в состав пестроцветной свиты входят: 1) псефитолиты (брекчии и конгломерато-брекчии), сложенные продуктами размыва пестроцветной свиты, древнего кристаллического субстрата и батской угленосной свиты; 2) псаммитолиты, играющие резко подчиненную роль и представленные туфопесчаниками и граувакками (различные эффузивные, кальцитово-глинистые и оолитовые породы; обломки кварца, калиевого полевого шпата и лейасовых, возможно, батских аркозовых песчаников) и 3) хемогенные образования (пелитолиты, коллоидно-глинистые породы красного цвета), играющие в составе свиты существенную роль и образованные, по мнению Г. С. Дзоценидзе, в результате размыва коры выветривания вулканогенного байоса.

На основании петрографического изучения пестроцветной свиты Г. С. Дзоценидзе было подтверждено, что верхнеюрский (кимериджский) вулканизм проявился в условиях жесткой глыбы в отличие от среднеюрского (байосского) геосинклинального вулканизма.

Автором установлена такая последовательность излияния магмы соответствующего состава: 1) базальты (оливиновые?) сильно выветрившиеся в субаэральных условиях; 2) оливиновые базальты (не миндалевидные) не измененные; 3) оливиновые трахибазальты; 4) оливиновые базальты (миндалевидные); 5) оливиновые базальты (пористые, миндалевидные; реже плотные) и 6) анортоклазовые трахиты.

Зона Грузинской глыбы

Верхнемеловая вулканогенно-осадочная свита

Общие сведения

Эта свита в Западной Грузии как подводноэффузивная впервые была выделена и описана Л. Ф. Бацевичем, С. Е. Симоновичем и А. И. Сорокиным (1873, 1875) и отнесена ими к среднему мелу. Б. Ф. Мефферт (1930) назвал ее «свитой Мтавари», по названию горы Мтаварангелози в окрестностях сел. Годогани, определив ее возраст нижнетуронским. По его мнению, свита образовалась в результате размыва среднеюрской вулканогенно-осадочной свиты; базальтовые покровы, замеченные первыми тремя исследователями, Б. Ф. Мефферт принял за более молодые образования.

А. И. Джанелидзе (1940), изучив свиту в Кутаисском, Цулукидзевском и Амбролаурском районах, пришел к заключению, что в Кутаисском районе она является вулканогенно-осадочной, по возрасту охватывающей нижний турон — низы среднего турона, не занимает определенного стратиграфического положения и по простиранию переходит в глауконитовые песчаники или известняки. Автор отметил, что свита в целом состоит из туфобрекчий и туфопесчаников; в ней содержатся базальтовые покровы и секущие и пластовые жилы того же состава.

По данным А. Л. Цагарели (устное сообщение), верхний мел начинается сеноманскими глауконитовыми песчаниками, причем фациальная изменчивость сеноманских осадков вызвана происходившими в это время складкообразовательными движениями небольшой амплитуды. Сеноман обычно заканчивается регрессией, наблюдающейся в южном крыле Рачинской синклинали, Центральной Абхазии, в ущелье р. Квирилы и в Южной Окрибе.

Трансгрессивный турон всюду начинается резкой сменой фаций и представлен известняками (надглауконитовыми) и местами мергелями. Далее следуют вулканогенные образования верхнего мела, сменяющиеся верхнемеловыми известняками. Маастрихтские известняки постепенно переходят в датские. Несогласие между верхним мелом и средним эоценом и между верхним мелом и олигоценом (майкопом) соответственно наблюдается в ущелье р. Гализги (Абхазия) и сел. Шкмери (Рача). В южном крыле антиклинали Экисмта (окрестности г. Цхакая), у курорта Цхалтубо и на северном крыле Рачинской синклинали трансгрессивным является палеоцен, представленный известняками.

Мощность и стратиграфическое положение пород вулканогенной фации верхнего мела в различных пунктах ее развития различно. Так, в Раче (сел. Шкмери) мощность ее составляет 70—90 *м*, возраст — верхний турон; в районе селений Гогна—Чхери—Мухура мощность 20—40 *м*, возраст — верхний турон; в Кутаисском районе, у сел. Годогани мощность 350—400 *м*, возраст верхний турон — сантон; у р. Сабанела мощность 150—200 *м*, возраст верхний турон — коньяк (?); у сел. Квахчири мощность 70—80 *м*, возраст — верхний турон; у курорта Цхалтубо мощность 300—400 *м*, возраст верхний турон — сантон; в окрестностях г. Цхакая мощность 400 *м*, возраст турон — коньяк.

Породы верхнемеловой вулканогенной фации петрографически изучены Г. С. Дзоценидзе (1948), по данным которого они представлены чередующимися между собой микробрекчиевыми и микроконгломератовыми туфами, известняками, граувакковыми и глауконитовыми песчаниками, а также цеолитово-оливиновыми базальтовыми лавами и секущими телами (эгирин-авгитовый фонолит сел. Ахалибедисеули и

дайка калишпатсодержащего базальта — трахибазальта ущелья р. Сабанела).

Излияния местами происходили в субаэральных условиях (на вулканических островах), на что указывает наличие в туфах слепка окатанных и выветрелых обломков красно-бурых базальтов.

Вулканогенные и терригенные образования

Микроконгломератовый и микробрекчиевый туф ущелья р. Сабанела состоит из окатанных обломков мандельштейновых базальтов, основная масса которых представляет собой стекло с включениями микролитов и лейст альбита, замещенных пелитовым веществом и цеолитом. Миндалины выполнены хлоритом, реже кальцитом. Имеются также обломки базальта, состоящие из цеолитизированного плагиоклаза и крупных псевдоморфоз кальцита и серпентина по пироксену и оливину. В значительном количестве содержатся мелкие фенокристаллы, замещенные красно-бурым, слабо плеохроичным бовлингитом. Встречаются мелкие хлоритовые или кальцитовые миндалины.

Среди обломков встречаются и оливиновые базальты с гиалопилитовой основной массой, состоящей из стекла, микролитов и микрофенокристаллов плагиоклаза, полностью замещенного анальцимом. Фенокристаллы обычно мелкие, представляющие собой псевдоморфозы бовлингита или лимонита по оливину. Имеются также псевдоморфозы кальцита и, кроме того, скопления последнего минерала и хлорита. Цементирующее вещество кальцит, иногда крупнозернистый и радиальнолучистый или буроватый цеолит.

В другом туфовом прослое в ущелье р. Сабанела встречаются обломки авгит-роговообманкового анальцимового базальта с гиалопилитовой основной массой, содержащей в большом количестве зерна магнетита, крупные микролиты плагиоклаза (№ 75) и стекло. Фенокристаллы представлены бесцветным авгитом, образующим неправильные зерна, и крупными идиоморфными зернами желтовато-бурой роговой обманки с cNg 10°; миндалины выполнены анальцимом, натролитом и кальцитом. В этих породах встречаются обломки плотных белых известняков, состоящих из микрозернистого кальцита с жеодами крупнокристаллического кальцита. Попадаются редкие остатки микроорганизмов. Близ сел. Ахалибедисеули среди обломков встречаются также туфы.

Недалеко от сел. Матходжи среди туфовых пород отмечаются многочисленные жилы зернистого кальцита, иногда белого известняка. Последний состоит из мелкокристаллического кальцита, а также мелких кальцитовых образований, похожих на микрофауну.

У сел. Ахалибедисеули среди рыхлых туфов встречаются линзы, сложенные крупнозернистыми органогенными известняками, состоящими из обломков ламеллибранхиат, мшанок и кораллов. Здесь обнаружена конкреция бурого железняка с жеодой, выполненной мелкокристаллическим кварцем.

На хребте Удзлоури в микробрекчиевых туфах наблюдались кальцитизированные и окрашенные в красный цвет участки туфа; местами в них содержатся фрагменты кораллов и двустворчатых. В шлифе порода представляет обломочный органогенный известняк, в небольшом количестве содержащий обломки лав, интенсивно замещенных кальцитом. Туф также содержит обломки фауны.

В свите кое-где встречаются песчаники. Близ сел. Нагареви выходит мощная пачка сероватых известняков с неясной слоистостью; она простирается на 100—150 *м*. Под известняками залегают резко полимиктовые граувакковые и глауконитовые песчаники, состоящие из глауконита, плагиоклаза, обломков пород, кальцита и цемента. Глауконит

(около 30%) образует правильные шарообразные или слегка удлиненные, реже неправильные зерна. Наблюдаются фораминиферы, замещенные глауконитом. Обломки плагиоклаз (андезин) не изменены; обломки эффузивных пород встречаются в небольшом количестве. Наблюдаются овальные шарообразные и удлиненные остатки микроорганизмов, замещенные кальцитом. Имеются такой же формы кремнистые (халцедоновые) остатки. Цемент представлен буровато-желтым глинистым веществом.

Эффузивные образования

Из лавовых образований, входящих в состав рассматриваемой свиты, наиболее распространены оливиновые базальты, содержащие в виде базиса в том или ином количестве анальцим или натролит.

В основной массе в незначительном количестве присутствуют микролиты плагиоклаза (лабрадор-битовнит). Порфировые вкрапленники представлены оливином и пироксеном. Основная масса базальтов изредка полнокристаллическая, состоящая из анальцима; подчиненное развитие имеют калишпатсодержащие оливиновые базальты, близкие по составу к трахибазальтам (дайка ущелья р. Сабанела мощностью 1 *м*). Пироксен (титан-авгит, возможно, также титанистый клиноэнстатит), входящий в состав этих базальтов, обнаруживает фиолетовую или сиреневую окраску с ясной зональностью, иногда же со слабо выраженной структурой в виде песочных часов; cNg 20—54°; $2V_{(2)} \pm 46$, 53°.

Из секущих тел следует назвать эгирин-авгитовый фонолит, обнажающийся в сел. Ахалибедисеули.

Основная масса породы состоит из мельчайших зерен калиевого полевого шпата, нефелина, небольшого количества аморфного или слабо раскристаллизованного стекла, магнетита, составляющего около

Таблица 110

Химический состав эффузивных пород

(Аналитик О. Ф. Размадзе)

Окислы	Состав			
	1	2	3	4
SiO_2	44,12	41,16	47,88	57,86
TiO_2	—	2,31	1,31	—
Al_2O_3	14,01	9,08	15,18	17,01
Fe_2O_3	7,25	11,27	9,68	5,64
FeO	6,24	7,71	1,44	2,36
MnO	0,15	0,17	0,17	0,19
MgO	8,06	7,39	3,45	0,43
CaO	10,16	6,72	5,12	1,68
Na_2O	2,94	5,73	4,96	6,85
K_2O	1,89	1,65	5,46	5,29
P_2O_5	—	Следы	0,06	—
SO_3	—	0,20	0,14	1,28
H_2O^-	2,28	2,29	2,94	0,40
H_2O^+	2,40	4,31	2,36	1,13
Сумма	99,50	99,99	100,15	100,12

1 — оливиновый базальт (покров); сел. Дедалаури;
2 — оливиновый анальцимовый базальт (покров); сел. Годогани;
3 — трахибазальт (дайка); сел. Нагареви;
4 — фонолит (покров); сел. Дедалаури.

6% основной массы, и эгирин-авгита. Порфировые вкрапленники представлены анортоклазом и эгирин-авгитом. Первый из названных минералов образует простые двойники в виде отдельных зерен и скоплений трех-четырех зерен; он таблитчатый, иногда ромбовидный, чаще имеет неправильные очертания; $-2V$ 46, 64°.

Эгирин-авгит (cNg 61—33°; $Ng' \leqslant 1{,}766$; Np' 1,728) имеет светло-зеленый или травяно-зеленый цвет и слабый плеохроизм; удлинение отрицательное. В результате исследования легкой фракции основной массы иммерсионным методом были установлены калиевый полевой шпат (анортоклаз), нефелин и фельдшпатид.

Химический состав пород приведен в табл. 110.

На основании химического состава эти породы автор относит к щелочной серии; он параллелизует их с лавами вулканов Гавай и Таити.

Рассмотренная серия пород (оливиновые базальты — трахибазальты) встречаются не в орогенных зонах, а на островах Тихого океана. Кроме океанических, такие породы изредка наблюдаются в передовых областях (форландах) орогена. В среднемеловое время Грузинская глыба, вероятно, представляла собой форланд.

Выводы

В верхнемеловой вулканогенно-осадочной свите преобладают пирокластолиты; лавы имеют незначительное развитие.

Наиболее древними образованиями Г. С. Дзоценидзе считает интенсивно измененные покровы сел. Матходжи, горы Кинисцвери, местности Харабела, превращенные в красную глинистую породу, сильно обогащенную гидроокислами железа. Глинистый минерал в основном представлен галлуазитом.

Автор отмечает, что излияния местами происходили в субаэральных условиях — на вулканических островах, что доказывается наличием в туфах слегка окатанных и выветрелых обломков красно-бурых базальтов. Отсутствие в вулканогенно-осадочной свите байоса оливиновых базальтов доказывается тем, что в турон-сантонской фации продуктов ее размыва нет.

Наличие в турон-сантонской фации пород слоя бентонита (гора Удзлури) и содержание глауконита позволяют допускать проявление процесса гальмиролиза в течение всего времени отложения свиты.

Одним из характерных наложенных процессов, наблюдаемых в породах свиты, является цеолитизация. Этому процессу подвергаются почти все составные части пород — микролиты плагиоклаза, обломки базальтовых пород туфов, стекло основной массы базальтов и туфовые лавы. Цеолиты образуют также миндалины, жеоды и жилки.

Не менее распространенным процессом является карбонатизация, развивающаяся как самостоятельно, так и вместе с цеолитизацией (анальцимизацией), а также с другими процессами. Кальцит образует цемент туфов; кристаллический кальцит является цементом песчаников, где встречаются обломки туфа и остатки известковистых организмов. Обломки базальтов иногда интенсивно замещены этим минералом; цементом служит крупнозернистая его разность; в некоторых случаях кальцит полностью замещает фенокристаллы оливина; в породе наблюдаются жилки кальцита. Сплошь и рядом встречаются жеоды, скопления, миндалины и жилки кальцита. Миндалины иногда имеют хлоритовую каемку; они встречаются не только в базальтах и туфах, но также и в трахибазальтах.

Подчиненное развитие имеет серпентинизация, которой подвергается оливин, а также авгит. Базис базальтов замещается хлорсер-

пентином. Еще меньшее развитие имеет хлоритизация; хлорит местами образует миндалины.

Таким образом, вторичный (наложенный) характер упомянутых процессов едва ли может вызвать сомнение. Процесс цеолитизации объясняется привносом натрия. Альбитизация в породах вулканогенной фации верхнего мела практически не наблюдается. Кальцит, по-видимому, высвобождался из разрушенных минералов (основного плагиоклаза, авгита) и стекла основного состава. Серпентинизации подвергались оливин и частично авгит.

Все названные вторичные продукты образовывали псевдоморфозы по соответствующим минералам; одновременно происходило замещение стекла цеолитом. Вместе с тем вторичные продукты переходили в раствор, мигрировали в другие части пород и осаждались в соответствующих благоприятных условиях, образуя жилы, скопления и жеоды.

Зона Аджаро-Триалетской складчатой системы

Меловая вулканогенно-осадочная свита

Общие сведения

Меловая вулканогенно-осадочная свита развита главным образом на северном склоне Аджаро-Триалетского хребта вдоль его подножия и с севера часто отграничивается Колхидской низменностью и Картлинской равниной. На южной периферии хребта выходы ее наблюдаются лишь в двух местах — у селений Гумбати (Цалкский район) и Чобарети (ущелье р. Тетроби, Аспиндзский район).

Впервые о свите было упомянуто М. И. Варенцовым (1935), изучившим ее в окрестностях сел. Хведурети, и П. Д. Гамкрелидзе (1936) в ущельях рек Имерхеви и Чхеримела. Возраст свиты был определен пределами верхи апта — турон включительно. Вулканогенная фация имеет главным образом альбский и сеноманский возраст. В районе сел. Молити вулканогенная фация мела начинается с верхов апта.

С. В. Левченко (1936) в туронских отложениях северо-восточного склона Триалетского хребта описал валуны конгломерата, представляющие лабрадоровые порфириты, содержащие полностью измененный оливин, анальцим и натролит. В низах этих слоев автор отмечает прослой туфов. Под конгломератами в мергелях констатируются пластовые залежи тех же пород.

Подробную характеристику вулканогенно-осадочной свиты дал Г. С. Дзоценидзе (1948), изучив ее выходы в следующих пунктах: в сел. Дапнари и в ущелье р. Дапнарисцеле (Самтредский район), в селениях Молити и Харагаули, по ущельям рек Чхеримела и Зварула, в сел. Хведурети, по ущельям р. Хведрула (Карельский район), в сел. Цителикалаки, по р. Тедзами (Каспский район, и в сел. Гумбати, по р. Гумбати (Цалкский район).

Петрографическая характеристика

Вулканогенные образования свиты, по данным упомянутого автора (Г. С. Дзоценидзе), представлены авгит-андезиновыми (и лабрадоровыми) порфиритами и их туфами (ущелье рек Тедзами и Хведрула), а также роговообманково-андезиновыми (и лабрадоровыми) порфиритами и их туфами (Ванский и Харагаульский районы). Пирокластолиты заметно преобладают над лавами. Характерным является альбитизация плагиоклаза, интенсивная в низах свиты; выше она постепенно уменьшается, а затем совершенно исчезает.

Альбитизированные порфириты и их туфы (спилиты) имеются в ядре Хведуретской антиклинали, сложенной меловыми образованиями, и в ущелье р. Тедзами в низах меловых вулканогенов.

Терригенный материал свиты является карбонатным, образующим цемент туфов и туфобрекчий. Встречаются известково-песчанистые слои с примесью туфового материала, вмещающие небольшие темно-серые и белые халцедоновые линзы. Наблюдаются также жилки и микрофауна халцедона.

Туфы из Хведуретской антиклинали (нижняя часть разреза) содержат до 20% обломочного материала. Обломки представлены альбитовыми порфиритами, в которых порфировые выделения альбита интенсивно пелитизированные, буроватые или сероватые, замещенные радиально-лучистым цеолитом или анальцимом. Содержащийся в породе авгит (cNg 36°)) обычно целиком превращен в серпентин и хлорит.

Основная масса порфиритовых обломков аморфная, гиалопилитовая, редко встречающиеся альбитовые микролиты замещены анальцимом. Цемент представлен радиально-лучистым хлоритом с примесью бесцветного пластинчатого цеолита или, наоборот, существенной составной частью его является радиально-лучистый цеолит, а хлорит играет подчиненную роль.

Стратиграфически выше, в Хведуретской антиклинали развиты различные литокристаллокластические туфы лабрадоровых и андезиновых порфиритов, обломки которых в незначительном количестве содержат уцелевшие от преобразования остатки авгита (в одном случае в кальците) и псевдоморфозы серпентина по оливину. Хлорит, серпентин и кальцит образуют псевдоморфозы по железисто-магнезиальным силикатам (авгиту и оливину) или заполняют миндалины. Кальцит сла-

Таблица 111

Химический состав эффузивных пород меловой вулканогенно-осадочной свиты зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы

(Аналитик О. Ф. Размадзе)

Окислы	Состав		
	1	2	3
SiO_2	55,32	57,32	58,63
TiO_2	1,05	0,84	0,73
Al_2O_3	16,30	18,62	14,99
Fe_2O_3	6,08	4,66	4,83
FeO	1,51	2,79	1,98
MnO	0,08	0,11	0,11
MgO	3,09	2,01	2,51
CaO	4,09	6,72	4,76
Na_2O	5,59	2,82	3,25
K_2O	2,65	2,07	1,21
P_2O_5	0,21	0,17	0,23
SO_3	0,21	0,24	0,13
H_2O^-	1,42	1,00	1,84
H_2O^+	2,58	0,88	4,92
Сумма	100,18	100,25	100,16

1 — авгит-лабрадоровый порфирит (обломок из туфа); окрестности ж.-д. станции Молити;
2 — авгит-олигоклазовый порфирит (лава); ущелье р. Тедзами;
3 — авгит-лабрадоровый порфирит (лава); ущелье р. Тедзами.

гает также цемент. Нередки скопления радиально-лучистого цеолита. Следует отметить,что не только железисто-магнезиальные минералы, но иногда и лабрадор обломков порфиритов интенсивно замещен хлоритом, серпентином и цеолитом. Обломки роговообманковых порфиритов района сел. Молити характеризуются гиалопилитовой с хлоритизированной или оглинившейся основной массой, местами содержащей мутный апатит. Вкрапленники представлены плагиоклазом, авгитом и роговой обманкой.

Плагиоклаз (лабрадор, реже андезин) почти всегда зонален, иногда с рекурренцией; подвержен преобразованию — хлоритизирован, карбонатизирован, иногда цеолитизирован; замещение происходит вдоль некоторых зон, тогда как другие зоны остаются совершенно не измененными; в некоторых шлифах плагиоклаз совершенно свежий — микротиновый. Авгит играет подчиненную роль, часто замещен кальцитом и хлоритом, лишь изредка встречаются его свежие остатки. Роговая обманка (*cNg* 10—11°) зеленая или бурая, опацитизированная; местами полностью замещена магнетитом, в некоторых же шлифах — хлоритом.

Встречающиеся в туфах обломки плагиоклазовых порфиритов от других порфиритов отличаются лишь отсутствием железисто-магнезиальных минералов.

Лавовые образования похожи на соответствующие порфириты из обломков туфов.

Авгит-олигоклазовый порфирит в ущелье р. Тедзами (табл. 111) имеет грязно-буровато-коричневую гиалопилитовую основную массу, представляющую базис с включениями в небольшом количестве микролитов плагиоклаза. В виде порфировых вкрапленников содержатся плагиоклаз (олигоклаз) и авгит. Первый из них образует крупные таблитчатые кристаллы, которые интенсивно замещены хлоритом, окаймленным бесцветным анальцимом; последний выполняет также пустоты. Авгит (*cNg* 44°) образует идиоморфные неправильной формы бесцветные зерна, кое-где подверженные хлоритизации.

Выводы

Изучение вулканогенных образований меловой вулканогенно-осадочной свиты зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы дало возможность Г. С. Дзоценидзе сделать заключение об известково-щелочном составе слагающих ее пород. В нижней части, по его мнению, развиты преимущественно альбитовые порфириты (спилиты) и туфы.

Из приведенного этим автором описания разрезов видно, что альбитизация и другие процессы, наблюдаемые в вулканогенах мела, являются наложенными.

Стратиграфически выше альбитизация плагиоклаза постепенно убывает, а затем полностью исчезает; по-видимому, она связана с привносом натрия (натриевый метасоматоз). Привнос натрия проявляется также в цеолитизации. Очевидно, альбитизация предшествовала всем другим проявляющимся здесь процессам, что следует из наблюдающегося замещения альбита из обломка альбитового порфирита Хведуретской антиклинали радиально-лучистым цеолитом или анальцимом. Процессы серпентинизации, хлоритизации, карбонатизации, магнетизации и другие, по-видимому, еще более поздние, развивающиеся по железисто-магнезиальным минералам, образуя соответствующие псевдоморфозы, но, переходя в раствор, они мигрируют по трещинам, замещая плагиоклаз, и отдельные части породы, а их подводящие каналы образуют жилки. Наблюдаются также скопления и заполнение пустот этими минералами.

В туфе из Хведуретской антиклинали цемент представлен цеолитом и хлоритом, которые, вероятно, образованы в результате наложенных процессов.

Подтверждением развития метасоматических процессов, иногда приуроченных к определенным породам и минеральным индивидам, может служить зональный плагиоклаз с рекурренцией, который только в пределах некоторых зон плагиоклаза замещен хлоритом, кальцитом и цеолитом.

Наличие в карбонатных породах линз халцедона, образующего жилки и слагающего микрофауну, наводит на мысль об его возникновении в результате привноса кремния.

Зона Сомхитской глыбы

Верхнемеловая вулканогенно-осадочная свита

Общие сведения

В геологическом строении Южной Грузии большое место занимает верхнемеловая вулканогенно-осадочная свита, распространенная на значительной площади между Локским и Храмским кристаллическими массивами, принимающая участие в сложении синклинальной депрессии, развитой между этими массивами.

Верхнемеловая вулканогенно-осадочная свита рядом исследователей расчленяется на три горизонта: вулканогенно-карбонатный (нижний сеноман), вулканогенный (верхний сеноман — низы кампана), карбонатный (верхний кампан — дат).

Верхний мел в Южной Грузии начинается несогласно залегающими трансгрессивными отложениями нижнего сеномана с базальным конгломератом в основании, — конгломераты, песчаники, — переходящие в известняки с богатой сеноманской фауной. Выше карбонатная фация постепенно сокращается, и появляется туфовый материал; все еще встречающаяся сеноманская фауна указывает на то, что вулканическая активность в рассматриваемой области началась в сеномане. Стратиграфически выше вулканический материал начинает преобладать, однако кое-где еще встречаются маломощные слои карбонатных пород, песчаников, туфопесчаников и туфоконгломератов.

В верхнемеловой вулканогенно-осадочной свите рядом исследователей (Ш. А. Адамия, Р. А. Гамбашидзе, П. Д. Гамкрелидзе, Ш. И. Джавахишвили, В. И. Зесашвили, Н. А. Канделаки, И. А. Маркозия и др.) была собрана ископаемая фауна, давшая возможность установить все ярусы верхнего мела.

Специальные петрографические исследования верхнемеловых вулканогенных образований свиты еще никем не проводились. В литературе имеются данные о преимущественно кислом их составе и весьма подчиненном развитии основных пород. Отмечается также наличие вторичных процессов, выразившихся в окварцевании, альбитизации, хлоритизации, карбонатизации, серицитизации и т. п. (Габуния, Гамкрелидзе, 1942; Гамкрелидзе, 1949; Дзоценидзе, 1948 и др.).

Более детально петрографический состав вулканогенов свиты, развитой между реками Дебеда и Шулавер, в окрестностях селений Бардадзори, Гюльбаги, Ходжорни, Цопи, изучался Г. С. Дзоценидзе (1948). По его данным, вулканогены здесь представлены кислыми эффузивами и их туфами; маломощные выходы основных эффузивов и их туфов встречены автором только в одном месте.

Г. С. Дзоценидзе описывает на этом участке кварцевые и бескварцевые альбитофиры, кварцевые порфириты и их туфы, залегающие под

садахлинскими мраморами. Альбит данных пород автор считает вторичным минералом на том основании, что наряду с полностью альбитизированным плагиоклазом в них содержится частично альбитизированная его разность (№ 30). Среди туфов им описывается покров афирового кварцевого порфира, основная масса которого микрогранитовая, состоящая из многочисленных мелких зерен кварца, погруженных в ортоклазовый базис; фельзитовый базис наблюдается в незначительном количестве; имеются жилки кварца и кальцита. Недалеко от этого покрова имеется покров бескварцевого альбитофира. Выше, в разрезе окрестностей сел. Гюльбаги среди кислых туфов попадаются прослои туфов и брекчий, состоящие из смешанного материала или из материала лишь андезин-лабрадорового порфирита.

По дороге, соединяющей селения Гюльбаги и Ходжорни, обнажается пачка зеленоватых псаммитовых туфов (кристаллические туфы кварцевого альбитофира), в которых встречаются линзы микрозернистых известняков с многочисленными остатками водорослей и мшанок. Наблюдаются многочисленные жилки и линзы крупнозернистого кальцита. Туфовый материал в виде обломков кварца, альбита и основной массы кварцевых альбитофиров присутствует в незначительном количестве.

Выше (в 4 *м*) выходит базальтовый покров мощностью 5 *м*. Порода, взятая из западной части покрова, отличается от остальной его части меньшей кристалличностью и свежестью основной массы. В породе имеются микролинзочки крупнокристаллического кальцита, в одной из которых содержится халцедоново-кварцевая жеода со сферолитами халцедона и зернами кварца. Над базальтовым покровом залегает пачка кристаллических известняков, состоящих из мелких ромбоэдров кальцита; попадаются редкие мельчайшие зерна кварца.

В направлении к сел. Ходжорни обнажаются пачки пелитово-псаммитовых туфов, среди которых преобладают агломератово-кристаллические туфы, состоящие из смешанного материала — лабрадорового порфирита и кварцевого альбитофира в подчиненном количестве; цемент кальцитовый; присутствует значительное количество обломков зеленой роговой обманки.

Г. С. Дзоценидзе был просмотрен материал из верхнемеловых вулканогенов Поладаурского района. В этом районе он констатирует лавы и туфы кварцевого порфира и бескварцевого альбитофира. Кварцевые порфиры содержат значительное количество ортоклаза, иногда пертитового. Для них характерно интенсивное окварцевание и импрeньяции тематита.

По данным названного автора, в верхнемеловых вулканогенах преобладающую роль играют пирокластолиты; лавы наблюдаются редко. Самыми распространенными типами пород являются кварцевые и бескварцевые альбитофиры и их туфы. Довольно часто встречаются прослои и пачки известняков, иногда мраморовидных, и мергелей. Кварцевые порфиры, содержащие значительное количество калиевого полевого шпата, достаточно редки; альбит здесь вторичный. Первичным является дацитовая магма с переходными разностями, с одной стороны, к липаритам (содержащие небольшое количество калиевого полевого шпата), с другой, — к андезитам (малокварцевые и бескварцевые разности). Более основные типы пород весьма редки.

Дацитовые тела Г. С. Дзоценидзе считает одновременными с вмещающими их верхнемеловыми отложениями. Такое же мнение было высказано и другими исследователями (Заридзе, Татришвили, 1947). В настоящее время О. З. Дудаури и Ш. А. Адамия считают роговообманковые и роговообманково-биотитовые дациты корнями палеоценовых эффузивных дацитов, обнажающихся в ущельях рек Алгети и Храми. Здесь над известняками датского яруса залегают туфобрекчии

роговообманковых дацитов; выше следуют терригенные образования, а затем — туфобрекчии роговообманково-биотитовых дацитов.

По нашим данным, среди вулканогенных образований верхнего мела можно выделить туфы от грубообломочных до тонкообломочных — пелитовые, витрокластические, туфовые лавы, карбонатные породы, туфопесчаники, конгломераты, кварцевые и кварц-плагиоклазовые песчаники. К этим породам приурочены жилы, штоки и пластовые тела (эффузии) диабаз-порфиритов, порфиритов, дацитов, бескварцевых альбитофиров, кварцевых альбитофиров (содержащих кварц только в основной массе или как в основной массе, так и среди вкрапленников) и кварц-биотитовых альбитофиров.

Для верхнемеловых вулканогенных пород характерны наложенные процессы — окварцевание, альбитизация (кремниевый и натриевый метасоматозы) и т. п.

В состав верхнемеловой вулканогенной свиты входит строительно-облицовочный камень, известный с давних пор под названием болнисского туфа. (Из этого туфа построены или им облицованы прекрасные архитектурные сооружения г. Тбилиси, в частности, здание ИМЭЛа, здание Верховного Совета и Совета Министров Грузинской ССР).

В верхнемеловой период, в условиях погружения дна морского бассейна происходили интенсивные подводные излияния магмы, преимущественно основного или среднего, реже кислого состава. Данными, подтверждающими это, являются содержание в незначительном количестве терригенного материала в самих туфах; наличие различных песчаников и конгломератов; наличие морской ископаемой фауны как в туфах, так и в перемежающихся с ними терригенных отложениях.

Наблюдающееся резкое колебание мощности вулканогенных отложений в различных частях их развития, в частности большая их мощность (около 3 *км*) в южном крыле упомянутой в начале этой главы синклинальной депрессии и небольшая мощность (в пределах первых сотен метров) в северном его крыле, указывает на неодинаковую интенсивность вулканизма в различных местах развития вулканогенной свиты. В области северной периферии Локского массива в верхнемеловую эпоху вулканизм и последующие процессы были более интенсивными, чем в области периферии Храмского массива. Наблюдается некоторое различие и в составе магмы.

Ниже приводится петрографическая характеристика верхнемеловых вулканогенов Сомхитской глыбы по данным Г. М. Заридзе, Н. Ф. Татришвили и И. И. Хмаладзе, полученным за период работ 1956—1959 гг.

Туфовые образования

Грубо- и крупнообломочные туфы. Цвет данных туфов разнообразный с преобладанием серых тонов; встречаются туфы с зеленым, сиреневым, розовым, коричневым и желтым оттенками. Величина обломков колеблется в широких пределах — от 1 *мм* до 30 *см*. В отдельных случаях наблюдается некоторая окатанность обломков с образованием межформационных конгломератов и туфоконгломератов.

В основании верхнемеловых вулканогенов имеются базальные конгломераты. Среди обломков наиболее распространены порфирит, кварц и плагиоклаз. В количественном отношении преобладают то обломки пород, то обломки минералов. Из последних ведущую роль играет плагиоклаз. Из минеральных обломков встречаются также чешуи биотита и мусковита, реже калишпата и псевдоморфозы хлорита по железисто-магнезиальному минералу.

Текстура пород полосчатая, обусловленная чередованием разнозернистых и разноцветных полос. Структура литокристаллокластиче-

ская, литокластическая, кристаллокластическая и псефитовая. Цементирующая масса витрофиро-фельзитовая, витрофиро-микролитовая, фельзито-криптокристаллическая, криптокристаллическая и стекловатая. Нередко наблюдается флюидность цементирующей массы. В отдельных случаях порода обнаруживает трещиноватость и пористость; трещины и поры выполнены вторичными минералами.

Туфы обычно в той или иной мере окварцованы. В случаях сильного окварцевания и связанных с ним различных последующих процессов — хлоритизации, карбонатизации, пелитизации, лимонитизации и т. п., граница между обломками и связывающей массой стирается.

Среди обломков туфов различают:

1. Порфириты и основная масса порфиритов. Основная масса в большинстве случаев имеет гиалопилитовую структуру; стекловатый базис ее хлоритизирован, лимонитизирован, карбонатизирован, пелитизирован и окварцован. В отдельных случаях она алломорфная, состоит из плагиоклаза и кварца. Микролиты плагиоклаза расположены иногда ориентированно. Имеется рудный минерал. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом, пироксеном и псевдоморфозами хлорита. Вкрапленники плагиоклаза, наряду с пелитизацией и серицитизацией, подвержены эпидотизации. Поры пород выполнены карбонатом, хлоритом, халцедоном и кварцем.

2. Обломки темно-серого или коричневого стекла, имеющего нередко перлитовую структуру. Иногда они частично замещены хлоритом, пелитовым веществом и рудным минералом.

3. Пелитовые туфы.

4. Туфопесчаники и песчаники (в гальках базальных конгломератов).

5. Кварциты, иногда содержащие оолиты пирита.

6. Известняки.

7. Мандельштейновые альбитофиры, основная масса которых стекловатая. В ней в большом количестве наблюдаются округлой формы (0,8 *мм* в диаметре) мандельштейны. Края этих образований занимает цеолит коричневатого цвета, а центральную часть — бесцветные игольчатые кристаллики того же минерала. Порфировые вкрапленники обломков мандельштейновых альбитофиров представлены псевдоморфозами зернистого альбита по идиоморфному кристаллу, вероятно плагиоклаза, края которого сложены цеолитом коричневатого цвета.

8. Основная масса криптокристаллическая, содержащая порфировые выделения и лейсты (размером до 0,8 *мм*), представленные плагиоклазом. *Наблюдаются поры, выполненные хлоритом (делесситом).*

9. Стекловатая порода с примесью в незначительном количестве криптокристаллической массы.

10. Стекловатая порода с примесью плагиоклазовых микролитов и лейст.

11. Стекловатая хлоритизированная порода.

12. Стекловатая хлоритизированная порода с микролитами плагиоклаза.

13. Стекловатая порода с выделениями в значительном количестве рудного минерала.

14. Порода с гиалопилитовой или витрофировой основной массой, подвергшейся хлоритизации и лимонитизации. Порфировые выделения — плагиоклаз.

15. Стекловатая пористая порода. Поры выполнены хлоритом (делесситом), иногда кварцем. Бывают случаи выполнения пор карбонатом, халцедоном и реже рудным минералом.

16. Стекловатая порода перлитового строения. Перлитовые индивиды оторочены тонким слоем хлорита.

17. Порода (пироксеновый порфирит), в стекловатой основной массе которой включены порфировые выделения пироксена и плагиоклаза.

18. Основная масса породы, состоящая из стекла, пелитового вещества, серицита и хлорита. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, размер которых достигает 1,8 *мм*.

19. Порода, представляющая пузыристое хлоритизированное стекло.

20. Порода с криптокристаллической основной массой и порфировыми выделениями плагиоклаза размером до 0,2 *мм*.

21. Основная масса породы, представленная хлоритизированным стеклом с микролитами плагиоклаза, и порфировые вкрапленники, образующие зерна плагиоклаза размером до 1,2 *мм*.

22. Основная масса породы диабазовая; порфировые выделения — плагиоклаз (олигоклаз-андезин) и пироксен, замещенный делесситом; последний минерал принимает участие также и в составе основной массы.

23. Основная масса породы сферолитовая. Сферолиты сложены из радиально-лучистого новообразованного альбита; иногда наблюдаются закономерные прорастания кварца и плагиоклаза. Порфировые выделения альбит и кварц.

24. Основная масса породы мелко- или криптокристаллическая, окварцованная и лимонитизированная, содержащая рудный минерал и апатит. Вкрапленники, представленные плагиоклазом (альбит), местами пятнами замещены низкопреломляющим минералом — калишпатом.

25. Порода, представляющая кварцевый порфирит, содержащий как в основной массе, так и в порфировых вкрапленниках наряду с плагиоклазом кварц.

26. Микродиабаз, состоящий из мелких призм плагиоклаза и хлорита.

27. Окварцованный порфирит.

28. Порода с округлыми образованиями, состоящими из халцедона, иногда с оболочкой тонкозернистого кварца, по-видимому, реликтами радиолярий. Остатки фауны, заполненные тонкозернистым кварцем и опалом.

29. Редкие обломки древнего кварцевого диорита, состоящего из волнисто погасающего кварца, биотита и измененного плагиоклаза, гранита с микропегматитовым строением, окварцованного диоритового гнейса и хлоритового сланца, послойно инъецированного кварцем.

Обломки плагиоклаза, вероятно, являются продуктами верхнемелового вулканизма. Возможно, что часть из них представляет продукт размыва древних кристаллических пород. Наряду с обломочным плагиоклазом наблюдаются призматические его зерна. Состав их различен: альбит или олигоклаз-альбит, изредка кислый андезин; размер зерен 0,2—0,5 *мм*, в отдельных случаях 1,5 *мм*. Плагиоклаз свежим бывает редко; обычно он в какой-то мере изменен — альбитизирован, пелитизирован, карбонатизирован, иногда серицитизирован, цеолитизирован, хлоритизирован и лимонитизирован. Эти процессы протекают отдельно один от другого или (некоторые из них) совместно. Процесс альбитизации обычно доходит до конца, в результате чего содержащийся в туфах плагиоклаз приобретает кислый состав. Замещение более основного плагиоклаза альбитом местами произошло пятнами. Наблюдается также замещение плагиоклаза кварцем. В большинстве случаев плагиоклаз обнаруживает простую или полисинтетическую сдвойникованность.

Обломки кварца обычно сильно угловатые, трещиноватые, иногда раздробленные; трещины выполнены цементирующей массой. Величина зерен в различных туфах колеблется в пределах 1—1,5 *мм*, реже 2,5 *мм*

и 0,1—0,2 *мм*; крупные зерна бывают оплавленые. Погасание иногда волнистое. Наряду с явно обломочным содержатся идиоморфные кристаллы эффузивного кварца.

Главная часть кварца туфов, несомненно, является привнесенной; она пропитывает цементирующую массу, распределяясь в ней равномерно или окварцовывает цемент участками. Вместе с тем наблюдаются скопления и жилки кварца, а в отдельных случаях—его псевдоморфозы по плагиоклазу. Интенсивному и равномерному окварцеванию обычно подвергается вся порода, реже только связывающая масса, в результате чего туф основного состава принимает облик кварцевой порфиритовой или кварцевой альбитофировой породы. В отдельных случаях кварц замещается лишь плагиоклазом с образованием полных

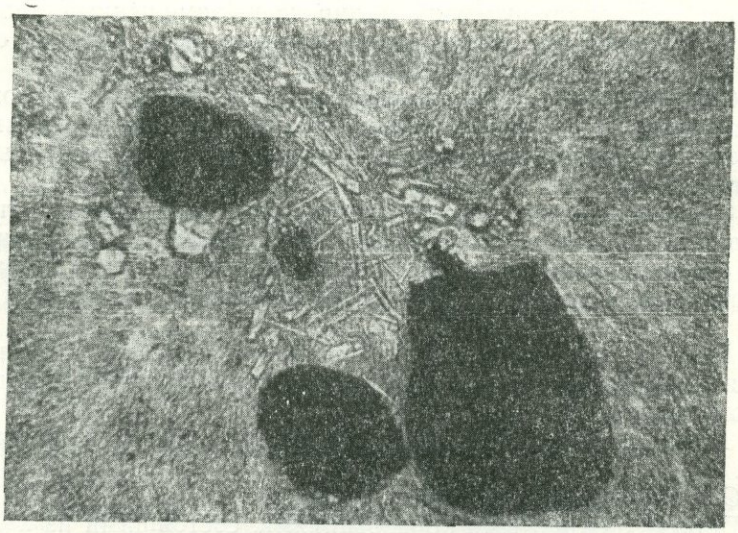


Рис. 29. Кристаллокластический туф. Апатит в ассоциации с рудным минералом. Николи скрещены. Ув. 90

или частичных псевдоморфоз либо вытесняет только пластинчатый хлорит, не затрагивая другие минералы.

Некоторые из рассматриваемых туфов кварца совершенно не содержат, и порода приобретает порфиритовый состав.

Из акцессорных минералов в породе наиболее распространен апатит, представленный мелкими зернами и реже игольчатыми кристаллами; иногда он образует скопления. Апатит встречается в виде включений в плагиоклазе, вместе с привнесенным кварцем и цеолитом, реже в ассоциации с рудными — магнетитом и пиритом (рис. 29), причем в отдельных случаях можно наблюдать возрастание количества его в связи с интенсивным окварцеванием. Апатит выделяется и при замещении плагиоклаза кварцем, хлоритом или цеолитом.

Магнетит представлен равномерно рассеянными в цементе зернами размером иногда до 0,6 *мм*; в единичных случаях присутствуют волосовидный магнетит и гематит. Иногда наблюдается гематитизация обломков порфирита, содержащихся в туфе, а также цемента, которая протекает одновременно с окварцеванием. Рудный минерал может замещаться лейкоксеном. В одном случае встречен турмалин. Изредка присутствуют минералы группы эпидота, сфен и циркон. Наблюдается также рутил в виде мельчайших палочек или игл, пронизывающих привнесенный кварц.

Цементирующая масса грубо- и крупнообломочных туфов в количественном отношении сильно варьирует; слагают ее преимущественно карбонат, хлорит и лимонит, образованные за счет разложения стекла; минеральные зерна представлены главным образом плагиоклазом и кварцем. Иногда цементирующая масса цеолитизирована; цеолит, возможно, относится к томсониту, образует зерна либо тонкие жилки. В отдельных случаях хорошо наблюдается, что связывающая масса, состоящая из кварца, плагиоклаза и стекла, подвержена альбитизации в результате привноса натрия. Вторичный плагиоклаз образует пятна с выделением цеолита, иногда полисинтетически сдвойникован; новообразованный плагиоклаз часто представлен в виде скоплений зерен и лейст; за счет раскристаллизации цемента в связи с привносом натрия возникают радиально-лучистые агрегаты плагиоклаза и цеолит; наблюдается разъедание привнесенным альбитом обломков плагиоклаза. Некоторые участки в туфах выполнены лимонитом, хлоритом, кварцем, карбонатом, халцедоном; встречаются жилки лимонита, кварца, плагиоклаза; иногда жилки карбоната разветвляются, секут и частично замещают обломки туфов.

Суммируя приведенную сводную характеристику грубо- и крупнообломочных туфов, можно заключить, что они образовались в результате подводной эффузивной деятельности магмы плагиоклазового порфиритового (андезитового) состава. На это указывают обломки плагиоклазовых порфиритов, содержащиеся в туфах в значительно большем количестве, чем обломки кислых порфировых пород — кварцевых порфиритов и кварцевых альбитофиров. Об излиянии в отдельных случаях магмы основного состава говорит наличие среди обломков основных магматических пород пироксеновых порфиритов и диабазпорфиритов. Иногда наблюдаются также обломки пироксена, замещенного хлоритом. В этих обломках наряду с основным или кислым плагиоклазом содержится андезин, являющийся продуктом частичной альбитизации.

В рассмотренных туфах главная часть обломков плагиоклаза образуется в результате эксплозивной деятельности верхнемеловой порфиритовой магмы, небольшая же часть их происходит из древнего кристаллического субстрата. На это указывает наличие в туфах обломков древних гранитоидов и гнейсов. Такое же происхождение имеет часть обломков иногда оплавленных кварцевых зерен, обнаруживающих волнистое погасание, характерных для древних гранитоидов Локского и Храмского массивов. Из минералов древних пород местами содержатся слюда и калиевый полевой шпат.

Оплавленные обломки кварца указывают на процессы ассимиляции верхнемеловой основной магмой кислых кристаллических пород субстрата, в результате чего излившаяся магма в различных своих частях приобрела средний состав — порфиритовый и кварцевый порфиритовый. Наблюдаемые иногда идиоморфные кристаллы кварца, вероятно, возникли в интрателлурическую фазу.

В описанных породах широко развиты наложенные процессы — окварцевание и альбитизация.

Первый из них вызывается привносом кремния (кремниевый метасоматоз), в результате чего образуется идиоморфный кварц, возникший метасоматическим путем и иногда трудноотличимый от эффузивного кварца. Метасоматический процесс местами протекал избирательно; в данном случае граница между подвергшимся метасоматозу минералом и не затронутым этим процессом соседним минералом резкая. Подобные явления обнаруживаются и в породах. Наблюдаются случаи, когда граница между подвергшимися и не подвергшимися процессу метасоматоза частями породы весьма отчетливая.

Процессу альбитизации подвержены почти все рассмотренные туфы. Особенно хорошо этот процесс наблюдается в основных плагиоклазах порфиритов, которые в результате альбитизации различной интенсивности обнаруживают неодинаковую кислотность (от андезина до альбита). Процесс альбитизации затрагивает плагиоклаз то равномерно, то пятнами. Этому процессу вместе с окварцеванием подвергается также цементирующая масса туфов, что вызывает полную раскристаллизацию стекла с выделением, наряду с кристаллами кварца и *альбита, карбоната, хлорита, рудного минерала* (*магнетита, гематита* и лимонита) и др. В отдельных случаях образуются сферолиты альбита. В связи с названными процессами возникают довольно распространенный в этих туфах апатит и другие минералы, в частности эпидот, рутил, сфен, турмалин и циркон.

Процесс альбитизации, или натриевый метасоматоз, выражается также в цеолитизации, которая обычно протекает независимо от альбитизации, но бывают случаи, когда оба процесса проявляются одновременно.

Среднезернистые туфы. Цвет данных туфов примерно такой же, как и предыдущих. Структуры: кристаллолитокластическая, кристаллокластическая, кристалловитрокластическая и криптокристалловитрокластическая. Отдельные разности обнаруживают полосчатость, вероятно выявляющуюся в результате инъекции растворов, вызывающих *альбитизацию и окварцевание. Иногда порода пористая; поры выполнены* кварцем, хлоритом, лимонитом или кальцитом, редко альбитом; наблюдаются также жилки кварца и карбоната.

Кластический материал представлен главным образом кварцем, измененным плагиоклазом, и обломками порфирита. Количественные соотношения между минеральными обломками и обломками пород различные. *Количество обломков кварца и плагиоклаза* также изменчиво: в одних туфах преобладает кварц, в других — плагиоклаз. Имеются туфы, где кварц отсутствует. Количественные соотношения между обломками и связывающей (цементирующей) массой также различные.

Наряду с кварцем и плагиоклазом содержатся обломки карбоната (кальцит); в отдельных случаях — обломки чешуй биотита и мусковита. Размер обломков 0,1—0,4 *мм*, изредка до 1 *мм*.

В среднезернистых туфах встречены следующие образования:

1. Порода со стекловатой основной массой, с редкими включениями микролитов плагиоклаза.

2. *Фельзит-гиалиновая основная масса породы. Порфировые выделения* представлены плагиоклазом олигоклаз-андезинового ряда. Из акцессориев содержится апатит.

3. *Витрофирово-фельзитовая основная масса породы. Наблюдается* окварцевание.

4. Витрофирово-микролитовая основная масса породы. Фенокристаллы и *лейсты представлены плагиоклазом.*

5. Хлоритизированная и лимонитизированная стекловатая основная масса породы.

6. Хлоритизированная, лимонитизированная и гиалиново-микролитовая основная масса породы.

7. Порода с фельзитовой сильно хлоритизированной и лимонитизированой основной массой. Микровкрапленники представлены плагиоклазом.

8. Микролитовая основная масса породы, базис — лимонитизированное вещество.

9. Порода с криптокристаллической основной массой.

10. Основная масса породы, состоящая из мелких зерен плагиоклаза и кварца.

11. Порода с микролитовой основной массой.

12. Основная масса породы изотропная, лимонитизированная.

13. *В шлифе наблюдаются две различные части*, придающие породе такситовый облик. Одна из частей представляет собой окварцованный порфирит (наблюдаются жилки кварца) с порфировым кварцем и пелитизированным плагиоклазом. Основная масса содержит кварц, плагиоклаз, и криптокристаллы. Основная масса второй части криптокристаллически-фельзитовая, лимонитизированная, в небольшом количестве содержатся плагиоклаз и кварц. Порфировых выделений мало, они представлены серицитизированным и пелитизированным плагиоклазом. *Акцессории не наблюдаются.*

14. Порода состоит из обломков глауконита и раковин, сцементированных песчанистым материалом.

Плагиоклаз (альбит, олигоклаз, олигоклаз-андезин) наряду с обломками образует хорошо ограниченные кристаллы. Он, по-видимому, является минералом порфирита. Некоторые кристаллы плагиоклаза обнаруживают простую и полисинтетическую сдвойникованность. Он то свежий, то измененный — пелитизированный, хлоритизированный, карбонатизированный и серицитизированный. С ним связан игольчатый апатит. Местами наблюдается разъедание плагиоклаза кварцем. Новообразованный плагиоклаз (альбит) иногда сильно пропитывает породу с возникновением мелких зерен.

Вместе с плагиоклазом встречается полностью измененный — *лимонитизированный железисто-магнезиальный минерал, о былом* содержании которого можно судить по формам и характерным трещинам спайности.

Кварц обломочный, почти всегда резорбированный, местами же эффузивный; в основной массе всегда привнесенный. Обычным является сильное окварцевание туфа, но имеются разности, где окварцевания не наблюдается. Кварц иногда выполняет поры породы. Там, где видимое окварцевание не обнаруживается, апатит часто отсутствует, *но иногда присутствует циркон. Нередко порода одновременно окварцована* и альбитизирована.

Пироксен, который встречается в туфах, развитых на периферии Храмского массива, представлен обломками или идиоморфными кристаллами размером 0,4—0,8 *мм*. Он бесцветный, нередко свежий, иногда частично замещен хлоритом. Сечется жилками карбоната и лимонита.

Связывающая (цементирующая) крипто- и мелкокристаллическая масса подвержена интенсивному окварцеванию. По сравнению с обломками она, как отмечалось, играет то подчиненную, то господствующую роль. Представлена хлоритом, иногда делесситом, стеклом, карбонатом и рудным минералом, размещенным по всей породе, иногда равномерно. Хлорит, а также рудный минерал и его гидроокислы обычно образуются за счет стекла. Рудный минерал содержится иногда в таком большом количестве, что начинает играть роль цементирующей массы, к которой местами примешивается привнесенный кварц и частично лимонитизированный кальцит, образующий пятна, скопления и жилки. В цементирующей массе встречаются чешуйки мусковита и биотита. В отдельных случаях наблюдается пропитывание цемента цеолитом (анальцимом), а также хлоритом ржаво-желтого цвета с красновато-оранжевыми цветами интерференции.

Из акцессорных минералов распространен апатит в виде зерен и палочек; он обычно связан с плагиоклазом, иногда же включен в кварц. Там, где наблюдается биотитизация, появляется циркон (Заридзе, Татришвили, 1952). В этих же шлифах содержится также радиально-лучистый агрегат рутила. В шлифах встречаются и минералы группы эпидота.

Наблюдаются жилки карбоната, лимонита и кварца, а также окварцованные участки. Местами плагиоклаз разъедается кварцем, который частично или полностью его замещает.

Таким образом, в данных породах главная часть кварца, несомненно, является привнесенной, но, наряду с этим кварцем, а также с обломочным, в отдельных случаях попадаются идиоморфные кристаллы кварца.

Помимо процесса окварцевания (кремниевый метасоматоз), туф испытывает альбитизацию (натриевый метасоматоз). Привнос натрия выражен также цеолитизацией.

Образование главной части хлорита и рудного минерала с гидроокислами железа в результате разрушения стекла под воздействием метасоматизирующих растворов в рассмотренных туфах весьма наглядно.

На образование данных туфов в результате активности основной магмы указывает содержание в них обломков пироксеновых порфиритов и сравнительно основного, частично альбитизированного плагиоклаза.

Мелкозернистые туфы. Цвет данных туфов серый, от светло- до темно-серого; встречаются также туфы зеленого, сиреневого, желтого, коричневого и розового цвета, с разными оттенками.

Под микроскопом они обнаруживают кристаллокластическую, литокристаллокластическую, витрокластическую и такситовую структуры. Текстура в отдельных случаях слоистая — полосчатая.

Обломки, размер которых колеблется в пределах 0,1—0,2 *мм*, представлены порфировыми эффузивными породами основного состава, плагиоклазом и кварцем, а также карбонатом и хлоритом. В некоторых туфах алевритового характера обломки пород отсутствуют, цементирующая масса витрофирово-фельзитовая хлорит-карбонатного состава.

Наблюдающиеся микротрещины выполнены рудным минералом, окислами железа и карбонатом. Поры заполнены карбонатом и плагиоклазом. Иногда стенки пустот покрыты лимонитом.

Обломки пород следующие:

1. Порода с сильно пелитизированной и лимонитизированной витрофировой основной массой.
2. Порода с лимонитизированной криптокристаллической основной массой.
3. Порфировая порода с гиалопилитовой основной массой.
4. Лимонитизированное стекло, представляющее основную массу порфирита.

Плагиоклаз (альбит, олигоклаз-альбит, олигоклаз) встречается в виде неправильных угловатых обломков и частично идиоморфных, карбонатизированных и пелитизированных кристаллов. Иногда контуры рассматриваемого минерала разъедены под воздействием не только магматического расплава, но и последующими химически активными растворами. Эти растворы местами совершенно преобразовали как плагиоклаз, так и обломки пород, в результате чего граница между связывающей массой туфа и обломками стерта, и образовались фельзитовые пятна.

В данных туфах вместе с привнесенным кварцем или халцедоном наблюдается также новообразованный плагиоклаз, представленный в виде мелких отдельных кристаллов и их скоплений. К ним приурочены кальцит, рудный минерал и апатит. Привнос натрия выражен также в цеолитизации туфа, которая протекает вместе с хлоритизацией и окварцеванием. Процессу цеолитизации подвергается плагиоклаз. Главная часть хлорита является результатом раскристаллизации стекла. Рудный минерал выделяется в основном также в результате разрушения стекла под воздействием растворов. В одном образце

можно констатировать замещение рудного минерала кальцитом, которое начинается с краев кристалла в виде выдержанной полосы с прямыми контурами. Иногда образуются псевдоморфозы кальцита по рудному минералу. Наряду с названными наложенными процессами наблюдается эпидотизация.

В рассматриваемых туфах кварц обычно носит обломочный характер, но нередко, как отмечено, он вместе с другими вторичными минералами пропитывает туф, образуя скопления мелких зерен и жилки. Процесс окварцевания особенно хорошо наблюдается в связывающей массе.

Цемент обычно очень мелкозернистый, адиагностический, микрофельзитовый. Иногда в нем выделяются микролиты плагиоклаза. В состав цементирующей массы входят карбонат, хлорит (делессит) и серицит. Довольно много зерен рудного минерала и гидроокислов железа. Названные минералы нередко образуют скопления и жилки, которые особенно хорошо развиваются в процессе окварцевания. Поэтому мы их относим к новообразованным минералам, возникшим за счет разрушения стекла под воздействием содержащих кремний, натрий и воду растворов.

На основании изложенного мы приходим к заключению, что мелкозернистые туфы образовались в результате подводной активности главным образом порфиритовой магмы, на что указывают обломки порфиритов, а также состав самих туфов, во многих случаях не содержащих обломочного кварца или содержащих его в качестве привнесенного минерала. Изредка присутствующий в туфах эффузивный кварц, повидимому, образован в результате ассимиляции основной магмой пород подстилающего древнего субстрата.

Существенная часть обломков плагиоклаза связана с верхнемеловым вулканизмом, частично же, вероятно, происходит из древнего субстрата. Обломки плагиоклаза подвержены альбитизации и разъеданию под воздействием не только магматического расплава, но и поздних растворов. Наряду с упомянутым плагиоклазом имеется новообразованный плагиоклаз, встречающийся в виде отдельных мелких зерен и скоплений вместе с привнесенным кварцем, кальцитом и рудным минералом. Альбитизация плагиоклаза туфа и возникновение новообразованного мелкокристаллического альбита вызваны привносом натрия. В результате этого привноса в отдельных случаях возникает цеолит (анальцим).

Наблюдающийся в породе процесс хлоритизации происходит под воздействием растворов за счет разрушения стекла. В результате этого процесса высвобождается железо, которое идет на образование рудного минерала. Все другие процессы: кальцитизация, эпидотизация, лимонитизация, образование акцессориев (апатита, циркона) и т. п., связаны с натриевым и кремниевым метасоматозами.

Пелитовые туфы. Данные туфы однородные, цвет их зеленый, серый, коричневатый и желтовато-серый. По размеру зерен (не более 0,1 *мм*) породы принадлежат к группе пелитов, а по содержанию вулканического материала — к туфам.

Структура туфов пелитовая, пепловая, кристаллокластическая и витрокристаллокластическая; текстура полосчатая. Трещины выполнены карбонатом, рудным минералом, гидроокислами железа и иногда плагиоклазом; поры — халцедоном, кальцитом и гематитом. Среди минеральных обломков в пелитовых туфах содержатся плагиоклаз, кварц, хлорит, кальцит, рудный минерал (лимонит). Обломки пород, представленные порфиритом, встречаются редко. В количественном отношении преобладают то кластический материал, то цемент.

Плагиоклаз обломков обнаруживает больший по сравнению с канадским бальзамом показатель преломления и, вероятно, относится

к ряду олигоклаза и олигоклаз-андезина, что указывает на средний состав магмы, давшей пелитовые туфы. Данный плагиоклаз почти всегда в той или иной мере пелитизирован.

В отдельных случаях в пелитовых туфах наблюдается возникновение сетчатой серицитовой массы, в которую погружены все остальные минералы туфа. При больших увеличениях можно убедиться, что серицит образован за счет плагиоклаза. Сетчатое его строение обусловлено тонкозернистостью подвергшегося серицитизации плагиоклаза. В то же время при больших увеличениях выявляются участки с высокими аномальными цветами интерференции, что указывает на наличие соссюрита.

Обломки кварца почти всегда содержатся в довольно большом количестве. В отдельных случаях они сильно преобладают над другими минеральными обломками, в частности над плагиоклазом. В таких случаях породу можно назвать кварцевым пелитом.

Цементирующая масса оглинившаяся, адиагностическая, криптокристаллическая, стекловатая. Она подвержена процессу лимонитизации, хлоритизации, карбонатизации и серицитизации. При разрушении стекла выделяются хлорит, кальцит и рудный минерал. В цементирующей массе содержатся мельчайшие обломки плагиоклаза и кварца, а также ископаемая фауна, замещенная карбонатом.

Нередко наблюдается пропитывание цементирующей массы новообразованным плагиоклазом (альбитом) и кварцем. Оба названных минерала равномерно рассеяны и образуют скопления мелких зерен. Кроме того, встречаются их жилки.

В породе содержатся также эпидот, апатит, магнетит и гематит. Апатит приурочен к привнесенному кварцу. Вместе с последним минералом встречаются зерна гематита и гидроокислы железа. Одновременно рудный минерал выполняет поры и образует дендритоподобные тельца.

Пелитовые туфы образовались в результате подводной активности магмы средней кислотности (порфиритового состава). Обломки порфиритовых пород в данных туфах имеют весьма ограниченное развитие, что объясняется размером (пелитоморфностью) обломочного материала.

Среди минералов обломочными являются плагиоклаз и кварц, частично же они возникли в результате наложенных процессов — натриевого и кремниевого метасоматозов. Главная масса хлорита и рудного минерала, в том числе гематит, образованы вследствие распада стекла. Таково же происхождение части кальцита. Этот минерал образуется, по-видимому, также при деанортитизации обломочного плагиоклаза порфиритов. Серицитизация плагиоклаза вызвана, по-видимому, привносом калия. В связи с привносом определенных элементов, в частности фосфора, выделяется апатит.

Витрокластические туфы. Распространенным цветом для данных туфов является серый и зеленый различных оттенков.

Порода обычно плотная, однородная; излом стекловатый.

Структура кристалловитрокластическая, кристаллолитовитрокластическая; цементирующая масса микрофельзитовая, пепловая, реже перлитовая. Наблюдаются поры, выполненные хлоритом (делесситом), лимонитом, рудным минералом, карбонатом и кварцем. Трещины выполнены теми же минералами, в одном случае — альбитом.

В витрокластических туфах количественно преобладают то обломки, то цементирующая (пепловая) масса. Распространены минеральные обломки; обломки же порфировых пород и стекла встречаются в небольшом количестве. Минеральные обломки в порядке их распространенности представлены плагиоклазом, кварцем, хлоритом и карбонатом.

Плагиоклаз-олигоклазового, реже олигоклаз-андезинового состава. Полисинтетически сдвойникован. Серицитизированный плагиоклаз иногда похож на таковой из древних гранитоидов. Изредка наблюдается калишпатизация плагиоклаза, в результате чего образовались пертитоподобные полосы, в которых плагиоклазовая часть серицитизирована. Некоторые обломки серицитизированного плагиоклаза переполнены игольчатым рутилом. Содержатся также рудный минерал и апатит.

Наряду с обломочным плагиоклазом в цементирующей массе в виде скоплений и жилок нередко встречается новообразованный плагиоклаз (альбит), разъеденный кварцем. При раскристаллизации стекла под воздействием флюидов возникают новообразованные мелкие идиоморфные кристаллы плагиоклаза, в процессе роста которых постепенно формируются крупные идиоморфные его кристаллы, напоминающие порфировые выделения эффузивных пород.

В витрокластических туфах в меньшем количестве содержатся обломки кварцевых зерен с волнистым погасанием, из которых отдельные более или менее идиоморфны и оставляют впечатление эффузивного кварца. В большом количестве присутствует также и новообразованный кварц, пропитывающий цементирующую массу туфа и вызывающий ее раскристаллизацию и другие преобразовательные процессы. Кварц то равномерно рассеян в туфе, то образует скопления и гнезда, а также заполняет трещины, в результате чего возникают его жилки (подводящие каналы). Встречаются радиально-лучистые образования халцедона.

Структуры основной массы обломков порфировых пород различные — витрофировая, гиалопилитовая и мелкокристаллическая, представленная сферолитами альбита, содержащими рутил. В некоторых обломках пород, в кварц-плагиоклазовой основной массе в большом количестве содержится новообразованный гематит. Вкрапленники представлены плагиоклазом. Местами гематита настолько много, что обломки пород в шлифе становятся совершенно черными. Иногда обломки представлены порфировыми породами с цеолитизированной и хлоритизированной основной массой, в которой вкрапленниками являются совершенно прозрачные (микротиновые) кристаллы кислого плагиоклаза. Свежесть и кислый состав плагиоклаза при сильном изменении всей основной массы и контуры обломков наводят на мысль, не являются ли эти образования обломками порфировых пород или перекристаллизованными участками стекла, подвергшегося неравномерному (участковому) процессу преобразования. В породе содержится цеолитизированная ископаемая фауна.

В результате спекания обломков с цементирующей массой (стеклом) и поздней перекристаллизации последней под воздействием растворов обломки от цементирующей массы не всегда ясно отграничиваются.

Цементирующая масса преимущественно реликтово-пепловая. Наряду со стеклом в подчиненном количестве содержатся кварц, плагиоклаз и хлорит, в отдельных случаях в виде хорошо образованных пластинок, приуроченных к привнесенному кварцу. Кроме того, в цементе наблюдаются гидроокислы железа, рудный минерал, замещенный лейкоксеном, и приуроченный к нему апатит.

Для цементирующей массы обычным является окварцевание; в отдельных случаях наблюдается сильное пропитывание и поглощение ее кварцем. Реже имеет место пропитывание породы новообразованным альбитом. Привнос натрия выражается в сильной цеолитизации цементирующей массы. Цеолит (анальцим) является изотропным и низкопреломляющим, иногда радиально-лучистым. Наряду с названными процессами развиты также хлоритизация, лимонитизация, глинизация

и карбонатизация. Хлорит ярко-зеленый, пластинчатый, неплеохроирующий. Иногда в его пластинках замечаются остатки моноклинного пироксена. В отдельных случаях хлорит имеет высокие цвета интерференции. Наблюдение показывает, что здесь происходит зарождение биотита.

В одном случае в стекловатой связывающей массе в ассоциации с кварцем наблюдались зеленые тонковолокнистые (игольчатые) и радиально-лучистые образования актинолита.

Возникновение акцессориев связано с окварцеванием и вообще с процессами привноса и метасоматического преобразования туфа. При отсутствии данных процессов (процесса окварцевания) акцессории в породе обычно не содержатся.

Апатит и рудные минералы приурочены к окварцованным участкам. Апатит обычно мелкий — короткопризматический. Рудный минерал, имеющий скелетообразную форму, иногда замещается ватовидным минералом — лейкоксеном, который местами просвечивает и приобретает высокие цвета интерференции (появляется сфен).

К карбонат-лимонитовым участкам и участкам, представленным рудным минералом, приурочен рутил, возникший за счет лейкоксена, образованного из рудного минерала (ильменита).

В некоторых случаях цементирующая масса туфа, содержащая стекловатые обломки пород, полностью представлена карбонатом, вероятно заместившим стекло.

Таким образом, в витрокластических туфах наряду с обломочным плагиоклазом, который напоминает таковой из древних гранитоидов, содержится новообразованный, реже идиоморфный мелкий плагиоклаз кислого состава, пропитывающий (иногда с кварцем) связывающую массу. В некоторых случаях наблюдается увеличение размера плагиоклаза, в результате чего постепенно формируются его крупные кристаллы, напоминающие плагиоклазы эффузивных пород, образованные в интрателлурическую фазу кристаллизации излившейся магмы. Приведенное наблюдение настолько очевидно, что возникает предположение о подобном происхождении порфировых вкрапленников плагиоклаза и в некоторых других эффузивных породах.

Наличие совершенно свежих (микротиновых) вкрапленников кислого плагиоклаза в некоторых обломках, содержащихся в витрокластических туфах с цеолитизированной и хлоритизированной связывающей массой, заставляет думать, что эти образования, возможно, являются не обломками порфировых пород, а неравномерно преобразованными участками стекловатой массы с выделением новообразованного идиоморфного плагиоклаза.

Таким образом, наличие натриевого метасоматоза в данных туфах совершенно очевидно; еще более отчетливо проявляется кремниевый метасоматоз. Кварц пропитывает связывающую массу, образует гнезда, скопления и жилки. Наряду с привнесенным кварцем наблюдается также и обломочная его разность с волнистым погасанием. Некоторые кварцевые индивиды представлены идиоморфными зернами, напоминающими интрателлурические образования.

Редко встречающийся процесс калишпатизации, в результате которого возникают пертитоподобные образования, указывает на привнос в отдельных случаях незначительного количества калия.

В связи с привносом вещества происходит раскристаллизация стекловатой массы туфа, в результате чего протекают процессы глинизации, хлоритизации, цеолитизации, карбонатизации, лимонитизации, гематитизации и выделяются магнетит, ильменит, сфен и лейкоксен. Образование акцессориев связано также с упомянутыми процессами преобразования.

Туфовые лавы. Макроскопически данные породы имеют сероватo-розовый, серо-зеленый, коричнево-серый и светло-рыжевато-зеленые цвета. Обычно они мелкозернистые и плотные. Наблюдаются включения (обломки) различного размера и в разном количестве.

Под микроскопом порода обнаруживает гиалопилитовую, фельзитовую, витрофировую, витрокластическую, микролитовую и такситовую структуры. Реже наблюдается пепловая структура. Имеются также микропертитовые участки. Иногда текстура полосчатая.

Цементирующая, частично окварцованная стекловатая масса нередко обнаруживает флюидность; она обволакивает обломки плагиоклаза, хлорита и стекловатых пород. В отдельных случаях основная масса мелкопористая. Поры выполнены кварцем и халцедоном, иногда вместе с хлоритом (делесситом) и рудным минералом, или только хлоритом. Диаметр пор 2—3 *мм*.

Основная масса породы то преимущественно стекловатая, то мелкокристаллическая. Мелкие кристаллы ее представлены новообразованным плагиоклазом (альбит) и кварцем. Названные минералы как бы пропитывают породу. Их одновременное присутствие фиксируется не всегда. В отдельных породах альбит основной массы образует скопления мелких кристаллов различной формы. Иногда наблюдается раскристаллизованность стекла с образованием скоплений радиально-лучистых кристаллов и мелких зерен альбита неправильной формы, окружающих крупные кристаллы или обломки плагиоклаза. Привнос натрия в отдельных случаях выражается также в цеолитизации стекла. В некоторых случаях имеются желтые, непрозрачные, слабо поляризующие скопления зерен опала. В породах, где наблюдается их пропитывание кварцем, встречаются кварц-хлоритовые образования (скопления), представляющие, по-видимому, пропитанные кварцем хлоритовые участки. Вместе с хлоритом в основной массе содержатся рудный минерал, лимонит, серицит, эпидот и пелитовое вещество. В одной из пород присутствует много сфена, обычно замещенного лейкоксеном. Сфен имеет клино- и конвертообразную формы. К рудному минералу приурочен мелкий апатит. В других случаях апатит встречается в ассоциации с кварцем и карбонатом. В агрегате скоплений кварца с хлоритом (делесситом) и рудным минералом ассоциирует тонкопризматический (игольчатый) апатит. О привнесенном (переотложенном) характере рудного минерала за счет разрушения стекла говорит наличие его жилок. В основной массе вместе с рудным минералом иногда наблюдаются серицитизированный плагиоклаз, эпидот и хлорит (делессит). В одном из образцов отмечена жилка, состоящая из кварца, хлорита и адиагностического, низко преломляющего минерала, образующего мелкие зерна.

Из минеральных обломков (размер 0,1—1,5 *мм*) ведущую роль играет плагиоклаз, иногда микротиновый; в меньшем количестве встречаются кварц и хлорит, возникшие, по-видимому, в результате хлоритизации стекла. Наряду с явными обломками плагиоклаза (олигоклаз-альбит) встречаются также и идиоморфные его кристаллы, представляющие порфировые вкрапленники туфовых лав. В редких случаях наблюдаются обломки и идиоморфные кристаллы пироксена, которые частично или полностью замещаются хлоритом. Среди обломков содержатся также порфировые породы, имеющие витрофировую и микролитовую структуры основной массы, подвергшиеся лимонитизации и хлоритизации.

Анализируя приведенный фактический материал, приходим к заключению, что магма, давшая туфовые лавы, была порфиритового или, возможно, несколько более основного состава. В пользу этого говорят порфиритовый состав туфовых лав, не подвергшихся инъекционному метаморфизму, и содержание пироксена. Таков же состав обломков

пород, имеющих витрофировую и микролитовую структуры, подвергшихся лишь лимонитизации и хлоритизации.

На поздний привнос кремниево-натриевых растворов указывают наблюдающееся пропитывание породы кварцем и альбитом, их скопления и жилки, а также раскристаллизованность стекла основной массы с возникновением неправильных радиально-лучистых скоплений альбита, окружающих порфировые выделения плагиоклаза.

Содержащиеся в туфовых лавах обломки плагиоклаза (альбит-олигоклаз) и реже кварца, вероятно, являются ксенолитовыми.

В результате инъекционного метаморфизма образуются если не все, то, по крайней мере, часть содержащихся в породе акцессорных и рудных минералов, на что указывают жилки рудного минерала, которые, распыляясь, переходят в мелкие его зерна. Названный минерал, вероятно, является результатом разрушения стекла основной массы, за счет которого выделяется также хлорит, содержащийся вместе с привнесенным кварцем. О позднем возникновении апатита говорит наличие его тонкопризматических кристалликов вместе с привнесенным кварцем и продуктами разрушения стекла.

Туфопесчаники и песчаники

Макроскопически данные породы имеют массивное или слоистое сложение. Они мелкозернистые. Наблюдаются жилки кварца, лимонита и карбоната. Цвет пород серый, темно-серый и рыжевато-серый.

Туфопесчаники. Состоят из более или менее окатанных обломков кварца, плагиоклаза и хлоритизированных порфиритовых пород, туфов и кварцитов. Цементирующая масса мелкозернистая. Состоит из пелит-серицитовой смеси, хлорита, лимонита, кальцита, кварца и плагиоклаза. Поры выполнены радиально-лучистым хлоритом. Часто встречаются жилки карбоната.

Кварц характеризуется одновременным, реже волнистым погасанием. Плагиоклаз (олигоклаз-андезин) бывает сдвойникован, карбонатизирован и серицитизирован. Мусковит и биотит наблюдаются в виде чешуек. Хлорит слагает массу, которая иногда занимает почти половину площади шлифа; встречающиеся зерна хлорита, возможно, образованы за счет обломков стекла; иногда хлорит окружен опацитовой каймой. В отдельных случаях в хлоритовой массе в погруженном состоянии находятся зерна кальцита (размер 0,2 *мм*); нередко содержатся псевдоморфозы кальцита по плагиоклазу. Рудный минерал, эпидот, циркон, сфен и пирит присутствуют в подчиненном количестве.

В породах встречаются карбонатизированные скелеты ископаемой фауны, внутри которых располагаются хлорит, кварц или лимонит.

Кварцевые песчаники. Структура породы псаммитовая. Тип цемента поровый. Состав породы: угловатые или округлые зерна кварца (размер 0,1—0,2 *мм*) с волнистым погасанием, в небольшом количестве серицитизированный плагиоклаз, карбонат, калиевый полевой шпат, пертит и чешуйки мусковита и хлорита, сцементированные серицитом с примесью более мелких зерен кварца. Количественная роль кварца значительная — до 70%; он встречается также в виде жилок. Наблюдаются единичные зерна циркона, апатита, турмалина, эпидота и глауконита. Рудный минерал (лимонитизированный) рассеян по всему шлифу.

Кварц-плагиоклазовые песчаники. Тип цемента базальный. В данных породах обломочный плагиоклаз (пелитизированный, серицитизированный, хлоритизированный и карбонатизированный) преобладает над обломочным кварцем, имеющим волнистое погасание. Мусковит присутствует в виде удлиненных прозрачных чешуек, хлорит же обра-

зует пластинки и содержится в значительном количестве. Наблюдаются также зерна (псевдоморфозы) кальцита. Имеются и обломки пород — кварциты и граниты микропегматитового строения; размер обломков не превышает 0,2 *мм*.

Связывающая масса лимонитизированная, карбонат-хлоритовая и пелитоморфная. Из акцессориев встречаются рудный минерал и призматический апатит, включенный в плагиоклаз. Наблюдается жилка лимонита.

Карбонатовые песчаники. Порода состоит из идиоморфных явно карбонатизированных кристаллов плагиоклаза (размер обычно не более 0,1 *мм*, в отдельных случаях 0,5—0,8 *мм*) и зерен кварца с ровным погасанием. Наряду с этим встречаются также зерна кальцита, в подчиненном количестве хлорит, мусковит и остатки карбонатизированной и хлоритизированной ископаемой фауны. В одном месте наблюдалось округлое зерно циркона. Имеется также обломок стекла.

Цементом песчаника служит сплошная карбонатная масса, занимающая более половины площади шлифа и производящая впечатление образованной в результате процесса карбонатизации.

Названные породы развиты в основном в нижних частях верхнемеловых отложений и наряду с терригенным материалом, образованным в результате размыва более древних формаций, содержат и пирокластические продукты.

Так же как и в других верхнемеловых вулканогенах, в этих породах наблюдаются те же наложенные процессы. Из них более ощутимыми являются окварцевание, хлоритизация, лимонитизация и карбонатизация. Хлоритизация наибольшего развития достигает в кварцевом песчанике, карбонатизация же — в карбонатном песчанике, где интенсивному изменению подверглась цементирующая масса.

Процессы хлоритизации и карбонатизации существенную роль играют также и в туфах. Еще больше, чем в карбонатном песчанике, увеличение количественной роли привноса карбоната кальция может привести к образованию метасоматических известняков.

Карбонатные породы

В этой группе пород объединяются известняки, мергелистые известняки и интенсивно карбонатизированные породы — туфы, туфопесчаники и песчаники. Некоторыми исследователями в рассматриваемом районе отмечено большое развитие мергелистых известняков и мергелей, по-видимому представляющих собой сильно карбонатизированные пелитовые туфы.

Карбонатные породы в основном развиты в нижних и верхних частях верхнемеловых отложений, но встречаются также и в средних горизонтах вулканогенных образований в виде небольших линз и участков неправильной формы, в частности у селений Самцевриси, Демурсу, Саркинети и др.

Породы светло-серые, серые, темно-серые, светло-зеленовато-серые, розовато-желтые, коричневато-серые и желтовато-серые, мелкозернистые, обычно однородные.

Среди известняков можно выделить несколько разновидностей:

1. Мелкозернистые известняки, состоящие в основном из криптокристаллической карбонатной массы.

2. Среднезернистые и переходные от мелко- к среднезернистым известняки, состоящие из более крупных (0,2—0,4 *мм*) зерен карбоната, которые занимают больше половины площади шлифа. Промежуточная масса представлена криптокристаллическим агрегатом карбоната. Наблюдается ориентированное расположение зерен карбоната.

3. Известняки, содержащие в большом количестве остатки ископаемой фауны. Формы остатков округлые и спикулообразные, размеры их 0,2—0,5, а иногда до 2 *мм*. Они замещаются кальцитом, лимонитом, хлоритом или кварцем; часто один и тот же остаток ископаемой фауны одновременно замещается несколькими из названных минералов.

4. Оолитовые известняки. В мелкозернистой карбонатной массе расположены оолиты и псевдоолиты округлой и удлиненной формы, размером 0,6—0,8 *мм*. Карбонат в оолитах имеет концентрически-лучистое строение: в центре оолита иногда наблюдается песчинка кварца.

В описываемых карбонатных породах в разном количестве присутствуют обломки кварца, плагиоклаза, рудного минерала, мусковита, хлорита, биотита и пород (порфириты, кварциты, вулканическое стекло).

Рис. 30. Карбонатизированный туф. Породу секут жилки карбоната. Николи скрещены. Ув. 40

В отдельных случаях порода содержит округлые или неправильной формы зерна глауконита. Наблюдаются случаи интенсивной карбонатизации песчаников, туфопесчаников и туфов. Последние секутся жилками карбоната (рис. 30); отдельные участки в них, обломки или цементирующая масса частично или полностью замещаются карбонатом.

В окрестностях сел. Баличи В. И. Зесашвили были встречены кристалловитрокластические туфы, в которых цементирующая, преимущественно стекловатая масса замещается крупнокристаллическим кальцитом, включающим мелкие обломки плагиоклаза и пироксена. Остатки стекла имеют причудливо-угловатые контуры (рис. 31).

В отдельных случаях наблюдаются пойкилитовые участки: в крупном (3 *мм*) кристалле кальцита включены обломки минералов и пород с неправильными в результате разъедания контурами. Некоторые из этих обломков частично или полностью замещены кальцитом, причем крупный кристалл кальцита и кальцит карбонатизированного обломка ориентированы одинаково (рис. 32).

В некоторых местах (местности Демурсу и Саркинети) наблюдается постепенное возрастание процесса карбонатизации от периферии к центру карбонатной линзы небольшого размера. Здесь же наряду с карбонатизацией замечаются процессы окварцевания, серицитизации, эпидотизации, образования рудного минерала и светло-зеленого идиоморфного граната.

Суммируя сказанное, можно сделать заключение, что часть из описанных карбонатных пород образовалась не осадочным путем, а в результате позднего интенсивного процесса карбонатизации туфов и

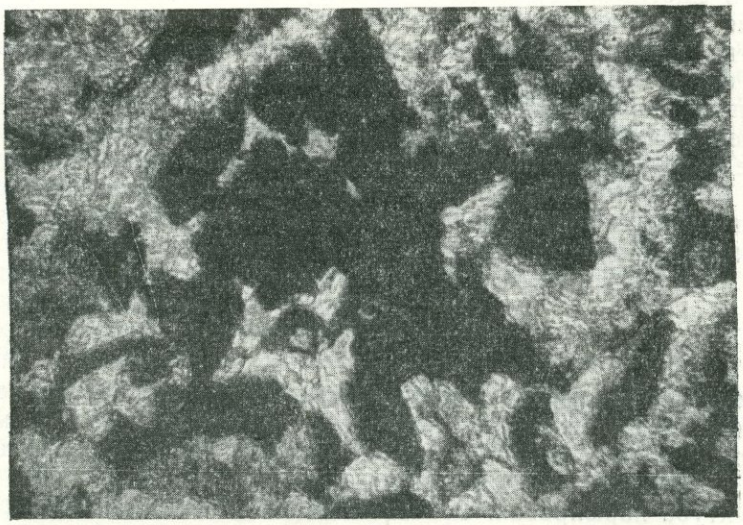


Рис. 31. Витрокластический туф. Остатки кальцитизированного стекла, имеющие причудливо угловатые контуры. Николи скрещены. Ув. 90

песчаников, в той или иной степени затронутых этим процессом всюду. Наряду с карбонатизацией в карбонатных породах развиты характер-

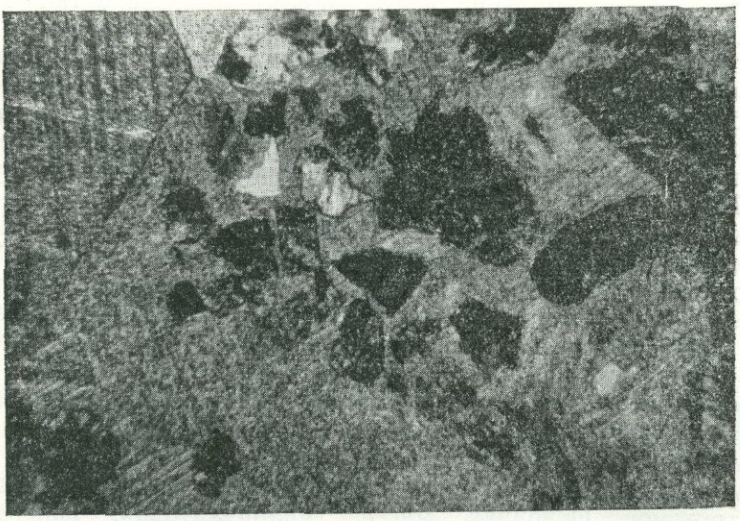


Рис. 32. Карбонатизированный туф. В крупном кристалле кальцита включены частично или полностью замещенные кальцитом обломки минералов и пород, имеющие в результате разъедания неправильные контуры. Николи скрещены. Ув. 40

ные для верхнемеловых вулканогенов процессы окварцевания, альбитизации, цеолитизации, эпидотизации, серицитизации, образования рудных минералов и др.

Надо полагать, что таково же происхождение скарновых пород, среди которых нами изучены следующие: эпидот-плагиоклазовая, лимонитизированная и серицитизированная порода, состоящая из новообразованного плагиоклаза, эпидота и хлорита, имеющих неправильные очертания; актинолит-магнетитовая порода, состоящая из большого количества беспорядочно распределенного актинолита, магнетита и хлорита с примесью силлиманита (фибролита) и граната в ассоциации с кальцитом; эпидот-кальцит-магнетитовая порода, в которой различается реликт туфа. Содержащийся в породе плагиоклаз оставляет впечатление как обломка, так и порфирового вкрапленника. Наряду с этим имеются более мелкие кристаллы плагиоклаза, возникшие, вероятно, за счет раскристаллизации (альбитизации) стекла. Вместе с ними встречаются кальцит, эпидот, апатит, сфен и рудный минерал.

Эффузии и дайки

Пироксеновые диабазовые порфириты. Встречаются в виде секущих жил и покровов, преимущественно на периферии Храмского массива. Цвет пород зеленый, серый и зеленовато-серый. Поры, нередко довольно крупные, выполнены карбонатом и хлоритом.

Структура порфировая. Основная масса диабазовая и микродиабазовая. Порода состоит из призматических кристаллов плагиоклаза, промежутки между которыми занимают пироксен, хлорит, минералы группы эпидота, рудный минерал и в редких случаях стекло. В некоторых образцах основная масса относительно крупнокристаллическая. Наблюдаются участки с панидиоморфной структурой.

Плагиоклаз основной массы слабо изменен — пелитизирован, хлоритизирован, эпидотизирован. Пироксен (авгит) частично или полностью замещается хлоритом. Хлорит характеризуется высокими цветами интерференции. Большая часть эпидота образована также за счет пироксена. Из акцессориев присутствуют рудный минерал и апатит.

В породе встречаются поры и участки, выполненные кальцитом, хлоритом и цеолитом, а также жилки кальцита.

Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом из ряда андезин-лабрадора; они слабо пелитизированы и серицитизированы, пересекаются жилками карбоната и хлорита, в редких случаях — кварца. Наблюдаются включения рудного минерала.

Таким образом, пироксеновые диабазовые порфириты сходны с туфами соответствующего состава и являются одновозрастными с ними. Все наложенные процессы, развитые в туфах, проявляются в диабазовых порфиритах. Поры выполнены хлоритом, кальцитом и цеолитом, что указывает на позднее (после затвердевания породы) проявление процессов, приведших к образованию названных минералов.

Пироксеновые и пироксен-роговообманковые порфириты. Эти порфириты также образуют жильные и отчасти покровные тела. По цвету встречаются разности серые и зеленые разных оттенков.

Структура порфировая, в контакте жильных тел наблюдается афировая структура. Основная масса гиалопилитовая, флюидальная, а иногда гипидиоморфная. В хлоритизированном, пелитизированном, лимонитизированном и эпидотизированном стекловатом базисе расположены микролиты плагиоклаза и зерна рудного минерала. Микролиты плагиоклаза свежие или измененные — пелитизированные, серицитизированные, хлоритизированные и лимонитизированные. В порфиритах основная масса, полнокристаллическая, состоит из измененных лейст и зерен плагиоклаза, табличек и зерен хлорита, призматических кристаллов роговой обманки, рудного минерала и в незначительном количестве кварца.

Порфировые вкрапленники занимают приблизительно 10—15% от всей породы и представлены плагиоклазом, иногда хлоритом, пироксеном и роговой обманкой. Плагиоклаз (андезин) представлен идиоморфными, полисинтетически сдвойникованными, призматическими кристаллами; иногда наблюдается скопление порфировых вкрапленников плагиоклаза; продуктами изменения плагиоклаза являются: пелитовое вещество, серицит, карбонат, хлорит, лимонит, цеолит, которые обычно располагаются участками или вдоль трещин спайности. Видны жилки карбоната и цеолита. Хлорит встречается в виде неправильных зерен, призматических кристаллов и базальных разрезов; является псевдоморфозой по пироксену. Пироксен (авгит) и роговая обманка всегда в той или иной степени изменены, иногда полностью замещены кальцитом и подвержены опацитизации. Из акцессориев, кроме рудного минерала, встречаются относительно крупные зерна пирита, игольчатые кристаллы апатита и редко—гранат.

Поры породы выполнены хлоритом (делесситом), карбонатом, радиально-лучистым цеолитом, рудным минералом, пелитовым веществом, кварцем и в редких случаях актинолитом. В порах обычно встречается одновременно несколько из названных выше минералов. Центральную часть пор занимает кальцит, по краям же имеются идиоморфные (ромбические додекаэдры), светло-зеленые кристаллы граната, максимальная величина которых 0,3 *мм*.

Порода пересекается жилками карбоната, иногда кварца.

Рассмотренные порфириты по составу близки к диабазовым порфиритам и образованы в результате активности основной магмы. Наложенные процессы в целом аналогичны таковым в предыдущих породах.

Вторичные минералы, возникшие вследствие преобразования первичных и заполняющие поры, в основном одни и те же. В порах наблюдается довольно большое количество минералов: хлорит, цеолит, карбонат, пелитовое вещество, рудный минерал, кварц, актинолит и гранат. Имеются жилки (подводящие каналы) карбоната и кварца. Возникновение опацитовой каемки, несомненно, связано с теми же процессами.

Плагиоклазовые порфириты. В этой группе пород объединены жильные и отчасти покровные тела порфиритов, подвергшиеся наложенным процессам, главным образом окварцеванию, а также альбитизации, цеолитизации, хлоритизации, эпидотизации, карбонатизации, серицитизации, пелитизации и лимонитизации. Изредка наблюдаются диоритовые и диабазовые разности порфиритов.

В результате альбитизации плагиоклазов порфиритов образуются бескварцевые альбитофиры, а при одновременном их окварцевании — кварцевые альбитофиры, содержащие кварц обычно только в основной массе. Преобладающим цветом рассматриваемых порфиритов является серый различных оттенков: зеленоватого, коричневатого и сиреневатого; встречаются также порфириты красновато-фиолетовые, коричневато-сиреневые, светло-коричневые. Порфировая структура хорошо различается благодаря крупным выделениям плагиоклаза и реже — темноцветного минерала.

Под микроскопом основная масса порфиритов обнаруживает ясно выраженную порфировую структуру. В отдельных случаях наблюдаются гиалопилитовая, витрофировая, фельзитовая, криптокристаллическая, афировая и флюидная структуры. Иногда основная масса породы более крупнозернистая — гранит-порфировая или гранофировая; в результате пропитывания кварцем порода нередко приобретает пойкилитовую структуру. Местами она обнаруживает пористость, причем поры выполнены кальцитом, хлоритом и минералами группы эпидота, иногда — кварцем и плагиоклазом, редко актинолитом. Минералы группы эпидота встречаются в виде жилок и небольших участков.

Основная масса порфиритов состоит из микролитов, реже лейст плагиоклаза и почти полностью хлоритизированного и пелитизированного стекла; включает минералы группы эпидота. Нередко она полнокристаллическая (мелкозернистая), состоящая из микролитов и сферолитов плагиоклаза (альбита) и хлорита (делессита), реже — серицита. В одном случае в ней наблюдалось крупное зерно волокнистого минерала (актинолита), с высокими цветами интерференции. Иногда основная масса целиком сферолитовая, в ней содержатся мелкие удлиненные кристаллики апатита и зерна рудного минерала. Редко встречается мусковит, который образует отдельные чешуи, скопления и розетки. В отдельных случаях в ней наряду с кварцем содержится мелкозернистый привнесенный плагиоклаз (альбит). Она всегда окварцована — наблюдается ее пропитывание кварцем, который представлен в виде мелких зерен, жилок толщиной 0,2—0,5 *мм* и гнезд. В результате неравномерного окварцевания порода нередко становится неоднородной (такситовой). В отдельных случаях наблюдается сильная гематитизация и лимонитизация порфирита. Гематит иногда в виде мельчайших иголок содержится в большом количестве.

Рудный минерал образуется как за счет стекловатой основной массы, так и в результате разрушения железисто-магнезиальных минералов, выделяясь в большом количестве при сильном окварцевании и раскристаллизации стекла. Вместе с кварцем он образует скопления мелких зерен и жилки. На возникновение названного минерала в результате последовательного преобразования железисто-магнезиальных минералов от разновидностей, более богатых железом, к разновидностям, менее богатым этим элементом под воздействием инъекции щелочно-кислого состава, указывают скопления зерен рудного минерала в продуктах их замещения.

В окварцованном диоритовом порфирите наряду с окварцеванием наблюдается сильная карбонатизация. Кальцит в виде пятен и пелитоморфной массы рассеян по всей породе. Подавляющая часть плагиоклаза данной породы подвержена частичной цеолитизации; цеолит образует также жилки.

Порфировые вкрапленники чаще всего представлены только призматическим и таблитчатым, редко сдвойникованным, свежим или измененным (пелитизированным, серицитизированным и эпидотизированным) плагиоклазом, обычно ряда олигоклаз-андезина, иногда альбита; величина их 1 *мм*, в отдельных случаях 2,5 *мм*. Измененный плагиоклаз местами освобождается от продуктов деанортитизации и становится более кислым. В таких индивидах наблюдаются включения апатита. Помимо того, плагиоклаз может быть замещен мелким агрегатом мусковита.

В одном из окварцованных порфиритов в результате циркуляции кремниевых растворов имело место некоторое перемещение вещества порфирита, приведшее к возникновению в порфировом плагиоклазе трещин, впоследствии залеченных кварцем. Последний минерал местами метасоматически замещает плагиоклаз или образует с ним микропегматитовые сростки.

Кое-где вкрапленники плагиоклаза частично окружены низко преломляющим бесцветным минералом, являющимся, по-видимому, калиевым полевым шпатом.

В одних образцах содержатся крупные порфировые выделения хлорита (делессита) или карбоната с хлоритом и рудным минералом, напоминающие псевдоморфозы по железисто-магнезиальным минералам. В других встречаются вкрапленники хлоритовых псевдоморфоз двух типов: 1) зеленый, не плеохроирующий, с низкими цветами интерференции, представляющий собой хлорсерпентин, и 2) зеленый, несколько

грязноватый, радиально-лучистый, с желто-зеленовато-синими цветами интерференции.

Среди вкрапленников встречаются псевдоморфозы кальцита, в некоторых же окварцованных порфиритах наряду с альбитизированным плагиоклазом содержатся хлоритовые псевдоморфозы с опацитовой каемкой по роговой обманке. Как исключение, имеется неизмененная обыкновенная роговая обманка.

В некоторых альбитизированных порфиритах и диабаз-порфиритах с микродиабазовой основной массой сохранились зерна моноклинного пироксена (авгита) как в основной массе, так и среди вкрапленников.

В одной разности порфиритов вкрапленники представлены псевдоморфозами светло-зеленого, лишенного плеохроизма, неоднородного

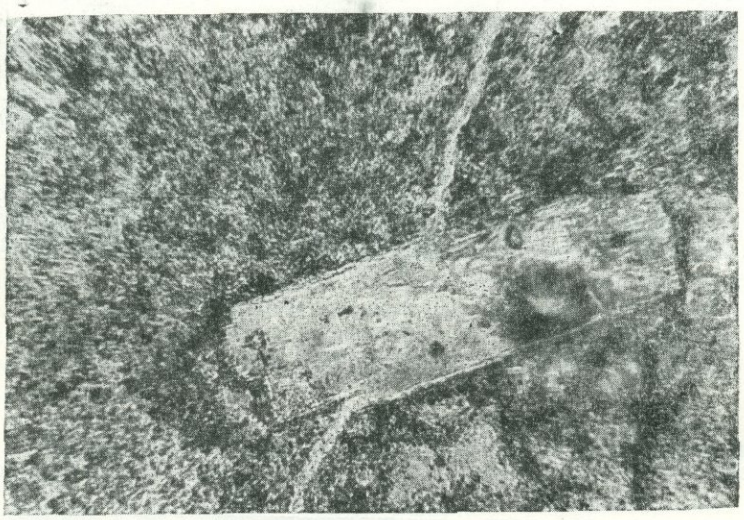


Рис. 33. Порфирит. Псевдоморфоза кварца по плагиоклазу. Видна жилка (подводящий канал) кварца. Николи скрещены. Ув. 40

волокнисто-пластинчатого минерала, имеющего низкие цвета интерференции и представляющего собой, вероятно, серпентин. Эти псевдоморфозы частично призматические, но встречаются также не совсем хорошо развитые восьмигранные формы их, напоминающие базальные разрезы ромбического пироксена.

Среди порфировых вкрапленников встречается также биотит.

В отдельных случаях кварц образует порфировые вкрапленники, имеющие изометрические очертания; местами они оставляют впечатление корродированных кристаллов. Иногда кварц образует микропегматитовые прорастания с плагиоклазом; вытесняет и полностью замещает плагиоклаз, образуя то мелкий агрегат, то монокристаллы. Можно наблюдать, как псевдоморфозы кварца по плагиоклазу соединяются с жилкой (подводящим каналом) кварца. Бывают случаи, когда один кристалл питается двумя или более каналами, или один канал питает несколько кварцевых псевдоморфоз по плагиоклазу. В таких псевдоморфозах присутствуют апатит и редко мельчайшие зерна циркона. В одном из сильно окварцованных порфиритов можно наблюдать, как жилка кварца соединяется с почти полностью окварцованным призматическим плагиоклазом, затем она исчезает и вновь появляется с другой стороны кристалла (рис. 33). Далее она раздувается и образует скопление мелких кварцевых зерен (рис. 34).

При постепенном замещении плагиоклаза кварцем в некоторых порфиритах (ущелье р. Асланура, окрестность сел. Ирага) возникают микропегматитовые прорастания (рис. 35). В другом случае кварцевая

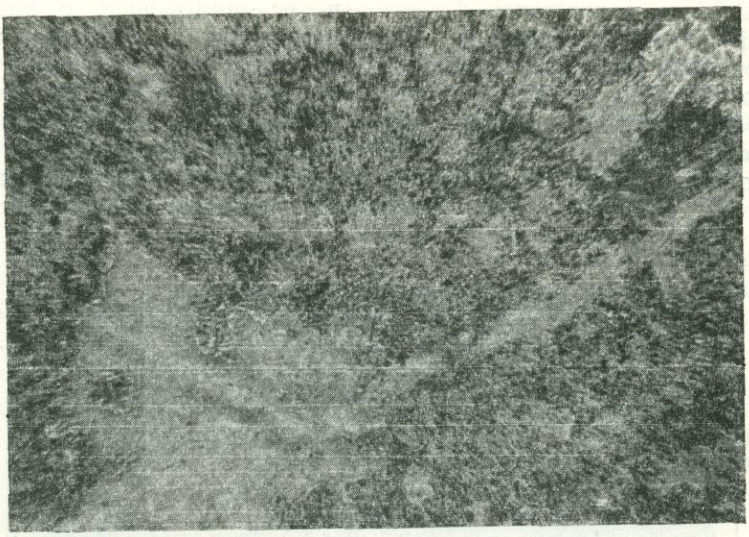


Рис. 34. Порфирит. Жилка кварца метасоматически замещает основную массу породы с образованием раздува, имеющего неровные, как бы корродированные основной массой контуры. Николи скрещены. Ув. 40

жилка, с двух сторон подходящая к идиоморфному кристаллу плагиоклаза, замещает его периферическую часть пятнами, между которыми

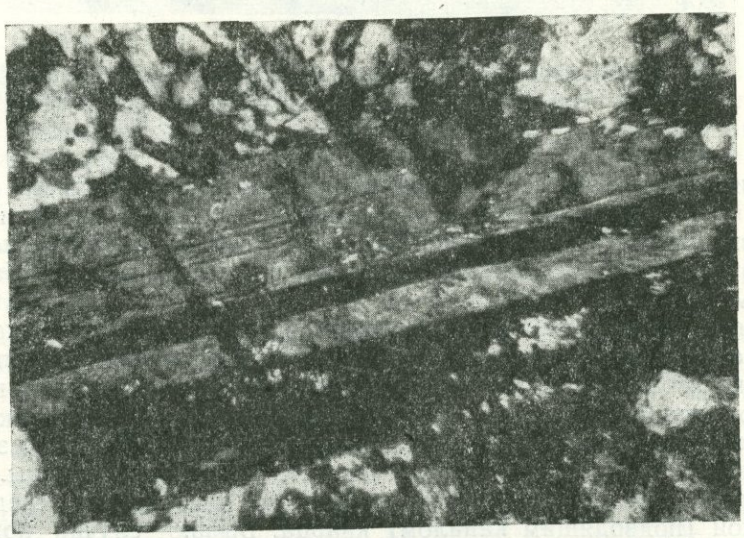


Рис. 35. Порфирит. В результате постепенного замещения плагиоклаза кварцем образуются микропегматитовые прорастания. Николи скрещены. Ув. 40

имеются уцелевшие остатки пелитизированного плагиоклаза. Центральная часть кристалла полностью замещена кальцитом. Есть и такие зерна плагиоклаза, которые замещаются одновременно кварцем и каль-

цитом. Наряду с этим видны пересекающие плагиоклаз кварцевые жилки, не замещающие плагиоклаз и образующие с ним резкие границы.

Вкрапленники плагиоклаза в отдельных случаях перекристаллизованы в более мелкий агрегат или замещены радиально-лучистой разностью халцедона. Замещенные таким путем кристаллы в большом количестве содержат мелкозернистый апатит. В одном случае наряду с халцедоном наблюдалось присутствие также кварца.

Из сказанного следует, что исходные породы имели состав плагиоклазовых, пироксеновых и роговообманковых порфиритов, а также диабазовых порфиритов. Порфириты и диабаз-порфириты с реликтами пироксена и роговой обманки были встречены в окрестностях селений Фахрало и Самцевриси.

Интенсивный процесс окварцевания (кремниевый метасоматоз) после полного формирования порфиритов не вызывает сомнений. В результате этого процесса порода приобрела характерные особенности эффузивного кварцевого порфирита и кварцевого альбитофира.

Наряду с привносом кварца, несомненно, происходил привнос натрия, который вызвал нарушение равновесия в плагиоклазе основного состава, его постепенную альбитизацию и местами полную перекристаллизацию. Подвергшийся альбитизации порфировый плагиоклаз постепенно освободился от продуктов деанортитизации, стал прозрачным и более кислым. Одновременно произошло его частичное или полное замещение кремнием. Таким образом, порфировый кварц в данных породах в отдельных случаях имеет инъекционное происхождение, но не исключена возможность наличия в них и ксенолитового кварца. Таковыми, в частности, являются крупные его зерна, обычно имеющие волнистое погасание.

Часть высвободившегося кальция вступает в реакцию с соответствующими элементами, привнесенными вместе с кремнием и натрием, и образует апатит.

Натриевый метасоматоз иногда выражен в цеолитизации, которой подвержен плагиоклаз окварцованного диоритового порфирита. О привнесенном происхождении цеолита говорит наличие его жилок.

Цеолитизированная порода подвержена сильной карбонатизации. Кальцит, вероятно, является продуктом распада железисто-магнезиальных минералов и основного плагиоклаза, подвергшегося обычно альбитизации и иногда цеолитизации.

Содержащийся в породе гематит в процессе гематитизации привносится вместе с кварцем, местами переходит в гидроокислы железа.

Наличие иногда серицита, мусковита и калиевого полевого шпата указывает на привнос сравнительно в малом количестве также и калия. С инъекциями калийсодержащих растворов связано возникновение циркона.

В результате распада пироксенов и амфиболов высвобождаются железо и магний.

Альбитофиры. Имеют наибольшее развитие. Среди них макроскопически различаются следующие четыре разновидности: альбитофиры, не содержащие кварца (альбитизированные плагиоклазовые порфириты), альбитофиры, содержащие кварц только в основной массе (альбитизированные и окварцованные порфириты), альбитофиры, содержащие кварц как в основной массе, так и среди вкрапленников (порфировый кварц обычно имеет эффузивное происхождение), и, наконец, альбитофиры, отличающиеся от предыдущего типа содержанием среди вкрапленников, наряду с плагиоклазом и кварцем, биотита.

Различные образцы альбитофиров характеризуются различными внешними чертами — пористые, шероховатые, иногда сильно лимонитизированные; некоторые содержат ксенолиты. Порфировое строение хо-

рошо видно уже макроскопически: в основную массу включены относительно крупные кристаллы плагиоклаза и кварца.

Под микроскопом наблюдается ясно выраженная порфировая, редко афировая структура. Основная масса альбитофиров проявляет различную структуру — полнокристаллическую, микрогранитовую, алломорфную, криптокристаллическую, сферолитовую, микросферолитовую, гиалопилитовую, витрофировую, витрофиро-фельзитовую, микролитофельзитовую, микрофельзито-адиогностическую, атакситовую; текстура флюидная, полосчатая, вызванная инъекциями кварца вдоль флюидных полос.

В стекловатых породах стекло в той или иной степени изменено: пелитизировано, хлоритизировано и лимонитизировано. В стекловатый

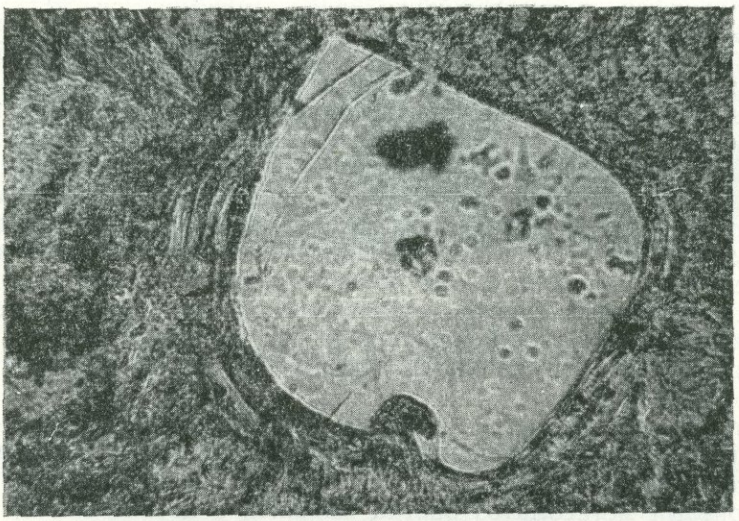


Рис. 36. Кварцевый альбитофир. Вокруг кварца наблюдаются тонкие концентрические зоны. Николи скрещены. Ув. 40

базис включены микролиты плагиоклаза, иногда проявляющие флюидность или образующие полисинтетические двойники; зерна рудного минерала местами замещены лейкоксеном и кварцем; к последнему приурочены радиально-лучистый хлорит (делессит) и в редких случаях чешуйки слюды.

Хлорит иногда образует волокна, напоминающие серпентин (хлорсерпентин). В редких случаях наблюдается возникновение лейкоксена за счет пирита. Кварц основной массы обычно расположен участками, скоплениями и в виде жилок; во всех случаях явно привнесенный, пропитывающий основную массу; более крупные зерна кварца становятся идиоморфными и оставляют впечатление порфировых вкрапленников; иногда вокруг кварца наблюдаются тонкие концентрические зоны, состоящие из чередующихся полос частично раскристаллизованного стекла и мельчайших зернышек кварца (рис. 36); это указывает на процесс постепенного растворения (расплавления) ксенолитового кварца магмой основного состава.

Плагиоклаз в виде относительно крупных зерен выделяется в микрофельзитовой основной массе, состоящей из стекла и микролитов плагиоклаза. В некоторых шлифах небольшие участки основной массы целиком представлены агрегатом зерен плагиоклаза, образованных в результате раскристаллизации стекла под воздействием привне-

сенного вещества. В связи с раскристаллизацией стекла возникают рудный минерал и апатит.

Нередко основная масса рассматриваемых пород состоит из мелких округлых, сильно пелитизированных радиально-лучистых образований (сферолитов) плагиоклаза, внутри которых виден кварц. Здесь же наблюдается мелкозернистый рудный минерал, а также кристаллографически хорошо ограниченные более крупные его зерна, частично перешедшие в лейкоксен. К ним приурочен апатит. Иногда сферолиты погружены в криптокристаллическую плагиоклаз-хлоритовую массу с примесью рудного минерала и со скоплениями кварца. Сферолиты пронизаны игольчатым магнетитом. К крупным зернам магнетита приурочен апатит. Зерна последнего иногда расчленяют кристаллы магнетита. Калиевый полевой шпат содержится редко; показатель преломления его меньше такового альбита.

Из второстепенных минералов, как отмечалось, обычно встречается рудный, иногда перешедший в лейкоксен и апатит, а также эпидот и циркон.

Наблюдающиеся в породе поры выполнены хлоритом, а в одном случае — делесситом и лейстами плагиоклаза.

Из порфировых вкрапленников распространенным является обычно призматический плагиоклаз из ряда альбита, реже олигоклаза. В отдельных случаях в одной и той же породе присутствуют как альбит, так и олигоклаз. Размер зерен этих порфировых выделений достигает 2,5 *мм*. Плагиоклаз серицитизирован, реже цеолитизирован и соссюритизирован с образованием минералов группы эпидота. Вкрапленники плагиоклаза наряду с одиночными кристаллами иногда образуют скопления. Кварц порфировых выделений местами имеет облик эффузивного минерала, иногда же его привнесенный характер не вызывает сомнений. Некоторые хлориты по своим формам похожи на псевдоморфозы по биотиту, а иногда имеют формы ромбов с усеченными острыми углами и являются, по-видимому, псевдоморфозами по роговой обманке. В одном случае среди вкрапленников вместе с плагиоклазом и кварцем был встречен рыжевато-коричневый биотит. В одном из шлифов наблюдались остатки пироксена.

По структурным признакам данные породы до процессов преобразования (окварцевания и альбитизации), несомненно, представляли собой порфириты, содержащие в виде вкрапленников, наряду с основным плагиоклазом, также и железисто-магнезиальные минералы — пироксен, преобразованный в роговую обманку и далее в биотит. Некоторые из исходных пород, вероятно, отвечали кварцевым порфиритам.

Все наложенные процессы и новообразования минералов, характерные для описанных выше пород, наблюдаются и в альбитофирах, что роднит сравниваемые породы между собой как по составу магмы, так и по времени образования их исходных пород.

Дациты. В районе пос. Болниси и курорта Тетрицкаро, в окрестностях селений Самцвериси, Болниси, Баличи и Самшвилдо обнажаются куполовидные тела и дайки дацитов (кварцевых порфиритов), детально описанные О. З. Дудаури.

Породы серые, светло-зеленовато-розовато- и голубовато-серые, желтые, плотные, с различными макроскопически порфировыми выделениями плагиоклаза и реже темного силиката. Структура породы порфировая с полнокристаллической алломорфной или гипидиоморфной, редко сферолитовой основной массой. В измененной основной массе (лимонитизированной, хлоритизированной или окварцованной) видны зерна и лейсты плагиоклаза. Иногда наблюдаются радиально-лучистые, сферолитоподобные новообразования, представленные срастаниями кварца и альбита. Кварц образует мелкие кристаллы. Имеются апатит,

циркон, эпидот, рудный минерал и редко цеолит. Видны также жилки хлорита, кварца, халцедона, лимонита и цеолита.

Вкрапленники плагиоклаза (ряда андезина и более кислые) размером 1—3 *мм* представлены прозрачными или пелитизированными, серицитизированными, карбонатизированными, хлоритизированными и цеолитизированными, полисинтетически сдвойникованными кристаллами, иногда с зональным строением; наблюдаются случаи пересечения и частичного замещения плагиоклаза кварцем и халцедоном. Кварц образует подобные микропегматиту прорастания; порфировые выделения кварца встречаются весьма редко. Хлорит псевдоморфоз мелкопластинчатый, почти совершенно бесцветный и изотропный; в отдельных случаях удается определить по форме, что он представляет псевдоморфозу по роговой обманке (*cNg* 10—13°), в некоторых породах сохранившейся. Наблюдается опацитизация роговой обманки; опацитовая каемка представлена в виде плотного или зернистого агрегата. Включенные в плагиоклаз роговые обманки не опацитизированы. Среди вкрапленников изредка встречается биотит; иногда можно проследить его постепенное образование по роговой обманке; биотит зеленовато-коричневый, интерферирует в зеленых тонах.

Среди дацитов О. З. Дудаури выделяет роговообманковые и роговообманково-биотитовые разности. Некоторые породы в незначительном количестве содержат привнесенный кварц; это дает возможность уловить порфиритовый состав исходной породы.

В дацитах наблюдаются небольшие (1—2 *см*) участки темного цвета, состоящие из плагиоклаза и роговой обманки, а также ксенолиты (выход у сел. Баличи) диабазовых порфиритов и гранитоидных пород. Эти породы, как и все верхнемеловые образования, подверглись окварцеванию и сопровождающим его процессам — хлоритизации, лимонитизации, карбонатизации, пелитизации, серицитизации, альбитизации и цеолитизации.

Как видно из описания, исходными породами дацитов, по-видимому, *являлись порфириты и кварцевые порфириты.*

Возраст дацитов (кварцевых порфиритов) мы по-прежнему считаем верхнемеловым.

Химическая характеристика

Химический состав вулканогенных пород верхнего мела, развитых на периферии Локского массива, приведен в табл. 112. Из этой таблицы видно, что все породы характеризуются более или менее кислым составом: количество SiO_2 в них колеблется в пределах 64,32—80,34%.

На основании данных химического состава и микроскопического изучения пород устанавливаются их неравномерное окварцевание и альбитизация. Названным процессам сопутствовали и другие наложенные процессы—карбонатизация, хлоритизация, образование акцессорных и рудных минералов и т. п. В результате в некоторых образцах этих пород наблюдается возрастание процентного содержания соответствующих окислов. Так, в анализах № 3, 5, 6 и 7 пород, в которых наблюдается возникновение рудных минералов, содержание окислов железа относительно высокое; в анализах № 1 и 6 пород, затронутых процессом карбонатизации, фиксируется повышенное содержание CaO; в анализах № 6 и 7 пород, в которых проявляется хлоритизация, процент окисла магния относительно высокий; в калишпатизированных породах (анализ № 7) в сравнительно повышенном количестве содержится K_2O.

Относительно слабо подвержена наложенным процессам туфовая лава (анализ № 9) и пироксеновый порфирит (анализ № 11). В этих породах содержание железа, кальция и магния значительно выше, чем

Таблица 112

Химический состав верхнемеловых вулканогенных образований

(Аналитик К. Ш. Мтиумшвили)

Окислы	Состав										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	72,38	76,80	69,70	71,98	67,72	64,32	73,50	80 34	69,86	71,16	64,33
TiO_2	0,28	0,33	0,29	0,46	0,30	0,62	0,20	Следы	0,42	0,34	0,55
Al_2O_3	11,56	11,84	13,58	12,77	13,78	13,73	11,38	9,03	11,58	15,08	14,71
Fe_2O_3	2,63	0,72	3,81	2,92	4,05	5,57	3,81	1,92	4,11	2,05	2,55
FeO	0,41	0,66	0,89	0,99	0,93	0,38	0,35	0,20	0,30	0,66	2,77
MnO	0,05	0,04	0,09	0,09	0,08	0,12	0,03	0,12	0,12	0,07	—
MgO	0,57	0,65	0,86	0,64	1,15	2,16	1,72	Следы	1,65	1,36	2,09
CaO	2,23	1,10	0,92	0,44	0,65	1,97	0,32	1,01	3,17	0,83	0,81
Na_2O	5,24	4,60	5,83	5,75	6,47	5,59	2,23	4,39	3,69	3,69	4,92
K_2O	1,38	1,38	1,14	1,21	1,40	1,74	3,67	1,49	1,16	1,51	1,68
P_2O_5	Следы	0,30	0,13	0,13	0,20	0,13	0,34	0,13	0,40	0,27	Следы
SO_3	0,43	0,24	0,34	0,46	0,31	0,74	0,40	0,21	0,24	0,33	0,15
H_2O^-	2,12	0,68	1,76	1,46	1,56	2,32	1,80	1,20	2,32	2,10	1,91
H_2O^+	0,08	0,72	0,76	0,60	1,32	0,44	0,28	0,32	1,08	0,78	0,38
Сумма	100,36	100,06	100,01	99,90	99,77	99,83	100,03	100,36	100,10	100,23	99,85

1 — крупнозернистый литокристаллический туф; левый склон р. Локи, местность Ортапоста;
2 — крупнозернистый кристаллокластический туф; левый склон р. Локи, местность Ортапоста;
3 — среднезернистый кристаллокластический туф; ущелье р. Локи, местность Ортапоста;
4 — мелкозернистый кристаллокластический туф; ущелье р. Локи, местность Ортапоста;
5 — пелитовый туф; ущелье р. Локи, местность Ортапоста;
6 — пелитовый туф; ущелье р. Локи, местность Ортапоста;
7 — витрокластический туф: ущелье р. Локи, местность Ортапоста;
8 — сильно измененный туф; водораздел между реками Донгуздара и Демурсу;
9 — туфовая лава; левый склон р. Локи, вблизи сел. Поладаури;
10 — порфирит; левый склон р. Локи, местность Ортапоста:
11 — пироксеновый порфирит; ущелье р. Поладаури, местность Горухдара.

в породах, подвергшихся окварцеванию и альбитизации; исключение составляют те случаи, когда в породе содержатся переотложенные (привнесенные) минералы железа, магния и кальция, образующие жилки и скопления (анализы № 1, 3, 5, 6, 7). Это указывает на вынос перечисленных элементов из соответствующих минералов и стекла в связи с метасоматическим процессом.

Выводы

Геологическое и петрографическое изучение вулканогенно-осадочных образований Юго-Восточной Грузии дают возможность сделать следующие выводы:

1. Верхнемеловая вулканогенно-осадочная свита по фаунистическим и литологическим данным может быть подразделена на три горизонта: вулканогенно-карбонатный, вулканогенный и карбонатный.

В нижней части свиты преобладают карбонатные и терригенные породы во многих местах с нижнесеноманской фауной. В разрезах на разном стратиграфическом уровне отмечается слабое проявление вулканизма.

Стратиграфически выше количественная роль вулканогенных пород постепенно повышается, и карбонатно-терригенная фация сокращается. Сравнение разрезов показывает, что на разных стратиграфических уровнях преобладают то вулканогенные, то карбонатно-терригенные породы. Здесь найдена верхнесеноманская фауна. Таким образом, верхний сеноман отличается от нижнего слабым проявлением вулканизма, и граница между ними условная.

Стратиграфически выше (турон, коньяк, сантон и низы кампана) вулканизм усиливается. Вулканогенные породы имеют средний и основной состав. Пирокластический материал обычно не обработан, местами же обработан в той или иной степени. В небольшом количестве на разных стратиграфических уровнях наблюдается также терригенный материал — обломки гранитоида, кварцита, кварца, плагиоклаза, слюды и др. Материнские породы, давшие этот материал, являются домезозойскими.

Иногда на разных стратиграфических уровнях встречаются в очень подчиненном количестве маломощные прослои (линзы) карбонатных пород, туфопесчаников и туфоконгломератов, образование которых, видимо, происходило во время затишья вулканической деятельности в отдельных местах верхнемелового бассейна.

В вулканогенных образованиях встречаются различные секущие магматические тела, туфовые лавы и лавовые покровы. Последние занимают различные уровни. Их состав вместе с туфами под воздействием более поздних процессов изменяется в различной степени, причем особенно интенсивно на периферии Локского массива.

Вулканогенные образования представлены разнозернистыми (от грубообломочного до пелитового), кристаллокластическими, литокристаллокластическими, витрокластическими и другими туфами различной структуры. Закономерное изменение размера обломков в различных туфах в пространстве, за малым исключением, не наблюдается.

Вулканогенные образования определенного состава обычно не приурочиваются к какому-либо стратиграфическому уровню.

На периферии Храмского массива, в верхних частях развития рассматриваемых вулканогенов, за исключением ярусов кампана—дата, распространены преимущественно грубообломочные, основные (содержащие пироксен и частично альбитизированный плагиоклаз) туфы, хотя маломощные прослои (линзы) аналогичных туфов встречаются и в более нижних частях разреза.

В разрезе правого берега р. Поладаури, между селениями Самцвериси и Цителсопели, на небольшом участке распространены преимущественно порфириты и их туфы, которые не прослеживаются по простиранию к востоку и западу.

В разрезе к северу от сел. Цителсопели (верхний турон—сантон) распространены желтоватые, окисленные строительные туфы, прослеживающиеся по простиранию к востоку и в других разрезах, где прослои туфа болнисского типа имеются и в более нижних частях. В бассейнах рек Дамблуд и Локи, примерно на параллели сел. Укангори, преобладают пелитовые туфы (нижний турон).

В вулканогенно-осадочных образованиях на различных стратиграфических уровнях местами найдена ископаемая фауна, указывающая на наличие всех горизонтов верхнего мела. Проследить по простиранию фаунистически датированную пачку определенного петрографического состава не удается.

В верхних частях верхнемеловых образований вулканогенные породы постепенно убывают, а затем совершенно исчезают. Здесь преобладают карбонатные породы, которые по фаунистическим данным относятся к кампану—датскому ярусам.

2. Верхнемеловой вулканизм в области Локского массива был более интенсивным, чем в области Храмского массива, что вытекает из сопоставления мощностей вулканогенных образований этих областей. Изучение вулканогенных пород дает возможность установить, что на южном участке (периферия Локского массива) изливалась магма преимущественно средней кислотности, в результате чего образовались плагиоклазовые порфириты, имеющие здесь большое распространение, и, кроме того, сравнительно кислые породы — кварцевые порфириты, играющие подчиненную роль; среди последних встречаются такие разновидности, которые содержат или не содержат эффузивный кварц в виде порфировых вкрапленников. Первая разновидность кварцевых порфиритов распространена в сравнительно небольшом количестве. Вулканогенные образования основного состава (пироксеновые и роговообманковые диабазы, диабаз-порфириты и порфириты) на южном участке наблюдаются спорадически. На северном участке (периферия Храмского массива) пироксеновые и роговообманковые диабазы, диабаз-порфириты и порфириты занимают господствующее положение. Здесь плагиоклазовые порфириты имеют подчиненное развитие, а кварцевые порфириты встречаются очень редко.

3. Закономерного распределения вулканогенных образований во времени и пространстве не наблюдается. Нередко в соседних участках на одном и том же стратиграфическом уровне встречаются породы различного состава, например в одном случае — порфириты, содержащие эффузивный кварц, в другом — пироксеновые порфириты, что говорит об отсутствии направленной эволюции в составе магмы.

Возникновение вулканогенных образований среднего и переходного к кислым породам (кварцевые порфириты) состава, по нашему мнению, обусловлено глубинной ассимиляцией основной магмой пород палеозойского кристаллического субстрата кислого состава и, кроме того, воздействием на вулканогенные образования поздних (вторичных) процессов. Под воздействием последних первоначальный состав и структура вулканогенных пород нередко сильно изменены, вследствие чего образованы кварцевые порфириты и кварцевые альбитофиры.

На имевшую место глубинную ассимиляцию перед излиянием магмы указывает наличие палеозойского кристаллического субстрата под осадочным покровом и содержание иногда в вулканогенных образованиях оплавленного материала гранитоидов, кварцитов, слюды, кварца, полевого шпата и т. п. В пользу ассимиляции свидетельствуют также наблюдаемые нами в порфиритах вокруг ксенолитового вкрапленника кварца чередующиеся концентрические полосы, состоящие из стекла (впоследствии несколько раскристаллизованного), и мелких зерен кварца, являющихся отторженцами от крупного ксенолитового его зерна и представляющих уцелевшие от процесса ассимиляции реликты.

Это подтверждает наше предположение (Заридзе, Татришвили, 1947) о том, что изменчивость состава пород, образованных в результате вулканической деятельности в периферических частях геосинклиналей, а также в глыбовых и платформенных областях, объясняется протекавшими на глубине ассимиляционными процессами различной интенсивности.

4. Среди наложенных процессов, наблюдавшихся в верхнемеловых вулканогенных породах, в первую очередь следует назвать окварцевание (кремниевый метасоматоз) и альбитизацию (натриевый метасоматоз). Наряду с ними с той или иной интенсивностью протекали также и другие процессы — хлоритизация, цеолитизация, лимонитизация, карбонатизация, эпидотизация, калишпатизация, образование некоторых рудных и акцессорных минералов (магнетит, пирит, гематит, ильменит, апатит, сфен, гранат) и др.

В результате альбитизации плагиоклаз вулканогенных пород преобразовался в различной степени — от андезина до альбита. Основной плагиоклаз заместился кислым, как целиком, так и участками (пятнами), а также зонально. В последнем случае процесс начинается с краев кристалла. Содержание частично альбитизированного плагиоклаза (андезина) в породах основного состава указывает на то, что исходный плагиоклаз был более основным. На периферии Храмского массива, где вулканизм носил основной характер и вторичные процессы протекали менее интенсивно, в вулканогенах очень часто встречается плагиоклаз лабрадорового ряда.

Наряду с альбитизацией наблюдаются явления окварцевания, на что указывает наличие вместе с альбитом жилок (питающих каналов), участков и скоплений зерен кварца.

В результате наложенных процессов, преимущественно окварцевания и альбитизации, произошло разрушение основной и цементирующей стекловатой массы и породообразующих минералов вулканогенных пород среднего и основного составов, что вызвало высвобождение в большом количестве кальция, магния, железа и других элементов, которые, взаимодействуя с привнесенными элементами, образовали сферолиты альбита, микропегматитовые вростки кварца с плагиоклазом, хлорит, карбонат, рудные, акцессорные и другие минералы. В витрокластических туфах за счет раскристаллизации стекла возникли идиоморфные, совершенно свежие порфировые кристаллы плагиоклаза (альбита), трудно отличимые от порфировых вкрапленников эффузивной породы. Аналогичное явление наблюдается также в связи с окварцеванием, в результате чего образуются крупные зерна кварца, напоминающие эффузивный порфировый кварц.

Наложенные процессы в разных условиях распространения вулканогенов проявлены различно — они носят избирательный характер. Имеются случаи, когда преобразована только основная или цементирующая масса породы, а обломки и порфировые вкрапленники не затронуты наложенными процессами, и наоборот. Иногда более интенсивно протекал один какой-нибудь процесс или несколько из них одновременно.

Неравномерное проявление наложенных процессов в вулканогенах среднего и основного составов выражается в участковом развитии кварцевых альбитофиров, нередко занимающих обширные площади. Здесь следует упомянуть лок-дамблудскую протяженную и мощную дайку пироксенового порфирита, который в западной части своего развития преобразован в кварцевый альбитофир. Там, где воздействие наложенных процессов было интенсивным, порфиритовые жилы в результате метасоматических процессов преобразовались в кварцевые альбитофиры с образованием порфирового кварца или без него, что обусловлено составом исходной породы (порфиритов). Среди них имеются содержащие и не содержащие порфировый кварц. Однако, как отмечалось, в отдельных случаях не исключена возможность наличия псевдоморфоз кварца по вкраплеиннику плагиоклаза. Изменение порфиритов происходило путем привноса кварца, неравномерной альбитизации среднего и основного плагиоклаза и превращения темного силиката по следующей схеме: пироксен — роговая обманка — биотит — хлорит.

Все наложенные процессы протекали после формирования вулканогенных образований и, вероятно, перед отложением верхней карбонатной свиты (верхи кампана—дат), на что указывает существование на протяжении всего разреза вулканогенной свиты жилок, участков и пор, сложенных одними и теми же минералами. Карбонатная свита, вероятно, не была затронута наложенными процессами или, возможно, по какой-то причине эти процессы в ней не проявились.

5. Из названных выше наложенных процессов большой интерес вызывает процесс карбонатизации (кальцитизации). Он тесно связан с другими упомянутыми выше процессами и обычно играет сравнительно подчиненную роль. Местами интенсивность карбонатизации постепенно нарастает и становится ведущей, в результате чего возникают упомянутые нами выше карбонатные породы (карбонатиты).

Карбонатные породы, как известно, могут образоваться либо биогенным (органогенным), либо химическим путем. В последнее время высказываются мнения о метасоматическом генезисе некоторых из них.

Породы под названием карбонатитов известны в ассоциации с основными, ультраосновными и щелочными формациями. По составу и структуре они трудно отличимы от известняков осадочного происхождения. Главными отличительными признаками являются их соотношения с окружающими породами и, кроме того, значительная концентрация в них редких земель и ниобия (Шейнманн, 1957).

Проблема карбонатитов еще не решена. Неясно, произошли ли они из карбонатной магмы Брегера, насыщенных карбонатом водных жидкостей Эккермана, или из водных растворов. Допускается возникновение карбонатитов метасоматическим путем в гидротермальную стадию магматизма, даже при значительных размерах их тел — до 2—3 *км* в поперечнике (Шейнманн, 1957).

По данным М. С. Швецова (1958, стр. 287), $CaCO_3$ чисто химическим путем, т. е. без концентрации в скелетах организмов, может выпадать: 1) в результате жизнедеятельности организмов, особенно растений и бактерий, или после их смерти и распада тел растений и животных; 2) в результате выпаривания воды и увеличения концентрации раствора; 3) в результате других изменений водной среды: повышения температуры, уменьшения содержания CO_3 и т. п. По мнению названного автора, первый способ осаждения $CaCO_3$ играет небольшую роль; второй допустим лишь для бассейнов областей с засушливым климатом; третий способ распространен более широко. Особенно благоприятные условия для химического выпадения $CaCO_3$ без выпаривания воды создаются в бассейнах, где имеются холодные течения снизу вверх.

Утверждать или отрицать существование подобных течений в верхнемеловом бассейне Юго-Восточной Грузии нет оснований. Однако следует полагать, что непрерывная интенсивная вулканическая активность, происходившая в интервале между нижним сеноманом и верхним кампаном, не должна была благоприятствовать выпадению $CaCO_3$ химическим путем.

О метасоматических известняках М. С. Швецов (1958, стр. 284) пишет: «Значительно реже встречаются известняки, образовавшиеся за счет кальцитизации песчаников и алевролитов. В таких породах из палеозоя Сибири и третичных отложений Закарпатья, по наблюдениям автора, не только цемент, но и зерна частично или полностью замещены сохраняющим их форму кальцитом. Наименование таких пород, по происхождению настоящих песчаников, а по составу настоящих известняков, естественно, представляет собой трудности. Полное замещение пемзового галечника или туфа кальцитом наблюдалось близ Кисловодска; в Донбассе описаны угли, подвергшиеся полной кальцитизации».

В изученных нами породах в ряде случаев ясно наблюдается карбонатизация туфов и туфопесчаников, а иногда и песчаников нижних частей верхнемеловых образований. Местами видно пропитывание названных пород жилками карбоната, сообщающимися с цементирующей карбонатной массой, что замечается и на штуфе.

В шлифе хорошо видно частичное или полное замещение кальцитом отдельных участков, обломков и цементирующей массы. Иногда

в крупнокристаллическом кальците, замещающем цементирующую массу туфа, погружены также в значительной степени карбонатизированные небольшие остатки обломков минералов и пород, имеющих неправильные контуры в результате разъедания карбонатом, причем крупнокристаллический кальцит и кальцит измененного обломка нередко имеют одинаковую ориентировку.

В некоторых образцах сильно карбонатизированных песчаников из нижних горизонтов верхнемеловых вулканогенных образований содержатся остатки ископаемой фауны, сложенные обычно из карбоната, иногда же из хлорита, кварца, лимонита, эпидота и халцедона. Нередко в этих же образцах наблюдается развитие процессов карбонатизации, хлоритизации, окварцевания и др. Трещины и поры выполнены соответствующими минералами. Это указывает на то, что вещество ископаемой фауны является продуктом метасоматического замещения и связано с процессами позднего преобразования породы.

В выходе карбонатной породы у сел. Баличи наблюдается постепенное замещение стекловатой цементирующей массы кристаллокластического туфа крупнокристаллическим кальцитом. Сплошные массы последнего включают мелкие обломки плагиоклаза и пироксена.

В местностях Демурсу и Саркинети в линзах карбонатита замечается постепенное возрастание процесса карбонатизации от периферии к центру. Наряду с карбонатизацией здесь проявляются интенсивные процессы окварцевания, серицитизации, эпидотизации, образования рудных минералов и др.

Источником кальция карбонатизирующих растворов, по-видимому, являются кальцийсодержащие минералы и стекловатая основная и цементирующая массы верхнемеловых вулканических образований, которые, как отмечалось, до наложения поздних преобразовательных процессов имели средний и основной состав. В результате преимущественно кремниевого и натриевого метасоматозов происходило высвобождение кальция в значительном количестве, который, переходя в раствор, мигрировал в вулканогенных породах и в определенных условиях отлагался метасоматическим путем в виде карбоната кальция, местами образуя тела (линзы карбонатитов) значительного размера.

В изученных нами вулканогенных образованиях фиксируются следующие ступени постепенного усиления интенсивности процесса карбонатизации:

а) наблюдаются только секущие, иногда дентритоподобно разветвляющиеся жилки — подводящие каналы, вызывающие карбонатизацию. Они секут обломки минералов и пород, а также цементирующую массу, частично замещая их;

б) порода почти полностью карбонатизирована; видны лишь небольшие остатки обломков минералов и пород, имеющих в результате разъедания карбонатом неправильные причудливо-угловатые контуры;

в) порода полностью карбонатизирована; видна обломочная структура туфа;

г) в результате интенсивного процесса карбонатизации обломочная структура стирается, и порода преобразуется в типичный известняк. Наблюдаемая слоистость, по-видимому, является унаследованной.

6. В результате отмеченных выше наложенных процессов высвобождается также магний, который расходуется на возникновение хлорита, хлорсерпентина и серпентина. Высвободившееся железо идет на образование рудных минералов — магнетита, ильменита, гематита и др., которые иногда содержатся в довольно большом количестве. Встречаются они в виде отдельных зерен, скоплений (совместно с кварцем) и жилок. Имеются случаи, когда порода наряду с окварцеванием сильно гематитизирована, а в окрестности сел. Поладаури в верхнемеловых вулканогенах имеется гематитовое месторождение метасоматического генезиса.

Об образовании рудных минералов, в том числе и гематита, за счет разрушения вулканического стекла свидетельствует их наличие (в большом количестве) в породах с сильно окварцованной и раскристаллизованной основной массой. На возникновение их в результате последовательного преобразования железисто-магнезиальных минералов из разностей, более богатых железом, в разности, менее богатые им, указывает приуроченность к последним значительных скоплений зерен рудного минерала. Наблюдаемые иногда полные или частичные псевдоморфозы рудного минерала с хлоритом или с кальцитом по железисто-магнезиальному минералу говорят также в пользу высказанного мнения (Заридзе, Татришвили, 1959).

7. Вулканогенные образования, возникшие в результате верхнемелового вулканизма, характеризовались преимущественно средним и основным первичным составом. Мнение предыдущих исследователей о преимущественно кислом составе извергавшейся здесь магмы опирается на тот факт, что кварц и кислый плагиоклаз содержатся в вулканогенных образованиях в большом количестве. Интенсивный кремниевый и натриевый метасоматозы во внимание ими не принимались.

На региональный характер извержений средней и основной магмы в верхнемеловое время указывает существование андезитовых и базальтовых (оливиновый базальт, гиперстеновый, роговообманковый и пироксеновый андезит) лав и их продуктов в соседних районах Армении и Азербайджана. Здесь в верхней части верхнемеловой вулканогенно-осадочной свиты отмечаются кислые (кварцевые альбитофиры и порфиры) извержения центрального типа, являющиеся продолжением трещинных извержений основного состава, развитых в низах свиты. На этом основании в вулканогенной свите Армении и Азербайджана выделяют две петрографически различные части.

Выводы по мезозойским образованиям

Интенсивный подводный вулканизм в мезозое на территории Грузии имел место в байосском веке, если не считать подводного вулканизма, проявившегося в «дизской свите» верхнепалеозойско-триасового возраста. Кроме того, слабо выраженный подводный вулканизм констатируется в лейасовых осадках зоны Южного склона складчатой системы Большого Кавказа в пределах Верхней Рачи.

Среднеюрский вулканизм, пожалуй, является наиболее сильным из всех магматических процессов Кавказа как по объему выброшенного из глубин материала, так и по занимаемой площади. В зоне складчатой системы Южного склона Большого Кавказа с той или иной интенсивностью проявлен нижнеюрский вулканизм. Он в основном выражен силовыми и секущими телами габбро-диабаз-порфиритового состава, залегающими в нижнеюрских сланцах, а также частично в древних кристаллических породах.

Геосинклинальная вулканогенно-осадочная свита байоса развита южнее лейасовой глинисто-сланцевой и песчаниково-сланцевой свиты, содержащей дайковые и пластовые тела основных магматических пород. Она состоит из туфобрекчий и лавовых брекчий; кристаллокластических, литокластических, витрокластических и пелитовых туфов и их комбинации; аркозовых, граувакковых, аркозово-граувакковых и туфогенных песчаников; покровов и секущих тел — авгит-лабрадоровых (битовнитовых), роговообманковых и плагиоклазовых порфиритов; авгит-лабрадоровых, анальцимовых и кварцевых диабазов и спилитов, а также кварцевых порфиритов и кварцевых альбитофиров.

Состав исходной магмы, по-видимому, был не кислее авгит-битовнитового порфирита. Наличие среди байосских вулканических пород более кислых разностей следует объяснить процессами глубинной ассп-

миляции исходной магмой кислых пород субстрата, а также наложенными процессами, проявившимися, по-видимому, уже после первых этапов излияния лавы. К этому времени, возможно, относятся, например, спилитообразование (натриевый метасоматоз) и другие процессы, которые в определенной последовательности неоднократно возобновлялись с изменчивой интенсивностью и в различном сочетании, особенно после полного прекращения эффузивной деятельности, совпадающей с батской фазой складчатости, дислоцировавшей южную часть байосской геосинклинали. В связи с ней в Западной Грузии образовалась регрессивная батская угленосная свита.

В это время в некоторых местах развития байосских магматических пород происходил интенсивный приток высокотемпературных и химически активных растворов в газовой или жидкой фазах, богатых кремнием, натрием и калием, в определенной последовательности и с различной интенсивностью. Эти растворы производили постепенную метасоматическую гранитизацию байосских основных магматических пород, а также байосских и лейасовых терригенных осадков.

Более или менее полное проявление преобразовательного процесса можно проследить шаг за шагом во многих местах. В начальную стадию процесса происходило окварцевание и частичная альбитизация подвергшихся метасоматозу пород, в результате чего из основных магматических пород образовались кварцевые габбро и кварцевые диабазы, а из глинисто-песчаниково-сланцевых пород — роговики. На более высокой стадии преобразования происходил преимущественный привнос калия и за счет пород, подвергшихся первой стадии преобразования, возникли кварц-анортоклазовые габбро-диабазы и кварцевые монцониты, а за счет роговиков — мелкозернистые, иногда микропегматитовые (Поладаурская интрузия) гранитоиды. Конечная стадия преобразования в тех местах, где она проявилась, привела к возникновению различных гранитоидов.

Охарактеризованный процесс постепенной трансформации исходных пород в гранитоиды схематичен; в природе вследствие сложных взаимных сочетаний исходной породы и привнесенного вещества он проявляется значительно многообразнее.

Вулканическая активность проявилась также в верхней юре (пестроцветная свита) в районе Западной Грузии. По сравнению с байосским масштаб ее незначительный.

Вулканическая деятельность и осадконакопление в верхней юре происходили в лагунных условиях. Из терригенных отложений в это время развиты брекчии, конгломерато-брекчии, туфопесчаники, граувакки, пелитолиты и коллоидно-глинистые породы.

Последовательность формирования вулканических образований была такой: оливиновые базальты — оливиновые трахибазальты — оливиновые базальты — анортоклазовые трахиты.

Гораздо более мощным является вулканизм мелового времени, проявившийся в зонах Грузинской глыбы, Аджаро-Триалетской складчатой системы и Сомхитской глыбы.

В турон-сантоне Западной Грузии, в области зоны Грузинской глыбы происходили излияния магмы в подводных, местами субаэральных условиях, в результате чего образовалась вулканогенно-осадочная свита, состоящая из чередующихся микробрекчиевых и микроконгломератовых оливин-анальцимовых и авгит-роговообманковых туфов, известняков, граувакковых и глауконитовых песчаников, а также (в подчиненном количестве) базальтовых лав и секущих жил. Из лав наиболее распространены оливин-анальцимовые базальты, а у сел. Дедалаури имеется покров фонолита. Из секущих тел описаны эгирин-авгитовый фонолит (сел. Ахалибедисеули) и калишпатсодержащий оливиновый базальт — трахибазальт (ущелье р. Сабанела).

Материнскими магматическими породами свиты, по-видимому, следует считать оливин-авгитовые порфириты (базальты), подвергшиеся впоследствии различным наложенным процессам. Ведущую роль среди них играют цеолитизация (анальцимизация) и кальцитизация, которая является результатом высвобождения из основного плагиоклаза и железисто-магнезиальных силикатов кальция при процессе цеолитизации (натриевый метасоматоз). Развиты также процессы хлоритизации и серпентинизации. Возможно, что калишпат в трахибазальтах и фельдшпатид в фонолитах являются продуктами соответствующих наложенных процессов.

Таким образом, исходная магма, давшая турон-сантонские эффузивы и их туфы, вероятно, являлась базальтовой (известково-щелочной), а не щелочной. Щелочной (преимущественно натриевый) состав эти породы приобрели в результате наложенного на основные породы процесса привноса главным образом натрия.

В зоне Аджаро-Триалетской складчатой системы меловая геосинклинальная вулканогенно-осадочная свита представлена чередованием терригенного материала с вулканогенным (пирокластолиты) и лавами; последний играет подчиненную роль. Вулканогенная фация начинается с альба и сеномана, а в районе сел. Молита — с верхов апта.

Из терригенных пород преобладают карбонаты, образующие цемент туфов и туфобрекчий или слои, сложенные из туфогенно-песчанистых известняков, вмещающих небольшие линзы халцедона, который слагает также жилки и микрофауну.

В туфах обломочный материал представлен: альбитовыми, лабрадоровыми, авгит-лабрадоровыми (андезиновыми) и роговообманково-андезиновыми (олигоклазовыми) порфиритами, а также отдельными минералами: авгитом, роговой обманкой, серпентином по оливину, хлоритом, кальцитом и цеолитом. Среди лавовых образований чаще встречаются: авгит-лабрадоритовые (и олигоклазовые) порфириты.

Материнские магматические породы (авгит-лабрадоровые порфириты) верхнемеловой свиты зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы менее основные, чем породы верхнемеловой вулканогенной свиты зоны Грузинской глыбы (оливин-авгитовые порфириты). Однако следует отметить, что в небольшом количестве оливин (псевдоморфозы серпентина) содержится и в меловой вулканогенной свите Аджаро-Триалетского хребта.

Из наложенных процессов натриевый метасоматоз развивается в виде альбитизации (в нижних горизонтах свиты), а цеолитизация играет подчиненную роль. Альбитизация, вероятно, предшествовала всем другим процессам, так как наблюдается замещение альбита анальцимом. Еще более поздними являются процессы серпентинизации, хлоритизации, карбонатизации, магнетизации и др., развивающиеся по железисто-магнезиальным минералам. Кремний как в этих, так и в турон-сантонских породах (трахибазальты), по-видимому, привносился в весьма незначительном количестве. На его привнос в меловых вулканогенах Аджаро-Триалетского хребта указывают линзы и жилки халцедона, а также замещение микрофауны этим минералом.

В зоне Сомхитской глыбы верхнемеловая вулканогенно-осадочная свита расчленяется на три горизонта: вулканогенно-карбонатный (нижний сеноман), вулканогенный (верхний сеноман — низы кампана) и карбонатный (верхний кампан — дат).

Среди терригенных пород здесь имеются туфопесчаники, кварцевые песчаники, кварц-плагиоклазовые песчаники, карбонатные песчаники и карбонатные породы. Туфы имеют большое развитие (встречаются грубо- и крупнообломочные, средне- и мелкозернистые, пелитовые и витрокластические туфы и туфовые лавы). Из эффузивных и секущих тел можно назвать: пироксеновые диабаз-порфириты, пироксено-

вые, пироксен-роговообманковые и плагиоклазовые порфириты, альбитофиры и дациты (кварцевые порфириты).

Как отмечено, материнская магма, возникшая под Сомхитской глыбой в верхнемеловое время, имела основной состав, аналогичный составу магмы в зоне соседней Аджаро-Триалетской геосинклинали. Об этом свидетельствует наличие лав и пирокластолитов пироксен-лабрадоровых порфиритов и близких к ним пород. Одновременными им являются плагиоклазовые порфириты и альбитизированные кварцевые порфириты, нередко с ксенолитовыми, уцелевшими от расплавления кварцевыми зернами. Последние указывают на имевшие место на глубине процессы ассимиляции, в результате чего магма основного состава до излияния на поверхность в отдельных местах своего проявления приобрела менее основной (средний) состав.

В пользу сделанного предположения говорит также случайное распределение вулканических образований во времени и пространстве.

В верхнемеловых вулканогенных породах, лавах и дайках зоны Сомхитской глыбы в отличие от двух других меловых вулканогенных образований территории Грузии широко развиты процессы окварцевания (кремниевый метасоматоз) и альбитизации (натриевый метасоматоз). Наряду с ними с различной интенсивностью проявляются: хлоритизация, цеолитизация, карбонатизация, эпидотизация, калишпатизация и лимонитизация. В связи с этими процессами происходит образование некоторых рудных и акцессорных минералов, в частности магнетита, пирита, гематита, ильменита, апатита, сфена, граната и др. Эти процессы местами приводят к сильному преобразованию исходных пород.

Так как под областью Аджаро-Триалетской геосинклинали, по-видимому, следует допустить сильно прогнувшийся кристаллический фундамент, возможно, что первичная магма здесь была еще более основной, близкой по составу к магме, излившейся в туроне—сантоне в зоне Грузинской глыбы.

Наблюдающиеся в верхнемеловых вулканических образованиях Сомхитской глыбы ассимиляционные процессы, отсутствующие в образованиях зоны Грузинской глыбы, мы объясняем значительным прогибанием первой из них, приведшим к образованию мощной (местами свыше 3000 *м*) вулканогенно-осадочной свиты.

На основании изложенного схема развития магматизма и породообразования во времени и пространстве, имевших место на территории Грузии в мезозойскую эру, представляет следующий вид:

Средняя юра

Зона складчатой системы
Южного склона Большого Кавказа

1. Габбро-диабаз-порфириты, а также плагиоклазовые пироксениты (силлы и дайки), связанные с геосинклинальной лейасовой глинисто-сланцевой и песчанико-сланцевой свитой (зоны II_1). Нижняя—средняя юра.

2. Туфы, покровы и секущие тела авгит-лабрадоровых, авгит-битовнитовых, роговообманковых и плагиоклазовых порфиритов; авгит-лабрадоровых, анальцимовых и кварцевых диабазов и спилитов, а также кварцевых порфиритов и кварцевых альбитофиров, связанные с геосинклинальной байосской вулканогенно-осадочной свитой (зона II_3). Байос.

3. Кварцевые габбро и диабазы, кварц-анортоклазовые габбро и диабазы, кварцевые монциониты и др., связанные с геосинклинальными свитами — лейасовой глинисто-сланцево-песчаниковой и байосской вулканогенно-осадочной. Бат.

4. Различные гранитоиды, связанные с геосинклинальными свитами — лейасовой глинисто-сланцево-песчаниковой и байосской вулканогенно-осадочной. Бат.

Зона Сомхитской глыбы

1. Туфы, покровы и секущие тела — альбитовых, роговообманково-плагиоклазовых и авгит-лабрадоровых порфиритов, диабаз-порфиритов и диабазов, а также кварцевых порфиритов и кварцевых альбитофиров, связанные с байосской вулканогенно-осадочной свитой (подзона V_2^6). Байос.

2. Гранитоиды поладаурские и бардадзорские, связанные с лейассовыми осадками и байосской вулканогенно-осадочной свитой. Бат.

Верхняя юра

Зона Грузинской глыбы

Лавы оливиновых базальтов, оливиновых трахибазальтов и анортоклазовых трахитов, связанные с верхнеюрской пестроцветной свитой (подзона III_1^6). Кимеридж.

Мел

Зона Грузинской глыбы

Туфы, покровы и секущие тела оливин-анальцимовых базальтов (порфиритов), авгит-роговообманковых анальцимовых базальтов (порфиритов), трахибазальтов и эгирин-авгитовых фонолитов, связанные с турон-сантонской вулканогенно-осадочной фацией. Турон-сантон (подзоны: III_1^4, III_1^5 и III_1^6).

Зона Аджаро-Триалетской складчатой системы

Туфы и лавы альбитовых, лабрадоровых, авгит-лабрадоровых (андезиновых) и роговообманково-андезиновых (олигоклазовых) порфиритов, связанные с геосинклинальной меловой вулканогенно-осадочной свитой (зоны IV_1, IV_2 и IV_3). Средний — верхний мел.

Зона Сомхитской глыбы

1. Туфы, покровы и секущие тела пироксеновых диабаз-порфиритов, пироксеновых, пироксен-роговообманковых и плагиоклазовых порфиритов, связанные с верхнемеловой вулканогенно-осадочной свитой (зона V_1). Верхний мел.

2. Интрузии кварцевых альбитофиров и кварцевых порфиритов (дацитов), залегающие в той же свите (зона V_2). Верхний мел (более поздние).

КАЙНОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

ПАЛЕОГЕН

Зона Аджаро-Триалетской складчатой системы

Общие сведения

Впервые о палеогеновых вулканогенах, являющихся наиболее древними среди кайнозойских образований, развитых на территории Закавказья, в частности Южной Грузии, упоминает Абих (1858, 1902 гг.). Сведения о них встречаются в работах Л. Ф. Бацевича (1885 г.), С. Е. Симоновича (1880 г.) и Г. Г. Цулукидзе (1887 г.). Палеогеновые отложения Аджаро-Триалетского хребта изучались Б. Ф. Меффертом (1924, 1933). Следует упомянуть также работы С. В. Обручева (1923 г.) и И. Ф. Григорьева (1929 г.), в которых приведена петрографическая характеристика описываемых пород.

В 1932 г. Аджаро-Триалетский хребет подвергся комплексному геологическому исследованию экспедицией АН СССР, руководимой Д. С. Белянкиным и С. С. Кузнецовым. В ней принимали участие Б. П. Беликов, В. П. Еремеев, С. В. Левченко и В. П. Петров.

Важную роль в изучении геологии и петрографии Аджаро-Триалетского хребта сыграли монографии П. Д. Гамкрелидзе (1948) и Г. С. Дзоценидзе (1948).

Ниже приводится характеристика следующих шести свит: палеоцен-нижнеэоценовой флишевой, палеоцен-нижнеэоценовой вулканогенной, нижне-среднеэоценовой вулканогенно-осадочной, среднеэоценовой вулканогенно-осадочной, верхнеэоценовой вулканогенно-осадочной — (адигенской и трахитовой), а также интрузивов и даек, приуроченных к соответствующим свитам.

Палеоцен-нижнеэоценовая флишевая свита

Разрез палеогеновых отложений начинается так называемой флишевой свитой, хорошо представленной в районе курорта Боржоми, выделенной С. В. Обручевым (1923 г.) под названием боржомской свиты. Эта свита изучалась Б. Ф. Меффертом (1933), затем П. Д. Гамкрелидзе и В. Я. Эдилашвили (1941 г.), а также С. В. Левченко (1935 г.).

Подробная петрографическая характеристика флишевой свиты Боржомского района имеется у Г. С. Дзоценидзе (1948).

В состав свиты, по описанию этого автора, входят известняки, обычно песчанистые (детритовые), и мергели, встречающиеся в нижних горизонтах в весьма подчиненном количестве. Песчанистые известняки в основном состоят из обломков микрозернистого мергелистого известняка, сцементированных мелкокристаллическим кальцитом, содержащим микрофауну. Породы включают мелкие угловатые зерна кварца и

небольшое количество зерен пелитизированного и кальцитизированного полевого шпата. Наблюдаются секущие жилки кальцита.

Во флишевой свите встречаются линзы брекчиевидных известняков, состоящих из обломков микрозернистых известняков, глинистых сланцев и весьма редко — порфирита и кварца, сцементированных детритовым известняком.

Песчаники и туфы в свите имеют незначительное развитие, встречаясь в верхних частях ее. Цемент пород кальцитовый. Песчаники туфогенные кварц-полевошпатовые, приближающиеся к аркозам.

Туфы состоят из окатанных зерен плагиоклаза (олигоклаза), калиевого полевого шпата, кварца, реже биотита, мусковита, хлорита, частично по биотиту, обычно же образованного за счет стекловатой основной массы порфиритов; в отдельных случаях содержатся обломки основной массы кварцевых порфиров и новообразованные идиоморфные кристаллы эпидота. Цемент кальцитовый, в значительном количестве включающий микроорганизмы (глобигерины). Туфогенные песчаники, наблюдавшиеся у сел. Вашловани, состоят из лабрадора, испещренного цеолитовыми жилками, кварца, небольшого количества пелитизированного калиевого полевого шпата, мусковита, хлорита и порфирита, сцементированных кальцитом, замещающим также отдельные минералы.

Слой туфа мощностью 2 *м*, наблюдающийся у сел. Вашловани, является литокристаллокластическим и по составу отвечает роговообманково-плагиоклазовому порфириту. Порода состоит из обломков (размеры 0,1—0,9 *мм*) плагиоклаза (андезина или лабрадора), роговой обманки и порфирита с фенокристаллами тех же минералов; плагиоклаз иногда полностью замещен тонкопластинчатым цеолитом (лимонитом); роговая обманка опацитизирована, имеет характерный плеохроизм. Другой наблюдавшийся слой туфа мощностью 5 *м*, состоит из обломков (размеры 0,1—0,5 *мм*) интенсивно серицитизированного кислого плагиоклаза, в меньшем количестве угловатых или слегка окатанных зерен кварца, иногда включает микролитовую либо микропегматитовую основную массу, фельзитовую основную массу кварцевых порфиров и реже роговой обманки, сцементированных кальцитом, содержащим микрофауну; в значительном количестве наблюдаются неправильные скопления хлорита.

Г. С. Дзоценидзе приходит к заключению, что главным источником материала для палеоцен-нижнеэоценовой флишевой свиты служили меловые образования Аджаро-Триалетского хребта, на что указывают присутствующие в составе песчаников обломки известняков и мергелей с глобигеринами, кислых плагиоклазов, кварцевых альбитофиров, эффузивного кварца и эффузивных пород. Наличие в верхней ее части туфов с лабрадором и роговой обманкой говорит о том, что эффузивная деятельность в палеогене началась в конце палеоцена и продолжалась в нижнем эоцене.

Палеоцен-нижнеэоценовая вулканогенная свита

Палеоцен-нижнеэоценовая вулканогенная свита известна в ущелье р. Алгети в пределах Сомхитской глыбы (Болнисская зона). Впервые она была выделена здесь В. Я. Эдилашвили. Подробно изучалась Б. П. Беликовым, С. С. Кузнецовым, Г. С. Дзоценидзе, П. Д. Гамкрелидзе и другими исследователями.

Вулканогенные образования представлены лавовыми покровами, лавовыми брекчиями, туфовыми брекчиями, а иногда и туфогенными песчаниками. Они залегают в песчаниках и глинах палеоцена — нижнего эоцена. Петрографический состав пород отвечает дацитам; состоят они из витрофировой или микрокристаллической основной массы, в которой вкраплены роговая обманка плагиоклаз-андезинового ряда, био-

тит и кварц. В нижней части свиты распространены роговообманковые, а в верхней — роговообманково-биотитовые дациты.

По мнению Ш. А. Адамия и О. З. Дудаури, роговообманковые и роговообманково-биотитовые дациты, образующие куполовидные тела в верхнемеловых отложениях Болнисского района, представляют подводящие каналы палеоцен-нижнеэоценового вулканизма.

Нижне-среднеэоценовая вулканогенно-осадочная свита

Эта свита, широко развитая в зоне Аджаро-Триалетской складчатой системы, является переходной между флишевой и среднеэоценовой (описываемой ниже) вулканогенно-осадочной свитами. В Боржомском районе ее слагают псаммитовые и реже — пелитовые туфы; псефитовые разности отсутствуют. Мощность свиты 400 *м*.

В этом районе в составе свиты различаются литокластические, литокристаллокластические и кристаллокластические туфы; наиболее распространены смешанные разности; размер обломков 0,5—1 *мм*. По составу туфы авгит-лабрадоровые. Редко встречающийся в беспироксеновых разностях пироксен полностью замещен хлоритом. Плагиоклаз относится к ряду лабрадора, в отдельных случаях—олигоклаз-альбиту или альбиту; часто испещрен жилками цеолита или полностью замещен им; наряду с пластинчатым цеолитом плагиоклаз замещен анальцимом; процесс цеолитизации в альбите не наблюдается. Следовательно, натриевый метасоматоз лабрадора протекает в направлении цеолитизации или альбитизации. Авгит (*cNg* 37—48°) представлен в виде как отдельных зерен, так и фенокристаллов в порфиритовых обломках; обычно свежий, весьма редко полностью хлоритизирован. Роговая обманка (*cNg* 12—17°) встречается в туфах нижних горизонтов свиты; стратиграфически выше она постепенно исчезает; соответственно возрастает количество авгита. Иногда наблюдается амфиболизация пироксена. Кристаллы роговой обманки опацитизированы. Кварц в нижних горизонтах свиты встречается местами и характеризуется ровным погасанием; зерна его прозрачны и угловаты; в некоторых шлифах он имеет бипирамидальный габитус и включает в себя основную массу.

Обломки авгит-лабрадоровых порфиритов имеют угловатые или слегка плавные контуры (лапилли). Обломки альбитофиров встречаются в туфах, содержащих кварц. Имеются следующие структурные разности этих пород: микрогранитовые, микропегматитовые, фельзитовые и сферолитовые. В туфах нередко встречаются неправильной формы волокнистые агрегаты хлорита (хлорсерпентина). В одном случае наблюдалась жилка хлорита в плагиоклазе, сообщающаяся с цементирующим хлоритом. В нижних горизонтах свиты в некоторых туфах содержатся обломки пелитовых известняков и мергелей, иногда с глобигериновой микрофауной.

В Маяковском районе свиту слагают литокластические, кристаллокластические и литокристаллокластические туфы; в подчиненном количестве встречаются пелитовые разности. Туфы состоят из обломков плагиоклаза, авгита и вулканического стекла. Редко встречается зеленая роговая обманка. Плагиоклаз (№ 45—55) обычно замещен радиально-лучистым цеолитом или анальцимом. Авгит (*cNg* 37—42°) в большинстве случаев свежий; редко в различной степени хлоритизирован. Цементирующее вещество туфов представлено анальцимом, реже пластинчатым цеолитом, в отдельных случаях — обоими вместе. Количество анальцима в среднем составляет 10—15%.

В составе свиты в этом районе имеется несколько (около пяти) покровов авгитовых порфиритов. Структура их офитово-порфировая; основная масса иногда интерсертальная, состоящая из лейст плагиоклаза, палочек и зерен пироксена и хлоритизированного стекла, иногда

с примесью цеолита. Фенокристаллы представлены плагиоклазом (№ 50—55) и пироксеном. Плагиоклаз частично или полностью альбитизирован, пелитизирован и цеолитизирован. Пироксен (*cNg* 38—40°) относится к авгиту; обычно свежий, в некоторых случаях замещен хлоритом и кальцитом. Анальцим и цеолиты выполняют промежутки между другими минералами и образуют миндалины.

Среднеэоценовая вулканогенно-осадочная свита

Петрографическую характеристику породы свиты дали Б. П. Беликов и Г. С. Дзоценидзе.

Б. П. Беликов (1935) описал шесть типов пород, слагающих свиту, развитых в Аджарии, из которых три — авгитовые порфириты, роговообманковые порфириты, кератофиры — отнес к образованиям среднеэоценового вулканизма, а остальные три — к более молодым образованиям.

Г. С. Дзоценидзе (1948) подробно описал эту свиту, развитую в Боржомском районе. Как и всюду в Аджаро-Триалетском хребте, в этом районе, по его описанию, за нижне-среднеэоценовой вулканогенно-осадочной свитой следует мощная (до 2000 *м*) свита грубообломочных туфов, туфобрекчий и реже псаммитовых туфов.

В свите залегают андезитовые и андезито-базальтовые лавы. По данным П. Д. Гамкрелидзе и В. Я. Эдилашвили, внутриформационные тела эссексит-диабазов встречаются преимущественно в низах ее. Пирокластолиты значительно преобладают над лавами. Количество последних 13; мощность от 2 до 100 *м*. В отличие от нижне-среднеэоценовой вулканогенно-осадочной свиты ведущую роль в данной свите играют псефитовые пирокластолиты — туфобрекчии и литокластические туфы; псаммитовые туфы встречаются редко, пелитовые — еще реже; кое-где имеются прослои известняков, содержащие микрофауну.

По петрографическому составу в свите различаются покровы двух типов: светло-серые с белыми фенокристаллами плагиоклаза без микроскопически видимого авгита, приуроченные к низам свиты, и черные с многочисленными фенокристаллами авгита, приуроченные к верхам свиты. Покровы первого типа в шлифе характеризуются бедностью авгита и незначительным содержанием цеолита, количество которого несколько увеличивается в центральных их частях; плагиоклаз обнаруживает № 45—55. Покровы второго типа в большом количестве содержат авгит и цеолит; плагиоклаз обнаруживает № 55—60.

Образования среднеэоценовой вулканогенно-осадочной свиты известны на южной и восточной периферии Локского массива в ущельях рек Мошевани и Машавера (Сомхитская глыба, Болнисская зона, подзона Локского поднятия). Впервые здесь они выделены В. Грушевым в 1932 г. на горе Лалвар. Затем эти образования изучались К. Е. Габуния и П. Д. Гамкрелидзе, И. Баркановым, В. Комар, Б. Высоцким и другими исследователями.

В 1956—1959 гг. в пределах Башкичетского и Степанованского районов среднеэоценовую вулканогенно-осадочную свиту исследовали Г. А. Чихрадзе, И. Д. Чечелашвили и М. А. Беридзе, которым удалось выделить в ее нижней части маломощные терригенные отложения и известняки, сопровождающиеся магматическими породами, а в верхней части — мощные вулканогенные образования. Вулканогенные образования в нижней части свиты сложены главным образом пирокластолитами авгит-андезин-лабрадоровых и авгит-лабрадор-битовнитовых порфиритов, а также покровов лабрадоровых и авгит-лабрадоровых порфиритов. В состав верхней части входят более кислые породы — пирокластолиты альбит-олигоклазовых (андезиновых) и авгит-андезиновых порфиритов и слоистые порфиритовые туфы альбит-олигоклазового со-

става. Здесь маломощные покровы большей частью представлены альбит-олигоклазовыми порфиритами.

Появление кислой андезит-дацитовой фации упомянутые исследователи объясняют процессами ассимиляции основной магмой пород кислого субстрата.

Таким образом, среднеэоценовая вулканогенно-осадочная свита слагается как туфовыми, так и эффузивными образованиями, описание которых с характеристикой их химического состава (табл. 113) приведено ниже.

Таблица 113

Химический состав пород среднеэоценовой вулканогенно-осадочной свиты

Окислы	Состав						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	47,99	53,35	50,29	54,29	51,80	46,68	46,85
TiO_2	0,48	—	—	0,51	0,64	0,86	0,67
Al_2O_3	18,04	18,25	23,48	18,24	21,29	18,62	15,87
Fe_2O_3	6,32	5,66	2,50	3,75	3,33	2,18	2,65
FeO	2,37	4,05	2,92	0,06	3,68	5,67	7,86
MnO	0,16	—	—	0,22	0,17	0,03	0,02
MgO	3,72	3,42	2,53	2,71	2,62	5,81	5,14
CaO	9,99	9,53	7,28	6,70	6,51	7,46	9,23
Na_2O	2,77	3,18	4,05	4,87	3,59	3,18	3,31
K_2O	2,41	2,51	2,21	1,53	2,83	3,80	3,69
P_2O_5	0,24	—	0,32	0,27	0,44	—	—
SO_3	0,12	—	—	0,25	0,11	0,35	—
H_2O^-	1,01	—	4,97	1,23	0,91	0,92	0,24
H_2O^+	5,22	0,65	—	0,99	1,69	4,41	4,05
Сумма	99,83	100,60	100,57	99,65	99,79	99,97	99,58

1 — авгит-лабрадоровый базальт; курорт Боржоми (аналитик А. А. Янушкевич);
2 — андезито-базальт; Соганлугская осыпь (аналитик С. М. Смирнов);
3 — андезит; курорт Бакуриани (аналитик Г. М. Смирнов);
4 — авгит-лабрадоровый порфирит; курорт Боржоми (аналитик Е. Джапаридзе);
5 — авгит-лабрадоровый порфирит; курорт Боржоми (аналитик Ш. Надарешвили);
6 — диабазовый порфирит; Ванский район (аналитик А. А. Янушкевич);
7 — диабазовый порфирит; Маяковский район (аналитик А. А. Янушкевич).

Туфовые образования

Туфобрекчии в виде слоя мощностью 10 *м* известны в разрезе района курорта Боржоми — сел. Чобисхеви. Обломки туфов представлены авгит-лабрадоровыми и авгит-альбитовыми порфиритами.

Обломки авгит-лабрадорового порфирита имеют черную непрозрачную стекловатую основную массу, где спорадически включены игольчатые микролиты плагиоклаза (№ 35—40). Порфировые вкрапленники представлены совершенно свежим, иногда слабо зональным плагиоклазом (№ 55); краевая зона зонального плагиоклаза обнаруживает № 35. Авгит (*cNg* 35°) свежий, содержится в небольшом количестве. Миндалины выполнены одним желтовато-зеленым, почти изотропным хлоритом, или последний образует узкую каемку вокруг мезолита и натролита; иногда встречаются миндалины кальцита. Цеолит также образует жилки, секущие плагиоклаз.

Обломки авгит-альбитового порфирита характеризуются интерсертальной, или пилотакситовой основной массой, состоящей из микро-

литов пироксена, расположенных радиально-лучистыми пучками, а также рудного минерала, содержащегося в большом количестве и образующего такие же пучки и изотропную массу, расположенную между двумя названными минералами. Порфировые вкрапленники представлены слабо пелитизированным альбитом или олигоклаз-альбитом и в меньшем количестве — бесцветным авгитом (*cNg* 47—50°). Встречается интенсивно хлоритизированный плагиоклаз. Кое-где наблюдаются миндалины, выполненные цеолитом, образующим также жилки. Цемент туфов имеет состав авгит-лабрадорового пирфирита.

Псаммитовый кристаллокластический туф обнажается среди пелитовых туфов у ж.-д. полотна близ курорта Боржоми — сел. Ахалдаба в виде слоя мощностью 1 *м*. Порода имеет состав авгит-плагиоклазового порфирита. В основном она представлена обломками авгита и андезина, замещенного цеолитом и анальцимом, рудного минерала, роговой обманки, хлоритизированного биотита и пористой стекловатой породы. Цемент слагает тонкопластинчатый цеолит и анальцим.

Пелитовые (пепловые) туфы состоят из обломков серого, реже зеленоватого стекла (показатель преломления ниже показателя преломления канадского бальзама), а также мелких обломков свежего плагиоклаза андезин-лабрадорового ряда. В большом количестве содержится карбонатная микрофауна плохой сохранности.

Эффузивные образования

Порфиритовый покров мощностью 100 *м*, наблюдающийся в 7 *км* от курорта Боржоми в сторону сел. Чобисхеви, залегает над палеоцен-нижнеэоценовой флишевой свитой.

Основная масса породы темно-буроватая, иногда совершенно непрозрачная, стекловатая; в местах просвечивания стекла наблюдаются зачатки сферолитового сложения. Фенокристаллы представлены плагиоклазом (альбит) и авгитом. Плагиоклаз образует крупные идиоморфные полисинтетически сдвойникованные пелитизированные кристаллы; авгит иногда бесцветный или слегка зеленоватый, свежий, *cNg* 36°. Встречаются миндалины, выполненные крупнокристаллическим кальцитом с тонкой каемкой лучистого хлорита.

Порода из того же покрова, залегающая стратиграфически чуть выше описанной, представляет порфириты. Основная масса состоит из удлиненных лейст плагиоклаза и пироксена (*cNg* 50°), характеризующихся одинаковым идиоморфизмом; содержит много мелких палочек ильменита. Промежутки между лейстами выполнены тонкочешуйчатым зеленым хлоритом и реже — пластинчатым цеолитом, иногда образующим скопления. Встречается кальцит. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом и авгитом. Плагиоклаз (№ 50) образует крупнопластинчатые, часто сильно серицитизированные и соссюритизированные зерна; альбитизация развита пятнами; в плагиоклазе наблюдаются включения авгита и неправильные скопления хлорита, внутри которых в виде сетки расположен ильменит. Вкрапленники авгита содержатся в небольшом количестве.

Порода центральной части того же покрова имеет офитовую основную массу, состоящую из идиоморфного плагиоклаза (№ 50) и ксеноморфного пироксена. Вкрапленники представлены теми же минералами. Плагиоклаз (№ 55) образует крупные, участками пелитизированные пластинчатые зерна с жилками цеолита. Авгит представлен удлиненными бесцветными зернами, *cNg* 38—40°. В висячем боку покрова порода становится опять стекловатой и обнаруживает интенсивную цеолитизацию.

Дайковые тела представлены авгит-лабрадоровыми, иногда альбитизированными и цеолитизированными микрогаббро, которые по минеральному составу подобны андезит-базальтам, встречающимся в верхних частях свиты.

* *
*

Исходя из химического состава, Г. С. Дзоценидзе относит породы среднеэоценовой вулканогенно-осадочной свиты к известково-щелочному типу, близко стоящему к породам Иеллоустонского парка.

Суммируя сказанное, можно констатировать, что в зоне развития Аджаро-Триалетской складчатой системы вулканическая деятельность началась, по-видимому, в конце палеоцена и продолжалась в нижнем эоцене. Извержения носили основной характер, что присуще геосинклинальному вулканизму. Палеоцен-нижнеэоценовый вулканизм зоны Сомхитской глыбы по составу отвечает роговообманковым дацитам (в нижней части свиты) и роговообманково-биотитовым дацитам (в верхней части свиты).

Палеоцен-нижнеэоценовая флишевая свита постепенно сменяется нижне-среднеэоценовой вулканогенно-осадочной свитой, состоящей из литокластических, литокристаллокластических, кристаллокластических и смешанных (более распространены) туфов и покровов преимущественно авгит-лабрадоровых (андезиновых) и роговообманково-андезиновых порфиритов. В породах этой свиты наблюдаются следующие наложенные процессы: альбитизация, окварцевание (слабое), хлоритизация, цеолитизация или анальцимитизация, амфиболитизация и кальцитизация (слабая).

Нижне-среднеэоценовая вулканогенно-осадочная свита в свою очередь постепенно переходит в среднеэоценовую вулканогенно-осадочную свиту, которая сложена различными туфами, лавами и секущими телами. Туфы значительно преобладают над лавами. Они грубообломочные, реже псаммитовые и пелитовые. Иногда встречаются прослои известняков, туфопесчаников и других пород. Обломки туфов представляют собой авгит-лабрадоровые и авгит-альбитовые порфириты. Цемент имеет состав авгит-лабрадорового порфирита.

В Юго-Восточной Грузии в нижней части свиты наблюдаются маломощные терригенные отложения и известняки, а в верхней части — мощные вулканогенные образования, которые в нижней части представлены главным образом пирокластолитами авгит-андезин-лабрадоровых и авгит-лабрадор-битовнитовых порфиритов; в верхней части развиты пирокластолиты альбит-олигоклазовых (андезиновых) и авгит-андезиновых порфиритов, а также слоистые порфиритовые туфы альбит-олигоклазового состава. Маломощные покровы в большинстве случаев представлены альбит-олигоклазовыми порфиритами.

Вторичные минералы встречаются в виде жил, скоплений миндалин, участков замещения и др. Среди них следует назвать: хлорит, цеолит (анальцим, мезолит, натролит), рудный минерал, альбит (редко), кальцит, серицит, соссюрит. Большее место занимают изменения, связанные с процессами хлоритизации и цеолитизации.

Интрузии и дайки, приуроченные к верхнемеловым и палеогеновым образованиям

Рассмотренные в этом разделе интрузии образуют дайки и небольшие массивы в верхнемеловых и нижне- и среднеэоценовых отложениях.

Кварц-биотитовые альбитофиры горы Лалвар. На северном склоне горы Лалвар в среднеэоценовой вулканогенно-осадочной свите имеется секущая жильная порода светло-серого цвета, отвечающая по своему

составу кварц-биотитовому альбитофиру. Макроскопически видны вкрапленники биотита.

Структура породы порфировая. Основная масса мелкокристаллическая или полнокристаллически-гранофировая. Последняя возникает в участках с сильным окварцеванием (кремниевый метасоматоз). Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом (альбит) и биотитом, основная же масса состоит из пелитизированного альбита и вторичного кварца. Из акцессориев встречаются циркон и турмалин.

Габбро ущелья р. Болованисхеви. В ущелье р. Болованисхеви, правого притока р. Тана, являющегося в свою очередь правым притоком р. Куры, обнажается несколько интрузивных тел (Еремеев, 1940). Палеоценовые песчаники в контакте с интрузией не обнаруживают признаков изменения. В непосредственном контакте породы интрузии порфировые; при удалении от контакта они постепенно приобретают крупнозернистое строение.

Наблюдается несколько тектонически разобщенных выходов одной и той же пластовой жилы. Ниже дается описание двух из них по данным Д. С. Белянкина и В. П. Петрова (1940).

Первый выход пластовой интрузии. Порода краевой части интрузии макроскопически темно-серого цвета. В выветрелых участках хорошо заметны порфировые выделения плагиоклаза. В расположении фенокристаллов наблюдается флюидность. Величина вкрапленников 2—5 *мм*.

Структура порфировая; вкрапленники представлены плагиоклазом, редко — моноклинным пироксеном.

Основная масса плотная. Состоит из плагиоклаза, калишпата, моноклинного пироксена, биотита, хлорита, местами из бесцветных участков стекла и акцессориев — апатита гематита. Плагиоклаз (№ 59) образует как фенокристаллы, так и мелкие зерна; вдоль трещин замещен бесцветным цеолитом; сращен с призмами биотита и с моноклинным пироксеном, который встречается почти исключительно в основной массе; некоторые зерна выделяются своей величиной, не достигая, однако, размера фенокристаллов плагиоклаза. Пироксен бледно-зеленого цвета, в проходящем свете имеет структуру песочных часов; cNg 44°, 2 V 52°; угол оптических осей несколько меньше нормального.

Химический состав породы приведен в табл. 114, в первом столбце. Большое содержание BaO объясняется наличием в ортоклазе примеси цельзиана.

Порода, взятая на расстоянии 1 *м* от контакта, полнокристаллическая. Состоит она из плагиоклаза, ортоклаза, биотита, моноклинного пироксена и акцессориев — игольчатого апатита и гематита; содержится также возникший за счет биотита хлорит, который вместе с пренитом образует сферолиты, заполняющие пространство между минералами. Основная масса состоит из альбитизированного плагиоклаза, сильно видоизмененного калиевого полевого шпата, моноклинного пироксена и изредка — биотита. Номер плагиоклаза порфировых вкрапленников 60. Плагиоклаз серицитизирован; в некоторых случаях он окаймлен калиевым полевым шпатом.

Дальше от контакта на протяжении нескольких метров наблюдается типичная полнокристаллическая порода, состоящая из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, моноклинного пироксена, биотита и акцессориев — апатита, магнетита, анальцима, заполняющих пространство между полевым шпатом.

Химический состав породы приведен в табл. 114 во втором столбце.

Второй выход пластовой интрузии. Порода полнокристаллическая, равномернозернистая, свежая. Состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена, биотита, оливина и акцессорно — апатита.

Темные и светлые минералы содержатся приблизительно в одинаковом количестве.

Плагиоклаз свежий, изредка окаймлен калиевым полевым шпатом; часто зональный, в ядре обнаруживает № 67, в краевой зоне — № 56. Моноклинный пироксен идиоморфный и хорошо сохранившийся, часто с включениями плагиоклаза; образует двойники; его *cNg* 44°, 2 *V* 52, 54, 56°. Оливин иногда свежий, но обычно более или менее изменен и замещен биотитом; в некоторых случаях последний окаймляет его. Хлорит и гидроокислы железа связаны с оливином и биотитом.

Химический состав породы приведен в табл. 114, в третьем столбце.

Таблица 114

Химический состав габбро ущелья р. Болованисхеви

Окислы	Состав		
	1	2	3
SiO_2	50,16	47,94	47,61
TiO_2	0,76	0,80	0,74
Al_2O_3	20,56	19,75	13,66
Fe_2O_3	2,24	3,53	3,65
FeO	4,47	3,46	3,26
MnO	0,13	0,14	0,17
MgO	3,39	4,56	11,29
CaO	7,43	9,76	10,75
BaO	0,32	0,13	0,12
Na_2O	3,01	2,97	1,91
K_2O	3,70	2,54	1,75
H_2O^-	0,92	0,46	0,41
H_2O^+	3,54	3,84	2,85
Сумма	100,63	99,78	100,17

1 — калишпатовое габбро; ущелье р. Болованисхеви; анализ образца, взятого из краевой части первого выхода пластовой интрузии (аналитик В. А. Егоров);

2 — то же; анализ образца, взятого на некотором удалении от контакта (аналитик В. А. Егоров);

3 — *оливиновое габбро ущелья р. Болованисхеви; анализ образца,* взятого из второго выхода пластовой интрузии (аналитик В. А. Егоров).

Диабазы северной окраины сел. Атени. Интрузивная порода выходит на поверхность под Верийской крепостью, образуя пластовую жилу мощностью 40 *м*. Западнее эта жила обнажается на левом берегу р. Таны на расстоянии 200 *м* и выклинивается после разветвления на мелкие жилки. Восточнее она обнажается на небольшом расстоянии на левом берегу р. Атреви по течению, затем раздваивается и переходит на правый берег.

Порода состоит из альбита, образующего бесцветную массу со слабой поляризацией и Nm^1 1,523 и изредка отдельные кристаллы. Имеются крупные кристаллы апатита, роговой обманки и лимонита. Первичная масса (обломки, цемент и другие реликты) не сохранилась, так как порода испытала значительное перерождение.

На левом берегу р. Таны наблюдается постепенный переход полнокристаллической интрузивной породы в плотную пиритизированную породу со структурой, близкой к порфировой. Вмещающая порода полностью пренитизирована и частично кальцитизирована. В состав этой породы входят плагиоклаз, моноклинный пироксен, роговая обманка, биотит, хлорит, альбит, кальцит и акцессории — апатит (в бо-

льшом количестве) и рудный минерал. Плагиоклаз представляет главную составную часть породы. Альбит содержится в двух генерациях: возникший за счет материнского плагиоклаза и новообразованный, заполняющий пространство между плагиоклазами первой генерации. Биотит характеризуется нормальной адсорбцией, иногда в хлорите он образует сферолиты. Роговая обманка обнаруживает сильный плеохроизм: *cNg* 14°, —2*V* 84°. Моноклинный пироксен характеризуется: *cNg* 40°, 2*V* 54°.

Диабазы и порфириты Боржомского района. Г. С. Дзоценидзе (1948) описано несколько выходов этих пород: четыре жилы обнажаются на протяжении 1 *км* по шоссе курорт Боржоми — курорт Бакуриани, выше сел. Ардагани; мощность жил 1 *м;* вмещающими породами являются тонкополосчатые глинистые сланцы. Две жилы выходят в парке Минеральных Вод; мощность 10 *м*; вмещающие породы — глинисто-мергелистые образования. Одна пластовая жила выходит по шоссе курорт Боржоми — г. Хашури около сел. Вашловани; мощность около 30 *м; вмещающие породы — сланцы и песчаники.*

Породы характеризуются более или менее одинаковым первичным составом, но различаются по характеру структур, что, очевидно, вызвано различной качественной или количественной ролью наложенных процессов — альбитизации, цеолитизации, окварцевания и калишпатизации и связанных с ними других процессов — карбонатизации, пренитизации, хлоритизации и т. п.

Диабазы. Эти породы обнаруживают офитовую структуру. Короткопризматические кристаллы плагиоклаза образуют замкнутые участки треугольной или иной формы, выполненные пироксеном или кварцем, а также частично хлоритом, серпентином, кальцитом и пренитом.

Плагиоклаз представлен то лабрадором (№ 60), то альбитом или одновременно лабрадором и альбитом (вторая жила, шоссе курортов Боржоми — Бакуриани). Плагиоклаз нередко участками содержит хлорит, серицит и цоизит. Вокруг альбитовых зерен в ассоциации с кварцем образована каемка калиевого полевого шпата. В отдельных случаях наблюдается срастание с кварцем как альбита, так и калишпата (с последним — микропегматитового характера). Биотит в той или иной степени хлоритизирован; он также сращен с кварцем и по отношению к последнему и к калиевому полевому шпату явно ксеноморфен. Авгит (*cNg* 38—48°) слегка зеленоватый, пересекается жилками серпентина; *в некоторых образцах сильно хлоритизирован. Кварц образует* линзовидные участки и жилки, иногда переполненные кристаллами апатита; наблюдаются также крупные участки его, выполняющие пространство между другими минералами. На обращенной к кварцу стороне альбита встречается узкая каемка калиевого полевого шпата.

Во второй жиле диабаза, обнажающегося у курорта Боржоми, вместе с хлоритом и кальцитом содержатся сферической или полусферической формы агрегаты кварца со слабо выраженной радиальной структурой, выполняющие промежутки между другими минералами и образующие иногда каемку вокруг плагиоклаза; вместе с кварцем здесь встречается калиевый полевой шпат. В другом образце кварц (халцедон) обнаруживает радиально-лучистое строение. Количество калиевого полевого шпата иногда возрастает и достигает 12%, в результате чего порода приближается к монцонитам. В значительном количестве встречаются зерна ильменита, частично или полностью перешедшие в лейкоксен или сфен. Пренит в отдельных случаях образует крупные скопления радиально-лучистых агрегатов, а также замещает альбит.

Порфириты. Эти породы обычно составляют периферические части диабазовых жил, но имеются также и самостоятельные жилы,

местами секущие диабазы, как это наблюдается вдоль шоссе, соединяющего курорты Боржоми и Бакуриани. Секущая жила представлена здесь авгитовым порфиритом, аналогичным по составу богатому авгитом порфириту среднеэоценовой свиты.

Контактовые изменения вмещающих пород. В контакте с диабазами вмещающие породы в отдельных случаях подвержены интенсивным изменениям, что, очевидно, объясняется не влиянием внедрившейся диабазовой магмы, а наложенными процессами, вызывающими преобразования и в самих диабазах.

В 0,5 *м* от контакта одной из диабазовых жил, обнажающейся в парке Минеральных Вод курорта Боржоми, вмещающие породы состоят из скоплений черно-зеленого пироксена, в промежутках между которыми находится кальцит вместе с бесцветным волластонитом, образующим неправильные зерна или отдельные кристаллы, и бесцветный, обычно изотропный, иногда просвечивающий по краям гранат (гроссуляр) с характерными для него разрезами ромбического додекаэдра; в одном месте волластонитовая жилка сечет гранатовое зерно, что указывает на позднее образование минерала жилки. У висячего бока вмещающие породы изменены слабее; здесь песчанистый мергель подвержен процессам карбонатизации, окварцевания и хлоритизации.

В других местах контактовых пород диабазов (первая жила, наблюдаемая вдоль шоссе курортов Боржоми — Бакуриани), встречается гибшит с хорошо развитыми кристаллами.

Кварц-анортоклазовое габбро сел. Гостибе. Интрузия представлена в виде жильного тела. Обнажается на водоразделе рек Тедзами и Кавтура (северный склон Триалетского хребта), в окрестностях сел. Гостибе; имеет пластообразную форму; длина по простиранию достигает нескольких километров, мощность 100—200 *м*. Залегает интрузия в верхнемеловых и нижне-среднеэоценовых вулканогенных породах.

Петрографически интрузия неоднородна. Центральная часть ее представлена габбро, а краевая — порфиритами и диабазами. Все эти породы по составу очень близки; различие заключается в структуре. Габбро состоит из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, амфиболизированного моноклинного пироксена, оливина, изредка анальцима и акцессориев — циркона, апатита и рудного минерала. Калиевый полевой шпат алломорфный, свежий, иногда образует микропегматитовые срастания с кварцем. В некоторых шлифах кварц и анортоклаз не встречаются. Плагиоклаз представлен идиоморфным полисинтетически сдвойникованным лабрадором; часто альбитизирован и пренитизирован. Моноклинный пироксен (авгит); характеризуется cNg 46°, $2V$ 54°, $Ng—Np$ 0,024.

Габбро горы Квиран. В верховьях р. Сатердзе — правый приток р. Дзама — обнажается интрузивная порода, которую В. П. Еремеев и В. П. Петров (1940) называют диоритом. Из двух образцов, количественно-минеральный состав которых ими приведен, первый они называют габбро, второй — диоритом.

Интрузия, расположенная на восточном склоне вершины Квиран и горы Шуано, и связанное с нею магнетитовое месторождение обнаружены в 1932 г. А. П. Сарминым. Интрузия представляет неправильное штокообразное тело, состоящее преимущественно из габбро. Внутри массива развиты дайки диоритовых порфиритов, которые встречаются также за его пределами — в осадочных свитах, причем в верхнемеловых известняках они образуют скарновые контакты, а в терригенных породах — роговики. В интрузивном массиве и в боковых породах встречаются также авгит-роговообманковые порфириты.

Габбро. Наиболее характерную породу Квиранской интрузии представляет кварц-роговообманковое габбро вершины горы Квиран.

Порода плотная, среднезернистая, зеленовато-серого цвета. Хорошо виден полевой шпат, крупные кристаллы роговой обманки, редкие зерна магнетита и зеленовато-желтые зерна эпидота.

Структура переходная от офитовой к порфировой. Порода состоит из кварца, плагиоклаза, роговой обманки, эпидота и хлорита. В небольшом количестве содержится апатит, сфен и рудный минерал.

Кварц алломорфный; выделился в пространстве между плагиоклазом и роговой обманкой; привнесенный. Плагиоклаз образует идиоморфные и зональные кристаллы; номер в ядре 90, в краевой части —25, в последней, очень узкой периферической зоне —5—10. Альбит заполняет мелкие трещины в центральной части плагиоклаза. Роговая обманка встречается в виде скоплений различно ориентированных кристаллов или отдельных порфиритовых выделений; с ней связаны магнетит, кальцит, хлорит и эпидот; нахождение роговой обманки в ассоциации с вторичными минералами и наличие моноклинного пироксена в других образцах той же породы указывают на вторичное ее образование; cNg 16°, $-2V$ 86°. Эпидот встречается группами, иногда обволакивает роговую обманку; его константы: cNg 3°, $2V$ 67, 70, 74°. Хлорит главным образом заполняет межплагиоклазовое пространство; $Nm^1 = 1{,}625 \pm 0{,}004$, что отвечает рипидолиту. Моноклинный пироксен встречается в некоторых образцах аналогичных пород; $2V$ 48°. Сфен спорадический, окружен хлоритом. Апатит образует мелкие удлиненные кристаллы.

Порода западной части массива несколько отличается от описанной выше. Она имеет равномернозернистое строение, сильно разрушена и богаче кварцем (12%). Номер крупных кристаллов плагиоклаза —61, мелких —35—40. Цветная составная часть полностью хлоритизирована и карбонатизирована.

Вблизи описанного кварц-роговообманкового габбро у левого притока р. Сатердзе обнажается габбровая интрузия, шириной 20 *м*; по простиранию она прослежена на 100—150 *м*. Габбро обнаруживает порфировидную структуру. Лейкократовая часть представлена зональным плагиоклазом, номер которого в центральной части 85—87, в краевой —25. Цветная составная часть представлена преимущественно крупнозернистым моноклинным пироксеном, содержащим мелкие включения плагиоклаза и рудного минерала. Константы моноклинного пироксена: cNg 42, 43°; $2V$ 54, 55°; Ng^1 $1{,}692 \pm 0{,}004$; Np^1 $1{,}680 + 0{,}004$, что отвечает авгиту; последний частично амфиболитизирован. Роговая обманка встречается также в виде отдельных крупных кристаллов, местами преобразованных в хлорит, показатель преломления которого Nm^1 $1{,}608 \pm 0{,}002$.

Количественно-минеральный и химический составы двух охарактеризованных разностей габбро приведены в таблицах 115 и 116.

Порфировидное авгит-роговообманковое габбро. Эта порода выходит на юго-западном склоне горы Квиран. Видимая мощность обнажения 20—25 *м*. По простиранию жила наблюдается на расстоянии 7—10 *м*; соотношение с вмещающими породами не поддается определению.

Порода светлая, мелкозернистая. Константы порфировых выделений роговой обманки: $-2V$ 83—84°, Ng^1 $1{,}672 \pm 0{,}004$, Np^1 $1{,}656 \pm \pm 0{,}004$. Основная масса полнокристаллическая. Главную роль играют плагиоклаз и моноклинный пироксен. Кроме того, содержится сфен, эпидот, кальцит, апатит и серицит. Плагиоклаз частично резорбирован, номер зональной разности в ядре 65—70, где он часто замещен хлоритом и серицитом, трещины заполнены альбитом; номер в следующей зоне 35—37. Моноклинный пироксен слабо амфиболизирован, пойкилитически сращен с мелкими кристаллами плагиоклаза; cNg 41°; $2V$ 56°.

Таблица 115

Средний количественно-минеральный состав габбро вершины горы Квиран

Минералы	Состав	
	1	2
Кварц	4	—
Плагиоклаз	71	40
Моноклинный пироксен	Мало	81
Роговая обманка	6	11
Хлорит	14	15
Эпидот	5	—
Кальцит	Мало	Мало
Апатит	»	»
Сфен	»	—
Рудные	»	3
Сумма	100	100

1—2 — номера образцов породы, подвергшихся подсчету.

Таблица 116

Химический состав габбро вершины горы Квиран
(Аналитик В. Некрасова)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	52,48	BaO	Следы
TiO_2	0,90	Na_2O	3,48
Al_2O_3	18,41	K_2O	0,77
Fe_2O_3	2,25	P_2O_5	0,16
FeO	5,89	SO_3	Нет
MnO	0,13	H_2O^-	0,16
MgO	3,42	H_2O^+	2,87
CaO	8,17	Сумма	100,14

На основании наличия отдельных фенокристаллов резорбированного плагиоклаза и роговой обманки, образующих иногда полосчатые скопления, В. П. Еремеев и В. П. Петров параллелизуют эту жилу по строению с асимметричной диабазовой дайкой Кольского фиорда, описанной А. А. Полкановым. Разница заключается в том, что в случае Кольского фиорда фенокристаллы плагиоклаза всплывают вверх; в результате притока магмы в трещины образуются полосы фенокристаллов плагиоклаза. В случае же Квиранской интрузии роль фенокристаллов играет не плагиоклаз, а роговая обманка, удельный вес которой больше, чем у остальной части кристаллизующегося расплава; поэтому здесь допускается погружение фенокристаллов. Однако это неубедительно, так как наличия фенокристаллов резорбированного плагиоклаза и роговой обманки и полосчатых скоплений последних недостаточно для обоснования гравитационной дифференциации.

Авгит-роговообманковое габбро. В описанной выше породе авгит-роговообманковое габбро находится в виде шлира. Размер его сечения 1 *м*. Структура породы офитовая. Среди крупных (до 1 *см*) кристаллов роговой обманки имеются мелкие кристаллы плагиоклаза, которые встречаются также и в виде включений в роговой обманке.

Плагиоклаз образует довольно свежие кристаллы. Альбитизация наблюдается по трещинам. Роговая обманка местами слегка хлоритизирована; *cNg* 18°; —2*V* 80—82°. Попадаются реликты моноклинного пироксена; *cNg* 39°; 2*V* 56°. Порода содержит также эпидот и сфен.

Граница между шлиром и окружающей породой резко выражена, вследствие чего можно принять данные габбро за ксенолит.

Ниже приведен средний количественно-минеральный состав двух исследованных образцов данной породы, причем в первом образце подсчитано количество только полнокристаллической основной массы; не приняты во внимание фенокристаллы роговой обманки (табл. 117).

Таблица 117

Количественно-минеральный состав авгит-роговообманкового габбро по двум образцам

Минералы	Состав	
	1	2
Плагиоклаз	62	42
Моноклинный пироксен	33	5
Роговая обманка	—	46
Эпидот	Мало	2
Кальцит	3	—
Серицит	Мало	—
Сфен	2	Мало
Апатит	Мало	
Рудный	—	5
Сумма	100	100

1—2 — номера образцов породы, подвергшихся подсчету.

Дайки габбро-порфиритов, диорит-порфиритов и кварц-диоритовых порфиритов. Несмотря на плохое обнажение даек удается все же выделить несколько жильных пород. Породы эти обнаружены в трех пунктах горы Квиран и названы диоритовыми порфиритами (на западном склоне — габбро-порфирит, в седловине — диоритовый порфирит, на северном склоне — кварцевый диоритовый порфирит).

Габбро-порфирит макроскопически представляет среднезернистую, светло-серую породу. Структура офитовая; порфировые выделения: плагиоклаз, роговая обманка, изредка биотит. Основная масса состоит из тех же минералов, а также сфена, апатита, хлорита и магнетита. Номер зонального плагиоклаза в ядре 58—60, в краевых зонах 45—50; кристаллы слегка трещиноваты и серицитизированы. Трещины выполнены альбитом. Хлоритизированная роговая обманка (—2*V* 71, 75° и *cNg* 18, 19°) принадлежит к обыкновенной разности.

Фенокристаллы плагиоклаза диоритового порфирита образуют более крупные зерна и характеризуются бо́льшей кислотностью; номер в ядре 50, в краевой зоне 34—36. Основная полнокристаллическая масса мелкозернистая. В одном из образцов данных пород больше половины основной массы занимает кварц. В небольшом количестве она содержит также анортоклаз (*cNg'* 1,524±0,003 и *Np'* 1,518±0,003) и биотит. Номер фенокристаллов плагиоклаза в ядре 50, в краевой зоне 34—36. Константы роговой обманки: —2*V* 80°, *cNg* 20°.

Аналогичные породы встречаются в боковых породах интрузии горы Квиран.

Авгит-роговообманковый порфирит. Указанные жилы имеются в Квиранском массиве как внутри, так и в боковых породах. В верхнемеловых известняках они образуют хорошие обнажения вдоль р. Сатердзе. Мощность не превышает 2 *м*.

Структура породы порфировая; фенокристаллы представлены роговой обманкой, моноклинным пироксеном и плагиоклазом. Основная масса, богатая рудным минералом, состоит из плагиоклаза и роговой обманки. Изредка встречаются кварц и апатит. Большая часть породы сильно видоизменена. Фенокристаллы моноклинного пироксена и роговой обманки замещены кальцитом и хлоритом. Полевой шпат замещен серицитом. Те же процессы имеют место в основной массе.

В одном обнажении насчитывается пять различных жил порфирита, секущих друг друга. По своему минеральному составу жилы мало различаются; разница заключается в количественных соотношениях составляющих минералов.

Номер плагиоклаза в различных жилах от 38 до 66. Моноклинный пироксен отвечает авгиту, с молекулой геденбергита, равной 30—40%; в одной из пород она соответствует пижониту; $2V$ 50—68°; cNg 34—42°. Роговая обманка отвечает обыкновенной разности; ее cNg 17—25°; $-2V$ 72—90°. Хлорит вместе с кальцитом замещает фенокристаллы роговой обманки и авгита; показатель преломления Ng^1 1,584±0,003, Np^1 1,578±0,003 отвечает клинохлору.

Контакт порфиритовых жил с вмещающими породами резкий и неправильный; наблюдаются многочисленные мелкие апофизы. В зальбандах и апофизах количество фенокристаллов меньше, чем в центральной части.

Количественно-минеральный состав пород приведен в табл. 118.

Таблица 118

Количественно-минеральный состав пород различных даек р. Сатердзе

Минералы	Состав				
	1	2	3	4	5
Плагиоклаз	31	16	12	18	2
Роговая обманка	11	23	29	12	16
Моноклинный пироксен	2	14	8	Мало	31
Хлорит	24	15	16	33	30
Кальцит	26	21	22	13	6
Серицит	Мало	1	5	8	5
Кварц	—	—	Мало	—	—
Апатит	—	—	—	—	Мало
Рудный	6	10	6	16	10
Сумма	100	100	100	100	100

1—5 — номера образцов пород, подвергшихся подсчету.

Экзоконтактовые породы. Вмещающие эоценовые образования и сенон-туронские известняки вокруг габбровой интрузии горы Квиран видоизменены.

В верховьях р. Сатердзе известняки преобразованы в скарны, к которым приурочено контактово-метасоматическое магнетитовое месторождение. В других местах в контакте интрузии с известняками скарновая зона не наблюдается.

Под влиянием интрузии на породы флишевой свиты образовались пятнистые сланцы. Величина пятен в диаметре колеблется от 0,02 до 12 *мм*. Мелкие пятна представлены хлоритом, почти не имеющим двойного лучепреломления, с показателем преломления Nm^1 1,610±0,004.

Более крупные пятна содержат серицит. Наряду с первичными минералами — кварцем, серицитом и плагиоклазом в них присутствует лейкоксен, по-видимому, контактового происхождения.

Дайки диоритовых порфиритов оказывают на вмещающие породы такое же контактовое воздействие, как и габбровая интрузия, но интенсивность влияния первых более слабая.

В контакте даек с известняками наблюдалась тонкая оболочка, состоящая из мелких кристаллов гроссуляра.

Цеолитовое габбро сел. Гверджинети. Южнее вершины Квиран, в том месте, где дорога поворачивает к сел. Ткемловани, несколько севернее сел. Гверджинети в палеоцен-нижнеэоценовой флишевой свите по обоим берегам р. Дзама обнажается пластовая жила цеолитового габбро. Длина обнажения по простиранию 200—300 *м*, мощность 35—45 *м*.

Лейкократовая часть интрузии представлена плагиоклазом и в большом количестве цеолитом. Кроме того, в породу входят биотит, авгит, баркевикит и хлорит с частыми включениями магнетита.

Плагиоклаз (№ 7—8) большей частью альбитизирован, редко встречаются менее измененные кристаллы (№ 45—55). Цеолит в большинстве случаев представлен томсонитом, образующим агрегат мелких зерен; показатель преломления Ng^1 1,538±0,002, Np^1 1,527±0,002. Изредка встречается сколецит; Ng^1 1,519±0,002, Np^1 1,511±0,002. Биотит характеризуется плеохроизмом от светло-желтого цвета по *Np* до бурого по *Ng;* местами он обволакивает авгит; *cNg* 45°, 2 *V* 56°. Баркевикит, подобно биотиту, обволакивает авгит, часто содержит включения плагиоклаза и хлорита; плеохроизм такой же, как и у биотита; *cNg* 16—17°, ±2*V* 88°; является наиболее свежим и идиоморфным минералом. Хлорит встречается в пустотах вместе с томсонитом, иногда — в виде псевдоморфоз по оливину; показатель преломления его по Ng^1 1,589±0,003, по Np^1 1,584±0,002. Апатит представлен вытянутыми кристаллами.

Внутри жилы, помимо описанной выше типичной породы, имеется светлая разновидность, характеризующаяся более высоким содержанием сколецита, а также следами пренита (*Ng* 1,625±0,002, *Np* 1,606±0,002). Более светлая по сравнению с первым образцом окраска породы вызвана меньшим процентным содержанием биотита и баркевикита.

Количественно-минеральный и химический составы породы приведены в таблицах 119 и 120.

Мелкие жилы, секущие габбро сел. Гверджинети. Габбро сечется светло-серыми жилами, которые характеризуются игольчатыми кристаллами баркевикита, часто расположенными параллельно простиранию жилы; между кристаллами находится лейкократовая часть породы (цеолитовые участки). По минеральному составу порода в общем аналогична породам вмещающей интрузии, отличаясь от них главным образом по структуре.

Наряду с крупными кристаллами баркевикита порода содержит плагиоклаз (главным образом альбит) и пренит. Другие минералы — сколецит, биотит, хлорит, апатит и рудный — довольно мелкие и встречаются сравнительно редко.

Для пород данных жил характерно также преобладание пренита над цеолитом.

Плагиоклаз в этих породах замещен альбитом № 8—10; непреобразованная часть отвечает № 35—40. Нередко наблюдаются включения кристаллов апатита, иногда также баркевикита. Наблюдается пренитизация. Баркевикит распределен в породе неравномерно; в некоторых участках он заметно преобладает над остальными минералами; содержит включения апатита и биотита; плеохроизм его от светло-

Таблица 119

Средний количественно-минеральный состав цеолитового габбро сел. Гверджинети

Минералы	Состав	
	1	2
Плагиоклаз	58	64
Биотит	7	2
Моноклинный пироксен	15	12
Баркевикит	11	7
Хлорит	1	1
Томсонит	4	3
Сколецит	Мало	4
Пренит	—	1
Кальцит	Мало	Мало
Апатит	1	2
Рудный	4	4
Сумма	100	100

1—2 — номера образцов породы, подвергшихся подсчету.

Таблица 120

Химический состав цеолитового габбро сел. Гверджинети
(Аналитик К. П. Сокова)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	48,02	BaO	Нет
TiO_2	0,92	Na_2O	3,81
Al_2O_3	16,72	K_2O	1,63
Fe_2O_3	4,58	P_2O_5	0,71
FeO	4,46	SO_3	0,50
MnO	0,15	H_2O^-	0,56
MgO	5,87	H_2O^+	3,11
CaO	9,09	Сумма	100,13

желтого по *Np*, до бурого по *Ng*; *cNg* 15—16°; $\pm 2V$ 84°; Ng^1 1,680±±0,002.; *Np* 1,660±0,002. Биотит обычно встречается вместе с баркевикитом; местами по краям хлоритизирован; плеохроизм по *Np* желтоватый, по *Ng* бурый. Хлорит иногда окаймлен магнетитом. Пренит и сколецит замещают отдельные участки породы или заполняют пространство между полевыми шпатами. В отдельных шлифах внутри пренита, а иногда и сколецита встречаются маленькие кристаллы эгирина. Следует отметить, что совместно с последним встречаются бесцветные кристаллы диопсида.

Количественно-минеральный состав породы приведен в табл. 121.

Контактово-измененный ксенолит известняка из габбровой интрузии сел. Гверджинети. В цеолитовом габбро В. П. Еремеевым обнаружен ксенолит известняка с поперечным сечением в 4 *см*. Порода плотная, мелкозернистая, светло-серая с зеленым оттенком. Состоит она преимущественно из кальцита, среди зерен которого встречается радиально-лучистый пренит (Ng^1 1,622±0,002, Np^1 1,606±0,002), а также хлорит, лучистые кристаллы которого представляют продолжение лучистых кристаллов пренита. Показатель пре-

Таблица 121

Количественно-минеральный состав габбро двух образцов из мелких жил сел. Гверджинети

Минералы	Состав		
	1	2	Среднее
Плагиоклаз	45	55	50
Биотит	3	3	3
Баркевикит	22	10	16
Хлорит	1	1	1
Сколецит	3	1	2
Пренит	21	24	22
Апатит	2	2	2
Рудный	5	4	4
Сумма	100	100	100

1—2—номера образцов пород, подвергшихся подсчету.

ломления хлорита по Nm^1 1,593±0,001, что приближает его к клинохлору. В краевой части ксенолита имеется альбит № 6—7. По всей массе рассеяны мелкие зерна авгита; Ng^1 1,704±0,002; Np^1 1,676±0,002.

Экзоконтактовые породы габбровой интрузии сел. Гверджинети. Вмещающие песчано-сланцевые осадки флишевой свиты изменены — образованы преимущественно альбит и мелкие зерна моноклинного пироксена.

* *
*

Охарактеризованные основные интрузивные породы, по-видимому, имеют среднеэоценовый возраст, так как залегают в отложениях мела и среднего эоцена и по составу аналогичны магматическим образованиям среднего эоцена. Структурное их различие обусловлено характером кристаллизации магмы основного состава. Так, центральная часть интрузии сел. Гостибе представлена габбро, тогда как краевая — порфиритами и диабазами. Структурное различие, вызванное скоростью охлаждения, обнаруживает габбро р. Болованисхеви, имеющее у контакта с вмещающими породами порфировый облик, который теряется по удалении на 1 *м* от контакта; при удалении же на 3 *м* габбро переходит в крупно-и равномернозернистую породу.

Альбитизация не имеет широкого распространения; затрагивает она преимущественно диабазы и порфириты, реже габбро. Например, плагиоклаз диабаза северной окраины сел. Атени всегда альбитизирован; признаки частичной альбитизации проявляют авгит-роговообманковые порфириты гор Квиран, так как наряду с плагиоклазом № 66 встречается также плагиоклаз № 38, что объясняется неполной альбитизацией. Процесс частичной или полной альбитизации наряду с неальбитизированным плагиоклазом наблюдается также в цеолитовом габбро сел. Гверджинети. Здесь плагиоклаз в большинстве случаев обнаруживает № 7—8, изредка № 45—55. Плагиоклаз жил, секущих *гверджинетское габбро, также замещен альбитом № 8—10. Встречаются*, очевидно, частично альбитизированные плагиоклазы № 35—40. Для гверджинетского цеолитового габбро наряду с цеолитизацией плагиоклаза характерна также альбитизация.

Габброиды обычно содержат цеолит в малом количестве. Незначительную *цеолитизацию обнаруживают габбро сел. Гостибе и р. Болованисхеви.* В последнем случае анальцим замещает плагиоклаз вдоль трещин или заполняет пространство между полевыми шпатами.

Для описанных габбровых пород характерно небольшое содержание калиевого полевого шпата и иногда кварца, которые, несомненно, являются привнесенными.

Роговая обманка во всех изученных породах образовалась, по-видимому, за счет моноклинного пироксена. На это указывает присутствие в габбро гор Квиран этого минерала в ассоциации с вторичными минералами и наличие моноклинного пироксена в других образцах той же породы. Последний амфиболизирован. Роговая обманка имеет такой же облик, как и ее отдельные зерна. Вероятно, баркевикитовая роговая обманка в цеолитовом габбро сел. Гверджинети образовалась за счет того же моноклинного пироксена. Это подтверждается следующими наблюдениями:

1) баркевикит образует оболочку вокруг моноклинного пироксена; 2) он неравномерно распределен в породе и образует скопления и 3) баркевикит, подобно баркевикиту тешенитов р. Иори, является свежим, тогда как исходные минералы обычно видоизменены.

Интрузии и дайки Аджарии

Первые краткие сведения по геологии Аджарии (окрестностей Артвина) приведены в 1882 г. в работе Г. Абиха (Абих, 1882). Вскоре появились две работы Л. Ф. Бацевича, посвященные геологическому строению районов Батуми и Артвини. Позже были напечатаны статьи В. Меллера (1896) и Н. И. Лебедева (1898), имеющие практическое значение, но содержащие и некоторые сведения по геологии района; в работе последнего автора приведены также и петрографические описания пород.

В 1908—1910 гг. изучение оруденелых участков Аджарии в целях их оценки производилось А. М. Марголиусом. Труд этого автора объемом 139 страниц, содержащий богатый картографический материал, носит, однако, рекогносцировочный характер. В главе «Изверженные породы» приводится беглое описание гранитов, гнейсо-гранитов, сиенитов, порфиритов, порфировых туфов, липаритов и трахитов, кварцевых диоритов и диабазов, дацитов и андезитов.

В 1923 г. геологическим исследованием Аджарии занимался Л. К. Конюшевский, а затем Малый Кавказ и, в частности, Аджарию исследовал Б. Ф. Мефферт.

В 1929 г. вышла в свет работа И. Ф. Григорьева о медных и свинцово-цинковых месторождениях района сел. Мериси с описанием сиенито-диорита и приложением двух химических анализов этих пород.

Следующий этап геолого-петрографического изучения Аджарии начинается с 1932 г., когда Совет по изучению производительных сил АН СССР приступил к комплексному исследованию Малого Кавказа. Работы начались с запада — с Аджарии и Гурии. Первые результаты работ опубликованы в 1935 г. в ряде статей, из которых особый интерес представляют для нас статьи С. С. Кузнецова, Д. С. Белянкина, Б. П. Беликова, В. П. Петрова и В. П. Еремеева. Систематическим исследованием интрузий Аджарии и Гурии в целях изучения связанных с ними месторождений занимался В. Р. Надирадзе. Все интрузии этих районов залегают в среднеэоценовой вулканогенно-осадочной свите. Описание отдельных интрузий по данным названных авторов мы приводим в той последовательности, как они обнажаются: с востока на запад по течению р. Аджарисцхали и затем в северном направлении вдоль побережья Черного моря.

Интрузии р. Ханисцхали. Здесь известна одна крупная интрузия габбро-диорита и несколько мелких выходов диорит-порфирита и авгит-роговообманкового порфирита. Интрузия обнаружена в 1943 г.

П. Д. Гамкрелидзе (Гамкрелидзе, 1949). С ней связаны мелкие жилы полиметаллов. Интрузия вытянута в широтном направлении.

Центральная часть интрузивного тела крупнозернистая, периферическая — мелкозернистая и содержит многочисленные ксенолиты вмещающих пород, что придает породе брекчиевидность.

Интрузия сечется лейкократовыми жилами; ее северная периферия пересекается мощной дайкой кварц-диоритового аплита с юго-восточным азимутом падения и крутым углом наклона. В ущелье р. Ханисцхали имеется еще несколько аналогичных маломощных (0,1—1 *м*) даек, обнаруженных В. Р. Надирадзе.

Влияние интрузии на вмещающие породы выражено в пиритизации, серицитизации и менее интенсивно — в окварцевании. Относительно мощная (100—150 *м*) зона пиритизации наблюдается в северном контакте интрузии.

Анортоклазовые габбро сел. Горджоми. В окрестностях сел. Горджоми на протяжении 100—200 *м* вдоль дороги обнажается небольшая интрузия. Цвет породы зеленовато-серый; в большинстве случаев она полностью видоизменена; образует рыхлую глиноподобную массу, среди которой местами попадаются остатки невыветрившейся породы обычно шарообразной формы и размером в диаметре от 10—12 *см* до 5—10 *м*.

Образец, взятый из центра одного такого шара, оказался сильно видоизмененным. Порода его состоит главным образом из анортоклаза, полностью альбитизированного плагиоклаза и частично хлоритизированного авгита и биотита. Встречаются апатит и мусковит.

Анортоклаз сильно разрушен (загрязнен и пелитизирован). Плагиоклаз обычно видоизменен; в результате измерения неизмененных мелких остатков получен № 60—65 (в центре), № 30—35 (на периферии); альбитизирован (№ 8—9); альбит встречается также в виде новообразованных отдельных участков; параллельно с альбитизацией происходит цеолитизация плагиоклаза. В трещинах альбита образовался анальцим. Биотит образует крупные кристаллы с сильным плеохроизмом; часто переходит в хлорит. Моноклинный пироксен представлен авгитом; *cNg* 43°; часто переходит в агрегат пеннина. Хлорит (пеннин) встречается в виде псевдоморфоз, а также в мелких жеодах породы.

Количественно-минеральный состав пород приведен в табл. 122.

Таблица 122

Количественно-минеральный состав габбро сел. Горджоми

Минерал	Состав
Анортоклаз	16
Плагиоклаз	52
Биотит	7
Авгит	16
Хлорит	4
Рудный	5
Сумма	100

Базальты сел. Хуло, горы Тавкудиани и участка ст. Махинджаури. Жильные базальты представлены плотными и черными породами, иногда содержащими миндалины, заполненные светлыми минералами. Количество фенокристаллов в этой группе пород непостоянно, порфировые вкрапленники представлены только оливином и авгитом.

Выходы базальта в нескольких местах прослежены в районе сел. Хуло. Структура породы трахитовая. Основная масса состоит главным образом из свежего плагиоклаза (№ 62) и микролитов авгита, а также из спорадических кристаллов магнетита и апатита. Среди микролитов местами замечен анальцим и сильно плеохроичные пятна новообразованного биотита. Фенокристаллы большей частью представлены полностью серпентинизированным и хлоритизированным оливином и авгитом.

Химический состав породы приведен в табл. 123.

Таблица 123

Химический состав базальта района сел. Хуло
(Аналитик В. А. Молева)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	45,50	MgO	6,44
TiO_2	1,92	CaO	10,88
Al_2O_3	17,22	Na_2O	3,68
Fe_2O_3	5,92	K_2O	0,76
FeO	4,03	H_2O^-	0,74
MnO	0,18	H_2O^+	2,92
		Сумма	100,19

Сопоставление показывает, что порода по своему минеральному составу отличается от среднего базальта (по Дэли) преобладанием щелочей.

Базальты выходов горы Тавкудиани (водораздел рек Корнисцхали и Чаквисцхали) и окрестностей района ст. Махинджаури, помимо жильных тел, изредка образуют покровы. Порода покрова обычно свежая и хорошо сохранившаяся. Наблюдаются фенокристаллы авгита и плагиоклаза, иногда мандельштейны. Структура породы порфировая. Основная масса изредка стекловатая. Порода состоит из плагиоклаза (№ 60), идиоморфного авгита и в большом количестве зерен магнетита. Фенокристаллы принадлежат плагиоклазу, авгиту и изредка оливину. В районе сел. Инцквирети в той же породе обнаружена роговая обманка.

Плагиоклаз пород образует зональные кристаллы: № 64 в центре и № 43 на периферии. Срастания некоторых двойников с кварцем дают микропегматит. Авгит сдвойникованный; $2V$ 52°, cNg 45°. Оливин обычно замещен пеннином, иногда — биотитом. Выход близ ст. Махинджаури характеризуется новообразованным биотитом, который встречается местами в авгит-полевошпатовой массе в виде трудноразличимых пластинок; биотит образует иногда совершенно свежие чешуйки; почти всегда окружен хлоритом (делесситом); Nm^1 (1,593—1,599)$\pm$0,003.

Миндалины породы выполнены кальцитом и цеолитом. Цеолит представлен томсонитом (погасание прямое, $2V$ 53°, Ng^1 1,527$\pm$0,003, Np^1 1,512$\pm$0,003) и сколецитом (Ng^1=1,518$\pm$0,003, Np^1 1,512$\pm$0,003). Изредка наблюдается эпидотизация плагиоклаза.

Цеолитизированные андезиты района сел. Хуло. Цеолитизированные андезиты распространены преимущественно в районе сел. Хуло. В приморской же полосе андезиты почти совершенно не испытывают цеолитизации. Рассматриваются породы двух типов: менее цеолитизи-

рованные и сильно цеолитизированные — сколецитизированные андезиты — сколецититы.

Цеолитизированные андезиты обнажаются в окрестностях сел. Чанчхало в виде горизонтально залегающей пластовой жилы мощностью 25 *м*. Макроскопически порода белого или чуть зеленоватого цвета и почти однородная. Изредка цеолиты образуют жеоды. В шлифе она афировая. Представлена порода агрегатом микроклитов плагиоклаза и пироксена, погруженных в цеолитовую и хлоритовую основную массу. Плагиоклаз полностью замещен альбитом, включающим чешуйки серицита; альбитизации, по-видимому, сопутствовала серицитизация. Моноклинный пироксен представлен авгитом (*cNg* 41°); образует очень мелкие игольчатые кристаллы. Цеолит представлен сколецитом, редко томсонитом, которые заполняют промежуточное пространство между микролитами и в большинстве случаев образуют мелкокристаллический агрегат. Хлорит (пеннин) встречается в тех же условиях, как и цеолит. Акцессорно содержатся магнетит, апатит и изредка мелкие кристаллы эпидота.

Химический состав породы приведен в табл. 124.

Таблица 124

Химический состава андезито-базальта сел. Чанчхало
(Аналитик Т. Окнова)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	58,56	MgO	2,36
TiO_2	0,45	CaO	6,45
Al_2O_3	15,07	Na_2O	3,84
Fe_2O_3	4,36	K_2O	0,41
FeO	2,04	H_2O^-	0,94
MnO	0,05	H_2O^+	6,29
		Сумма	100,82

Из анализа видно, что порода близка к андезито-дацитам.

Сколецититы в основной массе состоят из цеолита с вкрапленниками роговой обманки, магнетита и изредка остатков плагиоклаза. Цеолит, по-видимому, представлен сколецитом, так как имеет косое погасание +12°; *nN* 1,519±0,005; —2*V* 34°. Роговая обманка в большинстве случаев свежая, изредка разрушена; представлена крупными игольчатыми кристаллами; *cNg* 14—15°; —2 *V* 82°; Ng^1 1,678±0,003; Np^1 1,663±0,003, что отвечает обыкновенной разности, микролиты роговой обманки рассеяны в цеолитовой массе.

Хлорит (пеннин) встречается в основной массе в небольшом количестве. Биотит обнаружен в одном образце. Окаймляет роговую обманку.

Количественно-минеральный состав породы приведен в табл. 125.

Сиенито-диорит района селений Дгвани и Бари. Данная порода обнажается на протяжении 40—50 *м* по дороге между селениями Дгвани и Бари. Макроскопически она мелкозернистая, светло-серого цвета. Состоит из плагиоклаза (преобладает), анортоклаза, биотита, пироксена, эпидота, апатита и пирита. Анортоклаз (пелитизирован) заполняет пространство между другими минералами. Плагиоклаз серицитизирован, слабо зонален; средний номер 46. Моноклинный пироксен представлен мелкими кристаллами авгита (*cNg* 40°). Биотит образует крупные

Таблица 125

Количественно-минеральный состав сколецитита окрестностей сел. Нигозеули

Минералы		Состав
Сколецит		55
Роговая обманка	фенокристаллы	20
	микролиты	13
Магнетит		7
Сумма		100

(1 *мм* в поперечнике) кристаллы; обладает сильным плеохроизмом; частично хлоритизирован. Химический состав приведен в табл. 126.

Таблица 126

Количественно-минеральный состав сиенито-диорита района Дгвани и Бари

Минералы	Состав
Анортоклаз	9
Плагиоклаз	76
Биотит	7
Авгит	3
Хлорит	Мало
Апатит	1
Пирит	3
Эпидот	1
Сумма	100

Кварцевый сиенито-диорит и кварцевый монцонит-диорит окрестностей сел. Мериси. Описание данной интрузии впервые встречается в 1929 г. в статье И. Ф. Григорьева в связи с изучением медных и свинцово-цинковых месторождений. В 1932 г. изучением этих интрузий занимался В. Р. Надирадзе. Характеристика их приводится в работе Д. С. Белянкина, В. П. Петрова и В. П. Еремеева (1935).

В окрестностях сел. Мериси обнажается несколько самостоятельных массивов. Самым мощным является западный выход, протягивающийся на 7 *км* и достигающий в ширину 1,5 *км*.

По петрографическому составу все выходы проявляют большое сходство. Структура породы гранитовая. Состоит она из кварца, анортоклаза (изредка пертитового), плагиоклаза, одного или нескольких железисто-магнезиальных минералов (авгита, роговой обманки, биотита) и акцессориев — апатита, сфена, циркона, магнетита и турмалина, установленных в породах у селений Намонастреви и Учампо.

Анортоклаз, иногда пертитовый, образует алломорфные зерна: в некоторых случаях окаймляет плагиоклаз (—2*V* 84—48°). Плагиоклаз (№ 40—50) образует идиоморфные и полисинтетически сдвойникованные, иногда зональные кристаллы. Моноклинный пироксен бесцветный, иногда с зеленым оттенком; *cNg* 42—47°; 2*V* 54—56°; *Ng* — *Np* 0,023. Роговая обманка встречается как в виде идиоморфных, так и ксеноморфных зерен; иногда она волокнистая. В ряде случаев в роговой

обманке наблюдаются уцелевшие от преобразования остатки авгита. Для роговой обманки cNg 13, 17, 18°; $-2V$ 77°; $Ng—Np$ 0,020. Биотит часто хлоритизирован, образует идиоморфные кристаллы и неправильные листочки; кристаллы его содержат зерна апатита и магнетита. Иногда биотит сращен с моноклинным пироксеном.

В интрузии встречаются также жилы или обширные участки аплитов (сел. Кедимериси). Химический состав аплита приведен в табл. 127.

Таблица 127

Химический состав аплита интрузии сел. Мериси
(Аналитик Т. Окнова)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	74,03	MgO	0,20
TiO_2	0,19	CaO	0,51
Al_2O_3	13,75	Na_2O	3,42
Fe_2O_3	1,23	K_2O	5,59
FeO	0,22	H_2O^-	0,25
MnO	0,06	H_2O^+	1,34
		Сумма	100,79

Экзоконтактовые породы. Вмещающие интрузию сел. Мериси породы среднеэоценовой вулканогенно-осадочной свиты сильно перекристаллизованны с возникновением новых минералов — кварца, биотита, иногда роговой обманки и клиноцоизита. В удалении от зоны непосредственного контакта протягивается широкая (0,5—1 *км*) полоса обесцвеченных и окварцованных пород, в составе которых наблюдаются левериерит, каолинит и серицит.

Долериты ущелья р. Барцхана. В верховьях р. Барцхана вблизи сел. Дологани обнажается жила долерита мощностью 15 *м*.

Порода одного из образцов почти черного цвета, полнокристаллическая. Содержит миндалины. Состоит из большого количества плагиоклаза (№ 62), хлоритизированного оливина и авгита (cNg 46; $2V$ 60°); оба последних минерала по сравнению с плагиоклазом идиоморфны. В породе рассеяны зерна магнетита и в небольшом количестве — апатита. Хлорит представлен пеннином (от Nm^1 1,593±0,003 до Nm^1 1,607± ±0,003). Изредка встречается пренит, образованный за счет плагиоклаза. Поры породы заполнены анальцимом, иногда другим цеолитом и кальцитом.

Химический состав породы приведен в табл. 128. Из анализа видно, что она относится к базальту.

Другой образец, взятый на левом берегу р. Аджарисцхали против сел. Дологани, отличается от описанного содержанием стекла (Nm^1 1,603±0,003), иногда хлоритизированного.

Кварц-плагиоклазовое габбро сел. Джочо. Выше сел. Джочо, в ущелье р. Бостана, имеется несколько выходов интрузивных тел. Одна интрузия, обнажающаяся в ущелье р. Ерге, образует жилу мощностью 10 *м*. Порода этой интрузии петрографически очень сходна с породой района сел. Чаквистави и ущелья р. Хала.

Состоит порода из плагиоклаза, роговой обманки, псевдоморфоз хлорита по биотиту, анортоклаза, кварца, эпидота, сфена, апатита и пирита. Кварц вместе с анортоклазом заполняет пространство между остальными минералами. Анортоклаз сильно пелитизирован, заполняет

Таблица 128

Химический анализ долерита ущелья р. Барцхана
(Аналитик В. Егоров)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	46,23	CaO	10,51
TiO_2	0,96	BaO	0,06
Al_2O_3	17,89	Na_2O	2,55
Fe_2O_3	4,45	K_2O	1,78
FeO	5,21	H_2O^-	0,80
MnO	0,19	H_2O^+	3,77
MgO	5,25	Сумма	100,15

пространство между плагиоклазом и образует кайму вокруг него. Плагиоклаз сильно зонален; в ядре представлен почти полностью соссюритизированным битовнитом (№ 65), в промежуточной зоне — андезином (№ 35—40); в краевой — олигоклазом (№ 18—20). Биотит почти целиком хлоритизирован. Хлорит представлен пеннином. Роговая обманка обыкновенная, большей частью свежая; *cNg* 16°; —2 *V* 70—75°.

Количественно-минеральный состав породы приведен в табл. 129.

Таблица 129

Количественно-минеральный состав кварц-плагиоклазового габбро района сел. Джочо

Минералы	Состав
Кварц	3
Анортоклаз	23
Плагиоклаз	66
Роговая обманка	3
Хлорит	2
Сфен	Мало
Эпидот	1
Пирит	2
Сумма	100

Альбитизированные андезиты приморской полосы. Структура этих пород порфировая, хотя иногда встречаются разновидности, не имеющие порфировых вкрапленников. Различаются две структурные разновидности: интерсертальная и флюидально-микролитовая. Различаются они также по количеству железисто-магнезиальных минералов, которых в породах с флюидально-микролитовой структурой заметно меньше.

Андезиты с интерсертальной основной массой. Среди фенокристаллов встречаются плагиоклаз, обыкновенная роговая обманка и моноклинный пироксен. Плагиоклаз часто представлен альбитом (№ 4—8); Nm^1 1,532; вместе с альбитизацией имела место серицитизация; микролиты плагиоклаза основной массы также альбитизированы. По показателю преломления (Nm^1 1,532) он соответствует

№ 8. Роговая обманка встречается и в порфировых вкрапленниках, и в основной массе. Она образует чрезвычайно эффективные удлиненные призматические кристаллы, характерные для жильных пород; Ng^1 1,679 ± ±0,005; Np^1 1,661±0,005; cNg 14—16°. Роговая обманка обычно свежая, только иногда на периферии образуется черная (железистая) опацитовая кайма. В некоторых случаях минерал замещен бурым хлоритом с включениями сагенита. Изредка встречаются псевдоморфозы кальцита по роговой обманке. Моноклинный пироксен принадлежит к ряду диопсид-авгита. Основная микролитовая масса, помимо альбита, содержит хлорит и цеолиты, из которых можно назвать сколецит, натролит, изредка томсонит и эпидот.

Андезиты с флюидальной основной массой. Флюидальные породы, встречаются более редко, содержат те же минералы.

Плагиоклаз представлен сильно серицитизированным и редко соссюритизированным альбитом № 5—8. Альбитизации подвержены как фенокристаллы, так и микролиты. Исключение представляет один образец, где плагиоклаз крупных порфировых вкрапленников имеет в центральной части № 31. Роговая обманка большей частью образует с плагиоклазом и моноклинным пироксеном порфировые вкрапленники призматического габитуса; часто совершенно разрушена, переходит в агрегат пироксена, магнетита и хлорита и в хлоритовое вещество с включениями сагенита. Моноклинный пироксен встречается реже роговой обманки; он свежий; cNg 40°; $2V$ 53°, что отвечает диопсид-авгиту. Почти всегда наблюдаются мелкие игольчатые кристаллы апатита и изредка цеолит (преимущественно натролит), заполняющий маленькие жеоды.

В основной массе породы, помимо уже упомянутого плагиоклаза, содержатся также пеннин и магнетит. В одном случае (жила, обнажающаяся на Чохатаур-Зотской дороге) обнаружены единичные чешуйки биотита.

Андезитовые жилы сел. Чанчхало разветвляются на мелкие апофизы мощностью 1—3 *см*. Макроскопически они темного цвета и плотные. Очень мелкозернистая основная масса состоит из игольчатого пироксена и кристаллов плагиоклаза, насыщенных стеклом. В небольшом количестве встречаются жеоды, заполненные кальцитом, делесситом или цеолитами, с преобладанием кальцита. Бесчисленные маленькие фенокристаллы представлены совершенно свежей роговой обманкой, в небольшом количестве кристаллами моноклинного пироксена и более мелкого плагиоклаза.

Заслуживает внимания порода, взятая у ж.-д. платформы Зеленый мыс. От описанных выше андезитов она отличается идеальной свежестью. Структура породы порфировая с интерсертальной основной массой. Плагиоклаз фенокристаллов принадлежит № 52—55, его центральная часть редко альбитизирована; микролиты, образующие основную массу, принадлежат № 27—29. Наряду с альбитом № 8—10 встречаются мелкие листочки серицита. Остальные минералы аналогичны минералам ранее описанных пород. Здесь встречаются: крупные кристаллы обыкновенной роговой обманки (cNg 12°; $-2V$ 79°), авгит (cNg 41°), изредка биотит и акцессории — пирит и крупные кристаллы апатита.

Химический состав породы приведен в табл. 130.

Кварц-анортоклазовое габбро сел. Чаквистави. Интрузия залегает в ущелье р. Чаквисцхали у сел. Чаквистави. Она производит впечатление слабообнаженного маленького штока. Приведенный ниже количественно-минеральный состав (табл. 131) показывает, что петрографическая природа этого выхода непостоянна.

Порода состоит из кварца, анортоклаза, плагиоклаза, роговой обманки, акцессориев — пирита, эпидота, сфена и апатита.

Таблица 130

Химический состав андезита сел. Чанчхало
(Аналитик В. А. Егоров)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	58,60	BaO	0,04
TiO_2	0,50	Na_2O	4,16
Al_2O_3	17,42	K_2O	3,50
Fe_2O_3	3,37	SO_3	0,34
FeO	1,80	S	1,11
MnO	0,09	H_2O^-	0,92
MgO	3,10	H_2O^+	0,62
CaO	4,65	Сумма	100,22

Анортоклаз образует кайму вокруг плагиоклаза или заполняет межплагиоклазовое пространство. Плагиоклаз сильно зональный; в ядре состоит из битовнита № 65—76, иногда — лабрадора (№ 50—60); в средней зоне № 35—45, в узкой краевой зоне № 20—27; ядро сильно видоизменено, соссюритизировано и частично серицитизировано; краевая зона совершенно свежая. Биотит встречается в некоторых образцах; почти полностью переходит в хлорит. Роговая обманка обыкновенная, переходит в хлорит редко; *cNg* 16°.

Таблица 131

Количественно-минеральный состав кварц-анортоклазового габбро района сел. Чаквистави

Минералы	Состав		
	1	2	Среднее
Кварц	1	24	12
Анортоклаз	9	Мало	5
Плагиоклаз	53	41	47
Биотит	Нет	3	2
Роговая обманка	34	22	28
Хлорит	Нет	7	3
Пирит	3	3	3
Апатит, эпидот и сфен	Мало	Мало	Мало
Сумма	100	100	100

1—2—номера образцов пород, подвергшихся подсчету.

Кварц-анортоклазовое габбро ущелья р. Халацхали. В ущелье р. Халацхали (правый приток р. Чаквисцхали) на протяжении 100 *м* обнажается небольшая интрузия. Порода серого цвета, мелкозернистая, содержит обильные вкрапленники пирита. Состоит из кварца, анортоклаза, плагиоклаза, роговой обманки, магнетита, сфена, пирита, изредка апатита и эпидота.

Кварц заполняет пространство между остальными минералами. Анортоклаз встречается редко, большей частью в виде каймы вокруг плагиоклаза или заполняет межплагиоклазовое пространство; обычно

сильно пелитизирован, нередко содержит пертитовые срастания альбита. Плагиоклаз сильно зональный: № 65—75 в центре, № 10—12 по краям; альбитовая периферия свежая, ядро цеолитизировано и соссюритизировано; альбит встречается также между кристаллами плагиоклаза. Роговая обманка принадлежит к обыкновенной разности; обладает слабым плеохроизмом в светло-зеленых тонах; образует более идиоморфные по сравнению с кварцем мелкие кристаллы.

Количественно-минеральный состав породы приведен в табл. 132.

Таблица 132

Количественно-минеральный состав кварц-анортоклазового габбро ущелья р. Халацхали

Минералы	Состав
Кварц	Мало
Анортоклаз	10
Плагиоклаз	65
Биотит	4
Роговая обманка	13
Рудный	8
Сфен	Мало
Сумма	100

Анортоклазовый габбро-диорит и анортоклазовое габбро района сел. Цихисдзири. Характерный выход этих пород находится вблизи ж.-д. платформы Цихисдзири. Он образует в авгитовых порфиритах штокообразное тело, которое в свою очередь сечется более молодым авгитовым порфиритом. Последний по сравнению с интрузией сильно видоизменен. Восточнее указанного выхода имеется аналогичный выход, но несколько более основного состава.

Анортоклазовый габбро-диорит (количественно-минеральный состав приведен в табл. 133, в первом столбце) имеет гипидиоморфную структуру. *Состоит из кварца, анортоклаза, плагиоклаза и моноклинного пироксена,* часто сильно хлоритизированного. Изредка встречаются эпидот и биотит, много магнетита и апатита.

Кварц в виде мелких кристаллов расположен между другими минералами. Анортоклаз заполняет межплагиоклазовое пространство, часто пертитовый; *pNg* 86°, *pNm* 10°; —2 *V* 54, 60°; —2 *Vs* 57°. Плагиоклаз (№ 37—42) образует идиоморфные кристаллы; большей частью свежий и прозрачный, изредка серицитизирован и цеолитизирован. Биотит встречается в виде останца внутри хлоритового агрегата. Моноклинный пироксен часто хлоритизирован; *cNg* 42°. Магнетит образует мелкие и хорошо развитые кристаллы.

Анортоклазовое габбро (количественно-минеральный состав приведен в табл. 133, во втором столбце; химический состав — в табл. 134) отличается от описанной выше породы более высоким содержанием и крупными размерами моноклинного пироксена, отсутствием кварца и более основным характером плагиоклаза: № 50—54 в центре и № 30—35 в краевой зоне.

Среди аджарских интрузий встречаются кварцевые сиенит-диориты, кварцевые монцонит-диориты, анортоклазовые габбро, кварцевые габбро, кварц-анортоклазовые габбро (кварцевые габбро-монцониты), анортоклазовые габбро-диориты и т. п., а также жилы андезитов и базальтов; последние наблюдаются главным образом в виде покровов.

Таблица 133

Количественно-минеральный состав анортоклазового габбро-диорита района сел. Цихисдзири

Минералы	Состав		
	1	2	3
Кварц	3	Нет	2
Анортоклаз	17	16	17
Плагиоклаз	54	31	42
Биотит	1	1	1
Моноклинный пироксен	19	50	35
Хлорит	2	Мало	1
Магнетит	3	2	2
Апатит	1	Мало	Мало
Сумма	100	100	100

1—3—номера образцов породы, подвергшихся подсчету.

Таблица 134

Химический состав анортоклазового габбро района сел. Цихисдзири

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	47,75	CaO	10,11
TiO_2	1,07	Na_2O	2,11
Al_2O_3	15,98	K_2O	3,25
Fe_2O_3	8,48	FeS_2	1,36
FeO	3,31	H_2O^-	0,70
MnO	0,08	H_2O^+	0,07
MgO	5,38	Сумма	99,65

Основные породы, по нашему мнению, являются синхроничными с вулканогенно-осадочной свитой среднего эоцена — корнями эффузивов, остывших на различных глубинах. Относительно кислый и щелочной состав они принимают в результате воздействия на них химически высокоактивных растворов, несущих в определенной последовательности в различном количестве кремний, натрий и калий, вызывающих их метасоматическое преобразование.

В результате воздействия этих растворов в породах с той или иной интенсивностью протекали следующие процессы: окварцевание, альбитизация, калишпатизация, хлоритизация, цеолитизация с образованием анальцима, томсонита и сколецита, биотитизация, кальцитизация и пренитизация.

Сиенит-диоритовые и сиенитовые интрузии Гурии

В Гурии интрузии обнажаются в окрестностях сел. Вакиджвари и Гоми. Главные выходы расположены по ущельям рек Натанеби, Бжуджа и Супсы. Поблизости находится также несколько мелких жил.

Сведения о гурийских интрузиях встречаются в ряде опубликованных и неопубликованных трудов. Следует назвать работу Б. Ф. Мефферта, который в предварительном отчете 1932 и 1933 гг. дает общую

характеристику района. На приложенной к отчету карте Вакиджварская интрузия и ее контактовые породы оконтурены схематически. Петрографическая характеристика интрузии автором не приводится. Внедрение интрузии он увязывает с нижнемиоценовой (предчокракской) орогенической фазой.

Детальное петрографическое описание гурийских интрузий имеется в статьях Д. С. Белянкина, В. П. Петрова и В. П. Еремеева (1935), Д. С. Белянкина, К. С. Маслова и В. П. Петрова (1939), Т. Г. Казахашвили и П. А. Топурия (1938) и В. Р. Надирадзе (1941).

Описание интрузий мы приводим на основании данных перечисленных авторов.

Сиенит-диориты района селений Вакиджвари и Гоми. Наиболее крупные выходы этих пород находятся в ущельях рек Натанеби и Бжуджа, другие выходы значительно меньше. Вмещающие породы представлены среднеэоценовой вулканогенно-осадочной свитой. На периферии больших интрузивных тел имеется зона мелкозернистой эндоконтактовой породы, мощность которой достигает 100 *м*. Породы мелких жил очень близки по составу к породам эндоконтактовой зоны. По-видимому, это периферическая часть крупного интрузивного тела.

Сиенит-диориты района сел. Вакиджвари. Порода развита в центральной части Вакиджварской (Натанебской) интрузии. Характеризуется она гипидиоморфной структурой и состоит из анортоклаза, плагиоклаза, биотита, эпидота и акцессориев — магнетита, сфена и апатита.

Анортоклаз является главной составной частью породы; образует крупные (2—3 *см* в поперечном сечении) алломорфные зерна; часто довольно сильно пелитизирован; $-2\ V_{ср}\ 71°$; Nm^1 1,519±0,003; *pNg* 85, 87°; *pNm* 6, 13°; pNp^1 87, 78°. В анортоклазе часто встречаются включения одинаково ориентированного альбита, образующего анортоклаз-пертит.

Плагиоклаз в большинстве случаев в виде идиоморфных кристаллов, № 27—10; номер альбитовой оболочки 3—8. Биотит является единственным темным минералом; имеет сильный плеохроизм в светло-желтых и коричневых тонах; обычно свежий, изредка переходит в агрегат хлорита и эпидота.

Количественно-минеральный состав приведен в табл. 135.

Таблица 135

Количественно-минеральный состав сиенит-диорита района сел. Вакиджвари

Минералы	Состав
Анортоклаз-пертит	48
Плагиоклаз	44
Биотит	5
Эпидот	2
Апатит	Мало
Рудный	1
Сумма	100

Сиенит-диориты района сел. Гоми. Макроскопически эти породы близки к породам Натанебского выхода. В результате детального изучения среди них выделены две разности: лейкократовая и меланократовая. Количественно-минеральный состав пород приведен в табл. 136.

Порода состоит из кварца (в лейкократовой разности), анортоклаза и анортоклаз-пертита, плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, биотита, эпидота, сфена, апатита и рудного минерала.

Анортоклаз (— 2 $V_{ср}$ 77°) в некоторых разностях, например в лейкократовых, сильно видоизменен, серицитизирован и пелитизирован. Анортоклаз-пертит встречается в большом количестве. Плагиоклаз в лейкократовой разности характеризуется № 27—32, сильно серицитизирован и пелитизирован; в меланократовой же — № 28—30, окаймлен плагиоклазом № 18—20. Моноклинный пироксен (*cNg* 47°; 2 *V* 57°; *Ng*—*Np* 0,017, 0,024) имеется главным образом в меланократовой разности, где образует мелкие идиоморфные кристаллы. Роговая обманка (*cNg* 17°; —2 *V* 70°) встречается редко как в виде обыкновенной, так и актинолитовой разности; иногда в ней присутствуют мелкие изъеденные зерна авгита.

Таблица 136

Количественно-минеральный состав сиенит-диоритов сел. Гоми

Минералы	Состав		
	1	2	Среднее
Кварц	3	Нет	1
Анортоклаз и анортоклаз-пертит	42	37	39
Плагиоклаз	49	41	45
Моноклинный пироксен	Нет	9	5
Роговая обманка	3	Нет	2
Биотит	1	9	5
Эпидот	Мало	Мало	Мало
Сфен	1	3	2
Апатит	1	Мало	1
Рудный	Мало	„	Мало
Сумма	100	100	100

1 — лейкократовая порода;
2 — меланократовая порода.

Эндоконтактовые породы и мелкие жилы. Эти породы отличаются от пород центральной части выхода района сел. Гоми мелкозернистостью, количественно-минеральным составом и структурой. Переход от пород центральной части к эндоконтактовым постепенный. Анортоклаз сильно серицитизирован и соссюритизирован. Плагиоклаз встречается в виде полностью альбитизированных зерен; попадаются и самостоятельные кристаллы альбита; таким образом, в породе имеются три типа альбита: 1) пертитовый в анортоклазе, № 10—12; 2) замещающий плагиоклаз № 8—10 и 3) новообразованный № 6—7. Кроме того, в породе встречаются биотит, эпидот, магнетит и хлорит, образовавшиеся за счет биотита.

Породы мелких жил аналогичны эндоконтактовым, от которых они отличаются содержанием альбитизированного плагиоклаза, достигающим 20%. Жилы, развитые в местности Корисбуде, характеризуются порфировыми вкрапленниками анортоклаза (образует скелет породы). Пространство между анортоклазом занимают: плагиоклаз, кварц, хлоритизированный биотит, магнетит и апатит; наблюдаются значительные видоизменения: анортоклаз пелитизирован, плагиоклаз альбитизирован; в большом количестве встречается кальцит.

Химический состав пород приведен в табл. 137.

Экзоконтактовые породы. Вакиджварская интрузия окружена широким ореолом экзоконтактовых пород, которые представлены роговиками; в них наблюдаются окварцевание, серицитизация и пиритизация. На основании данных микроскопического изучения среди них можно выделить относительно слабо измененные боковые породы, где различается первичная порфировая структура, и сильно видоизме-

Таблица 137

Химический состав монцонит-диорита

Окислы	Состав							
	1	2	3	4	5	6	7	Среднее
SiO_2	60,10	59,20	61,00	50,10	63,66	61,80	62,50	59,76
TiO_2	0,24	0,40	0,35	0,30	0,40	0,20	0,15	0,29
Al_2O_3	20,82	19,80	22,51	24,45	19,29	19,68	21,96	21,23
Fe_2O_3	1,68	2,88	0,66	4,01	1,67	1,15	1,37	1,92
FeO	1,15	2,70	2,22	2,36	2,64	1,52	1,06	1,95
MnO	0,11	0,17	Следы	0,06	0,08	0,05	Следы	0,06
MgO	0,57	0,88	1,19	3,04	1,04	0,76	1,78	1,32
CaO	2,66	3,47	2,55	7,22	1,90	4,96	1,91	3,52
Na_2O	5,66	3,32	2,80	2,30	2,62	2,93	2,65	3,18
K_2O	5,64	5,46	4,65	3,34	3,70	4,12	3,55	4,35
P_2O_5	—	0,26	0,21	0,16	0,18	1,10	0,10	0,15
CO_2	—	0,04	0,04	Следы	Следы	Следы	Следы	0,01
H_2O^-	0,34	0,20	0,16	0,32	0,28	0,34	0,22	0,27
H_2O^+	1,00	1,12	1,38	3,06	1,28	0,88	1,28	1,43
Сумма	99,97	99,90	99,72	100,72	98,74	98,49	98,53	99,44

1 — порода выхода района сел. Вакиджвари (аналитик В. А. Молева);
2 — порода ущелья р. Бжуджа (аналитики Цискаришвили и Хаханашвили);
3 — порода ущелья р. Калова; то же;
4 — порода сел. Гоми; „ „
5 — порода р. Калова; „ „
6 и 7 — порода сел. Вакиджвари; „ „

ненные породы, в которых не сохранилось даже следа последней. В обоих случаях первичное вещество замещено агрегатом анортоклаза (Nm' 1,524±0,003), альбитом (Nm' 1,535±0,005, соответствует № 5—7) и биотитом. Из акцессорных минералов можно назвать магнетит и хлорит.

Химический состав породы приведен в табл. 138.

Таблица 138

Химический состав анортоклазового роговика
(Аналитик Т. М. Окнова)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	57,67	CaO	1,71
TiO_2	0,34	MgO	3,14
Al_2O_3	19,83	Na_2O	4,01
Fe_2O_3	1,53	K_2O	8,60
FeO	1,70	H_2O^-	0,29
MnO	0,03	H_2O^+	1,78
		Сумма	100,62

В результате пересчета анализа на минеральный состав можно сделать заключение, что порода приблизительно на 50% состоит из анортоклаза, на 80% из альбита и на 15% из биотита, т. е. среди привнесенного материала главную роль играет K_2O.

Вакиджварские пегматитовые жилы. Вакиджварские пегматитовые жилы обнажаются в ущелье р. Натанеби в нескольких километрах выше сел. Вакиджвари. Здесь они залегают в геосинклинальной вулканогенно-осадочной свите среднего эоцена и местами контактируют с мелкозернистым сиенитом, переходящим постепенно в крупнозернистый сиенит. Состав жил весьма неоднородный, смена участков одного состава с участками другого состава происходит не закономерно. По сравнению с сиенитами пегматиты меланократовые.

Ниже приводится петрографическая характеристика вакиджварских пегматитовых жил по данным Н. Ф. Татришвили и Е. К. Везиришвили (1959).

В вакиджварских пегматитовых жилах, преимущественно в центральных их частях, в том или ином количестве содержатся в разной степени измененные ксенолиты пироксеновых пород (пироксенитов).

В начальной стадии изменения они частично замещаются актинолитом, эпидотовыми минералами и кальцитом. Все стадии изменения сопровождаются слабой биотитизацией; интенсивная же биотитизация в основном проявляется в пегматитах с анортоклаз-пертитом.

Химический состав биотита приведен в табл. 139.

Таблица 139

Химический состав биотита из пегматита

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	38,62	K_2O	11,91
TiO_2	2,59	Na_2O	1,55
Al_2O_3	14,34	Li_2O	0,09
Fe_2O_3	1,76	V_2O_5	0,002
FeO	9,18	Mo	0,001
MnO	0,06	H_2O^-	0,61
MgO	17,99	H_2O^+	1,70
CaO	0,24	Сумма	100,30

Как видно из химического анализа, биотит представлен богатой калием и относительно бедной железом разностью. Наряду с этим, по данным спектрального анализа, он содержит никель, кобальт и хром, унаследованные из пироксенитов.

Пироксеновые породы состоят из крупных идиоморфных кристаллов моноклинного пироксена, частично замещенного лучистой роговой обманкой — актинолитом, который местами встречается в виде совершенно неправильных образований. Вместе с беспорядочно разбросанными участками актинолита в породе наблюдаются участки кальцита с включениями актинолита и хорошо образованные кристаллы сфена. Сфен встречается также в виде крупных, лишенных кристаллографических очертаний образований. В пироксене наблюдаются ксеноморфные, причудливой формы кристаллы апатита в совокупности с актинолитом. Рудный минерал содержится в небольшом количестве.

В других подобных породах, где пироксен эпидотизирован, отсутствует сфен. В этих породах наблюдаются ксеноморфные образования рудного минерала, приуроченного к пироксену. Апатит вместе с биотитом, актинолитом и кальцитом расположен в трещинах.

В результате далеко зашедшего процесса эпидотизации образуются эпидот-кальцитовые породы с примесью рудного минерала. В дан-

ных породах встречаются актинолит, биотит и кварц в незначительном количестве.

Среди пироксеновых пород имеются разности, содержащие преимущественно пироксен и магнетит. Из других минералов в подчиненном количестве встречаются серицитовые участки, биотит, роговая обманка, эпидот, хлорит и апатит, которые лишены кристаллографических очертаний.

Химический состав породы приведен в табл. 140.

Таблица 140

Химический состав магнетита из пироксеновой породы

Окислы	Состав	
	1	2
FeO	28,230	28,830
Fe_2O_3	61,710	62,110
TiO_2	1,960	1,900
V_2O_5	0,018	0,037
H_2O^-	0,030	0,040
Сумма	91,948	92,917

1—2 — номера образцов магнетита, подвергшихся анализу.

Повышенное содержание TiO_2 вызвано наблюдающимися включениями ильменита внутри магнетита.

Среди ксенолитов в пегматитах сел. Вакиджвари встречаются также актинолит-кальцитовые породы с примесью рудного минерала. В небольшом количестве в них содержится свежий биотит с сильно зазубренными краями, включающий небольшие остатки роговой обманки. В породе много сфена, представленного в виде то хорошо образованных кристаллов, то сплошных масс.

Некоторые пироксениты наряду с описанными выше минералами содержат также анортоклаз-пертит. В таких случаях пироксен одновременно с актинолитом замещается биотитом, иногда в совокупности с кальцитом или хлоритом. Внутри скелетообразного рудного минерала могут иметься островки пироксена и биотита.

Возрастание количества анортоклаза вызывает увеличение количества биотита, который представлен сильно ксеноморфными чешуями. На стыке других минералов, особенно анортоклаза, он сильно зазубрен и образует как бы заливы. В анортоклазе, биотите и рудном минерале встречаются уцелевшие остатки пироксена. Эпидот наблюдается в пироксеновых участках.

Среди описанных пород имеются и такие образования, которые отвечают пироксеновым сиенито-диоритам. Взаимоотношение пироксена с полевым шпатом говорит об их метасоматическом происхождении. Пироксен и связанный с ним биотит в анортоклазе образуют уцелевшие от процесса фельдшпатизации остатки. Пироксен обнаруживает характерные для него кристаллографические очертания, биотит же (иногда) и все остальные минералы являются ксеноморфными.

Параллельно с увеличением роли привнесенного анортоклаза уменьшается количество пироксена, вещество которого разрушается и выносится из места его первоначального нахождения. Таким путем возникают преимущественно анортоклазовые породы, содержащие пироксен в незначительном количестве. Наблюдается зазубренность контуров между преобразованными минералами материнских пород и анорто-

клаз-пертитом. В виде акцессорных минералов содержатся апатит и рудный.

В одном случае была встречена порода, состоящая из анортоклаз-пертита и апатита. Анортоклаз-пертит обычно мутный, апатит — ксеноморфный, имеет различную величину и форму; местами он разветвляется или образует скелетообразные формы.

Помимо анортоклаза и апатита, в ничтожном количестве содержится биотит с включениями циркона и рудного минерала.

Встречаются и такие пироксенсодержащие породы, которые наряду с пелитизированным анортоклаз-пертитом содержат также серицитизированный плагиоклаз. В некоторых плагиоклазовых разностях, где названный минерал приобретает ведущую роль, пироксен имеет причудливую скелетообразную форму. Создается впечатление разъедания пироксена плагиоклазом. Нередки случаи, когда часть скелетообразного пироксена представлена апатитом, развивающимся преимущественно на кончиках скелетообразных форм. Реже, когда апатит образует самостоятельные кристаллы, он все же повторяет формы пироксена. Биотит встречается в различном количестве, иногда в совокупности с эпидотом. Он всегда приурочен к пироксену, замещая его.

В рассматриваемых жилах встречаются также породы, состоящие только из анортоклаз-пертита с небольшой примесью железисто-магнезиальных минералов, главным образом биотита. По составу они отвечают лейкократовым сиенитам.

Вблизи описанных жил был встречен оливиновый габбро-сиенит с монцонитовой структурой, состоящий из плагиоклаза, частично в виде неизмененных полисинтетически сдвойникованных кристаллов, погруженных в свежий анортоклаз, частично же пелитизированный. Пироксен представлен то крупными идиоморфными кристаллами, то мелкими скоплениями с примазками биотита. Последний минерал иногда образует каемки вокруг магнетита, а также самостоятельные чешуи. Оливин, как правило, окружен келифитовой каемкой. Акцессорно присутствуют апатит и магнетит.

В составе почти всех описанных жил встречаются роговики с типичной роговиковой, иногда же с порфиробластовой структурой, обладающей роговиковой структурой основной массы. Они состоят преимущественно из изометрических зерен анортоклаза, в отдельных случаях с примесью плагиоклаза и значительного количества мелких чешуек биотита. Довольно редко и в небольшом количестве появляется изометрический кварц, сидящий в порфиробластах полевого шпата, путем разъедания которого он образовался. Фемический минерал в большинстве случаев представлен биотитом, но иногда встречаются и пироксен в виде мелких неправильных зерен, минералы группы эпидота и хлорит. Из акцессорных присутствуют апатит, рудный минерал и реже сфен.

Среди роговиков имеются породы, в состав которых входят нацело серицитизированный плагиоклаз и кварц; фемические минералы и акцессории те же. Имеются случаи, когда в анортоклазовых роговиках наблюдаются серицитовые (совместно с биотитом и рудным минералом) участки, напоминающие гидротермально измененные образования.

Обычно породы жил ущелья р. Натанеби пегматитовыми структурами не обладают. Последние наблюдаются только в том случае, когда породы окварцованы. Участки с пегматитовыми структурами, состоящие из закономерных прорастаний анортоклаза с кварцем и равномерно расположенных крупных кристаллов роговой обманки и сфена, почти со всех сторон окружены крупными чешуями биотита, в результате чего возникают замкнутые образования.

Некоторые разновидности этих пород содержат крупные зерна кварца, местами включающие актинолит. Между ними и пегматито-

выми образованиями встречаются крупные зерна анортоклаза и кальцита. В пегматитовой же части содержатся сфен и рудный минерал.

Сиениты ущелья р. Супсы. Сиенитовая интрузия р. Супсы залегает в среднеэоценовой вулканогенно-осадочной и палеоцен-нижнеэоценовой флишевой свитах.

По данным Т. Г. Казахашвили и П. А. Топурия (1938), интрузия обнажается приблизительно на протяжении 1,5 *км;* форма ее залегания дайкообразная, мощность 500—600 *м*. В местах соприкосновения с туфобрекчиями и флишем последние интенсивно контактово изменены.

Породы интрузии неоднородны по составу: среди них различаются разности, слагающие нижнюю часть интрузий, центральную ее часть и верхнюю, расположенную вблизи кровли.

Породы нижней части интрузии светло-серые, средне-и равномернозернистые. Структура гипидиоморфная. В преобладающем количестве присутствуют плагиоклаз № 35—43 и моноклинный пироксен, частично замещенный роговой обманкой. Количество анортоклаза (—2*V* 56°) подчиненное. Встречается биотит, частично перешедший в хлорит. Из второстепенных минералов имеются магнетит и апатит. Количественно-минеральный состав сиенита ущелья р. Супсы представлен анортоклазом (18%), плагиоклазом (56%), биотитом (10%), моноклинным пироксеном (13%), апатитом и магнетитом (3%). Химический ее состав приведен в табл. 141.

Таблица 141

Химический состав породы нижней части сиенитовой интрузии ущелья р. Супсы

(Аналитик Р. Е. Накашидзе)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	53,47	CaO	4,79
TiO_2	0,64	Na_2O	2,65
Al_2O_3	18,31	K_2O	1,72
Fe_2O_3	7,11	P_2O_5	0,25
FeO	1,78	SO_3	0,11
MnO	0,22	H_2O^-	0,54
MgO	7,18	H_2O^+	1,48
		Сумма	100,25

Породы центральной части интрузии отличаются от пород нижней части как по внешнему виду, так и по количественно-минеральному составу. Они крупнозернистые, несколько порфировидные; величина отдельных кристаллов анортоклаза достигает 20 *мм*²; преобладание анортоклаза над плагиоклазом (№ 18—23) можно заметить даже невооруженным глазом. Количество темноцветных минералов значительно меньше, чем в описанных выше породах. Удельный вес породы 2,697. Количественно-минеральный состав породы представлен анортоклазом (75%), плагиоклазом (10%), биотитом (4%), моноклинным пироксеном и роговой обманкой (8%), магнетитом (3%), апатитом и кварцем (мало).

Химический состав приведен в табл. 142.

По данным количественно-минерального и химического составов порода относится к сиениту.

Приведенные в табл. 143 химические анализы сиенитов р. Супсы показывают, что состав экзоконтактово слабо измененной породы приближается к базальтовому. Сравнительный избыток Na и K свиде-

Таблица 142

Химический состав породы центральной части сиенитовой интрузии ущелья р. Супсы

(Аналитик Р. Е. Накашидзе)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	58,30	CaO	5,22
TiO_2	0,39	Na_2O	5,17
Al_2O_3	17,34	K_2O	3,81
Fe_2O_3	4,74	P_2O_5	0,04
FeO	0,78	SO_3	0,23
MnO	0,14	H_2O^-	0,26
MgO	3,37	H_2O^+	0,32
		Сумма	100,11

тельствует о привносе этих элементов. По химическому составу экзоконтактово сильно измененная порода близка к сиениту центральной части интрузии.

Вмещающие интрузию базальтовые породы полностью перекристаллизованы до образования типичных роговиков, состоящих из олигоклаз-альбита, биотита и мелких зерен анортоклаза (—2 *V* 58, 70°).

Таблица 143

Химический состав пород экзоконтакта сиенитовой интрузии ущелья р. Супсы

(Аналитик Р. Е. Накашидзе)

Окислы	Состав		Окислы	Состав	
	1	2		1	2
SiO_2	49,65	59,94	CaO	10,05	1,92
TiO_2	0,62	0,42	Na O	3,35	5,89
Al_2O_3	17,40	17,82	K_2O	1,71	4,59
Fe_2O_3	6,99	4,63	P_2O_5	0,04	0,11
FeO	2,79	1,53	SO_3	0,18	0,39
MnO	0,17	0,19	H_2O^-	0,26	0,08
MgO	5,21	2,06	H_2O^+	1,28	0,66
			Сумма	99,70	100,23

1 — слабо измененная экзоконтактовая порода лежащего бока интрузии;
2 — сильно измененная экзоконтактовая порода кровли интрузии.

Ниже по течению р. Супсы, вблизи кровли интрузии вмещающие породы еще более обогащены анортоклазом; содержание темноцветных минералов в них уменьшается, и появляется кварц. Наряду с этим происходит также изменение минералов и в качественном отношении. Анортоклаз проявляет слабую пертитизацию; его —2*V* 62, 66, 75°; —2 $V_{ср}$ 68°. Плагиоклаз всегда представлен альбитом. Моноклинный пироксен более интенсивно замещается роговой обманкой; в непосредственной близости к кровле он полностью замещен ею. Для моноклинного пироксена *cNg* 41°; 2*V* 54°; для роговой обманки *cNg* 20°. Удельный вес породы 2,678. Количественно-минеральный состав ее представ-

лен кварцем (2%), анортоклазом (84%), альбитом (8%), биотитом (мало), моноклинным пироксеном, роговой обманкой (5%) и магнетитом (1%).

Породы, приуроченные непосредственно к кровле интрузии, отличаются от описанных выше еще большим увеличением количества анортоклаза и кварца и уменьшением содержания темноцветных минералов. Количественно-минеральный состав их следующий: кварц 5%, анортоклаз 92%, плагиоклаз 2%, темноцветные минералы и магнетит 1%.

Слабо измененная экзоконтактовая порода, слагающая ложе интрузии, под микроскопом обнаруживает порфировую структуру. Порфировые вкрапленники представлены моноклинным пироксеном (*cNg* 42°; 2*V* 48°).

* * *

Н. Ф. Татришвили и Е. К. Везиришвили в отношении описанных ими вакиджварских пегматитовых жил приходят к ряду интересных выводов. В частности, они считают, что вакиджварские пегматитовые жилы не обладают ярко выраженной зональностью, как это отмечается А. И. Гамкрелидзе (1958). Пестрота состава пород жил вызвана различной степенью преобразования исходных основных магматических пород в результате интенсивного, главным образом щелочного, метасоматоза. Сначала происходят амфиболитизация и эпидотизация пироксенитов, сопровождающиеся высвобождением кальцита, затем при нарастании этих процессов возникают эпидот-кальцитовые, актинолит-кальцитовые и пироксен-магнетитовые породы. В том или ином количестве появляются биотит и акцессории — апатит, рудный минерал и сфен.

Наряду с постепенным вытеснением пироксена, а также продуктом его распада — эпидота, актинолита, кальцита и рудного минерала — возникает анортоклаз-пертит; одновременно возрастает количество биотита, который обособляется с образованием крупных шлироподобных скоплений. Сначала разрушение пироксена происходит путем возникновения в определенной последовательности псевдоморфоз — эпидота, актинолита, кальцита и биотита, затем они растворяются и выносятся в другие части жилы; в результате этого процесса, вероятно, образовались скопления и отдельные зерна биотита, магнетита, апатита и сфена. Выделение акцессориев в связи с распадом пироксена не вызывает сомнений, так как они преимущественно связаны с разрушенными участками пироксена и вторичными минералами, порой образующими жилки. Рудный минерал выделяется из железа, содержащегося в железисто-магнезиальных силикатах, апатит — в результате взаимодействия кальция, высвободившегося из содержащих его разрушенных минералов с привнесенным фосфором. Выпадение акцессориев обычно происходит на всем протяжении преобразовательного процесса; количество их увеличивается в связи с нарастанием щелочного метасоматоза.

Авторы полагают, что часть кальция в раннюю стадию метасоматического процесса, во всяком случае до выпадения апатита, расходовалась на образование плагиоклаза в результате реакции с соответствующим привнесенным веществом. В дальнейшем возникший этим путем плагиоклаз подвергался процессу анортоклазизации путем прохождения стадии пертитизации.

Гурийские интрузии в основном аналогичны аджарским. По количественно-минеральному составу породы выходов районов селений Вакиджвари и Гоми не соответствуют сиениту, так как содержащиеся в них анортоклаз и анортоклаз-пертит количественно не превышают

плагиоклаз, а если принять во внимание наличие в анортоклаз-пертите 18—20% срастаний альбита, то обнаружится сильное преобладание плагиоклаза над анортоклазом, и в таком случае порода заметно удалится от сиенита.

Гурийские интрузии, по нашим представлениям, образованы в результате метасоматического преобразования основных магматических пород, залегающих в среднем эоцене. Химические составы этих пород позволяют отметить, что все они характеризуются относительно высоким содержанием щелочей, причем калий заметно преобладает над натрием.

В сиенитовой интрузии р. Супсы наблюдается изменчивость состава, которую П. А. Топурия и Т. Г. Казахашвили объясняют гравитационной дифференциацией. Как видно из описания, от лежачего бока интрузии по направлению к ее кровле количество лейкократовых компонентов увеличивается, а меланократовых уменьшается. В нижних частях интрузии содержится моноклинный пироксен, который ближе к кровле переходит в роговую обманку, а в контакте с кровлей почти полностью замещен ею. Количество анортоклаза по направлению к кровле постепенно увеличивается; кроме того, он приобретает пертитовый характер. Плагиоклаз в нижних частях представлен более основной разновидностью, а в направлении к кровле постепенно принимает кислый характер. В верхних частях интрузии появляется также кварц. Наряду с этим равномернозернистая структура, характерная для всех горизонтов интрузии в непосредственном контакте с кровлей, переходит в порфировидную.

В верхних частях интрузии вместе с альбитом отмечается несколько зерен плагиоклаза (№ 25), окаймленных анортоклазом, что объясняется также гравитационной дифференциацией.

Плагиоклаз № 25 авторы считают ранее образованным минералом, который благодаря окаймлению анортоклазом был изолирован от расплава. Вследствие этого не происходило нарастания более кислой зоны и перехода основного плагиоклаза в кислый под воздействием окружающего расплава.

Нам кажется, что наблюдавшиеся авторами факты объясняются различным преобразованием входящих в состав исходной основной магматической породы минералов под воздействием поздних метасоматизирующих растворов.

Верхнеэоценовые вулканогенно-осадочные свиты

Адигенская свита

В 1943 г. в Ахалцихско-Адигенском районе П. Д. Гамкрелидзе и Н. А. Канделаки отмечены вулканогенные образования, чередующиеся с глинисто-песчанистыми отложениями верхнеэоценового возраста под названием адигенской свиты (Ахалцихская подзона IV_3^1). Эта свита развита в западной части Ахалцихской депрессии и прослеживается до восточной части Аджарии (Горджомский район). В этом направлении мощность свиты увеличивается (селения Може, Кеховани, Дерцели), достигая 1 *км*. В восточной части Ахалцихской депрессии адигенская свита фациально постепенно замещается глинисто-песчанистыми отложениями.

По данным П. Д. Гамкрелидзе, адигенская свита трансгрессивно перекрывает образования среднего эоцена и оверзского яруса и в свою очередь без видимого несогласия перекрывается образованиями олигоцена. Н. А. Канделаки описывает разрезы, где несогласия между средним и верхним эоценом не наблюдается. Ниже приводится один из таких разрезов, наблюдавшихся по дороге от горы Персати к сел. Оси-

ети (в направлении с севера на юг). Общая мощность свиты в отдельных местах достигает 1000 *м*.

1. Темно-серые с зеленым оттенком массивные андезитовые туфобрекчии (средний эоцен), слагающие южный склон горы Персати.

2. Неясно слоистые туфы и туфобрекчии такого же цвета, залегающие согласно. Породы падают на юг под углом 20°. Мощность 25 *м*.

3. Среднезернистые туфы и туфопесчаники с редкими прослоями пелитовых туфов и сланцеватых глинисто-туфогенных аргиллитов. Мощность 6 *м*.

4. Зеленовато-серые туфобрекчии и андезиты. Мощность 8—10 *м*.

5. Чередующиеся тонкослоистые туфы, туфопесчаники с прослоями грубозернистых туфов, туфосланцев, глинисто-мергелистых сланцев, часто окремненных. Породы падают на юг под различными углами — 65—70°. Мощность 30—40 *м*.

6. Темные и серовато-зеленые туфопесчаники, переходящие в туфобрекчии. Мощность 3—3,5 *м*.

7. Пестроцветные, тонкослоистые, мелкозернистые туфы, туфопесчаники и глинисто-мергелистые сланцы. Породы падают под углами 175—60°. Мощность 12—15 *м*.

8. Те же пестроцветные, но более светлые, тонкослоистые туфы, туфопесчаники и туфогенные глины, с некоторой межпластовой смятостью, азимут падения 170°, угол — 55°. Мощность 12 *м*.

9. Чередующиеся желтые тонкослоистые пелитовые туфы, желтовато-серые глинисто-мергелистые туфы и слабо уплотненные зеленовато-желтые песчаники с туфовым материалом, содержащие остатки фауны. Элементы залегания пород те же. Мощность 16—18 *м*.

10. Чередующиеся серые сланцеватые песчанистые глины, переотложенные туфопесчаники и микробрекчии с карбонатом. Мощность 30—40 *м*.

11. Чередующиеся светло-серые и желтовато-серые песчаники с прослоями и линзами микробрекчий, туфогенов, песчанистых глин с прослоями светло-серых мергелей и реже галечников с песчанистым цементом; азимут падения 170°, угол падения 45°. Мощность 120 *м*.

В этих образованиях местами наблюдаются линзы, содержащие характерные для ахалцихского приабона нуммулиты, гастроподы и пелециподы.

12. Грубые песчаники, переходящие в серые с зеленоватым оттенком туфогенные микробрекчии андезитового состава, с белыми стяжениями и пятнами карбоната с фауной. Мощность 8 *м*.

13. Темно-серые с зеленоватым оттенком грубослоисто-массивные андезитовые туфобрекчии, местами с прожилками, миндалинами и гнездами светло-серого и белого полевого шпата и халцедона. В брекчиевых обломках в верхней части разреза развиты светло-серые туфолавы. Мощность 200—250 *м*.

Петрографически адигенская свита изучена слабо. Вулканогенные образования свиты представлены базальтовыми (порфиритовыми) покровами и пирокластолитами — туфами, туфобрекчиями и туфопесчаниками. Несколько образцов из коллекции П. Д. Гамкрелидзе и Н. А. Канделаки описаны Н. И. Схиртладзе, определены как андезиты, андезито-базальты и базальты, состоящие из гиалопилитовой основной массы с микролитами андезина (№ 45—50). Фенокристаллы представлены свежим зональным плагиоклазом от лабрадора (№ 65) в центре до андезина (№ 45—50) по краям и свежим бесцветным авгитом (cNg 40—42°). В незначительном количестве встречаются хлорит-серпентиновые псевдоморфозы, по формам похожие на оливин.

Из пород адигенской свиты (сбросы Н. А. Канделаки и Н. П. Джанелидзе) Н. Х. Баграмовой описаны туфобрекчии местами глыбового строения. Обломки и глыбы этих туфобрекчий представлены агломерато-кристаллическими туфами базальтового состава (авгит-лабрадор-порфиритового и роговообманково-авгит-плагиоклаз-порфиритового). Цементирующая масса представлена агломерато-кристаллическим туфом базальтового (авгит-лабрадор-порфиритового) состава.

Мандельштейновый порфирит (андезит) характеризуется миндалекаменной структурой. Порода состоит из серого оглинившегося пористого стекловатого базиса, микролитов серицитизированного и пелитизированного плагиоклаза (№ 37) и зерен рудного минерала. Поры выполнены кварцем, который образует также гнезда. Вкрапленники, содержащиеся в небольшом количестве, представлены пелитизированным, иногда хлоритизированным плагиоклазом, нередко содержащим

включения основной массы. Порода сечется жилками цеолита, с которой иногда связаны довольно крупные игольчатые кристаллы апатита.

Роговообманково-авгит-плагиоклазовый порфирит (андезит) имеет порфировую структуру. Основная масса состоит из оглинившегося стекловатого базиса, микролитов плагиоклаза (№ 26), зерен рудного минерала, игольчатых кристаллов апатита и неправильных пустот, выполненных буроватым опалом и реже хлоритом. Вкрапленники представлены слегка пелитизированным плагиоклазом, который испещрен жилками цеолита, бледно-зеленым пироксеном (*cNg* 39°) и нередко хлоритизированной, местами биотитизированной роговой обманкой (*cNg* 18°).

Агломерато-кристаллический туф авгит-лабрадорового порфирита (базальта) характеризуется псаммито-алевритовой структурой. Обломки представлены пелитизированными, иногда хлоритизированными, лимонитизированными и карбонатизированными порфиритами. Основная масса этих пород содержит микролиты плагиоклаза и зерна рудного минерала. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом. Наблюдаются также обломки как плагиоклаза, так и биотита, хлорита и карбоната. Цемент представлен хлоритизированной стекловатой массой, в некоторых же туфобрекчиях — радиально-лучистым халцедоном, мелкозернистым кварцем и в малом количестве цеолитом.

Таким образом, породы, входящие в состав адигенской свиты, являются известково-щелочными и по составу существенно не отличаются от пород среднего эоцена.

Трахитовая свита

В 1946 г. в Гурии Н. А. Канделаки (Дзоценидзе, 1948) выделена верхнеэоценовая вулканогенная свита, трансгрессивно перекрывающая среднеэоценовую вулканогенно-осадочную свиту. Пространственно она приурочена к Гурийской подзоне (IV_1^1), являющейся переходной между Аджаро-Триалетской складчатой системой и Грузинской глыбой.

По данным Г. С. Дзоценидзе, в этой области в верхнем эоцене излияние происходило из центров, расположенных в районе южной периферии зоны Грузинской глыбы.

Эффузивные и туфовые образования

В районе сел. Чохатаури названную свиту в восходящем разрезе слагают следующие породы:

1) светлые биотитовые, санидиновые и анальцимовые трахиты и их туфы весьма изменчивой мощности — от сантиметров до 100 *м* в разных местах;

2) грубослоистые биотитовые туфопесчаники с прослоями желтоватых песчанистых глин, мощностью 40—60 *м*;

3) грубые и желтовато-серые мергели, содержащие верхнеэоценовые глобигерины, с прослоями глин, имеющие структуру туфа и образовавшиеся в результате их изменения;

4) вулканические продукты, представленные биотитовыми трахитами и их туфами, а также авгит-биотитовыми андезито-базальтами и их туфами.

Трахиты. Эти породы приурочены к так называемому горизонту «биотитовых туфов», по Б. Ф. Мефферту, протягивающихся от Гурии в восточном направлении вдоль предгорий Аджаро-Имеретинского хребта и далее до Ванского и Маяковского районов.

Г. С. Дзоценидзе установлено, что названный горизонт сложен переслаивающимися трахитовыми покровами и их туфами. Наблюдаются секущие тела опять-таки трахитового состава.

В шлифе основная масса трахита состоит из лейст санидина и альбита и тонких чешуек биотита. Базис, занимающий небольшое пространство, представлен анальцимом, иногда же хлоритизированными или замещенными гидроокислами железа скоплениями кварца с примесью кристаллов клиноцоизита. Порфировые вкрапленники представлены таблитчатыми зернами альбита, центральная часть которых обычно замещена анальцимом, а узкая каемка совершенно свежая и представлена (замещена) санидином. В некоторых образцах (породы района сел. Джапана) плагиоклаз олигоклазового ряда. Встречаются также фенокристаллы санидина с $-2V$ 20—38°. Биотит фенокристаллов присутствует в изменчивом количестве в виде совершенно свежих листочков. Авгит представлен бесцветными свежими зернами неправильной формы. Акцессорно присутствует апатит, а иногда магнетит. Иногда наблюдается пиритизация трахитов.

В анальцимовых разностях трахита анальцим выполняет промежутки между другими составными частями породы, а также замещает плагиоклаз.

Трахитовые туфы состоят из обломков витрофировых пород с флюидальным стеклом, плагиоклаза, санидина с включением стекла, разъеденного анальцимом, зеленоватого авгита, чешуек свежего, темно-коричневого, резко плеохроичного биотита и нескольких зерен апатита, сцементированных анальцимом и слабо анизотропным радиально-лучистым цеолитом. Наблюдается слабая пиритизация породы.

Щелочные базальты. Стратиграфически выше горизонта биотитовых туфов местами залегают покровы, а также, по-видимому, секущие тела черных пород, детально изученные Д. С. Белянкиным и В. П. Петровым (Белянкин, Маслов, Петров, 1935).

Порода Самебо-Накубарского выхода, по данным названных авторов, имеет порфировую структуру.

Основная масса состоит из плагиоклаза, магнетита в виде тонких и сильно вытянутых и разветвленных дендритов, пластиночек биотита, желто-бурых агрегатов, представляющих продукты разложения стекла, пироксена (?) и обычно свежих, иногда пелитизированных микролитов плагиоклаза (№ 45). Стекло полностью замещено тонкоагрегатным слюдисто-хлоритовым веществом (N 1,574).

Порфировые вкрапленники представлены моноклинным пироксеном (cNg 41°; $2V$ 58°), содержащим включения магнетита, апатита и основной массы (размеры зерен 1—1,5 *мм*), плагиоклазом (№ 65—85), интенсивно замещенным кальцитом и тонкочешуйчатым буроватым агрегатом, кальцит-хлоритовыми псевдоморфозами по оливину, представленными в небольшом количестве, а также крупными выделениями апатита и магнетита, самостоятельными или в срастании с пироксеном либо оливином.

Наблюдающиеся в шлифе мелкие миндалины выполнены кальцитом.

Порода Баилетского выхода в основном аналогична породе Самебо-Накубарского выхода, однако отличается преобладанием плагиоклазовых фенокристаллов над пироксеновыми, отсутствием оливиновых фенокристаллов, наличием в основной массе зерен пироксена, бедностью основной массы магнетитом, большим содержанием биотита, кальцитовыми, а не цеолитовыми миндалинами, наличием узкой каемки ортоклаза вокруг фенокристаллов и микролитов плагиоклаза.

Калибазальт р. Чороxи обнажается на левом берегу р. Чороxи; залегание его неясное.

Структура породы порфировая. Основная масса полнокристаллическая, сильно хлоритизированная, состоит из авгита, весьма разрушенного калиевого полевого шпата (Nm' 1,526±0,003) и реже альбитизи-

рованного плагиоклаза (неальбитизированный плагиоклаз имеет № 62). Спорадически встречается гематит. Зерна магнетита рассеяны по всему шлифу.

Порфировые вкрапленники представлены авгитом (cNg 47°; $2V$ 58°), иногда сросшимся с оливином, реже полностью хлоритизированным оливином и единичными зернами сильно альбитизированного плагиоклаза. Жеоды обычно выполнены альбитом и щетками зеленой, плеохроичной роговой обманки, иногда хлоритом, пренитом или цеолитом — анальцимом и сколецитом (Ng 1,519±0,003; Np' 1,512±0,003).

Название калибазальт данной породе присвоил Д. С. Белянкин, исходя из ее химического состава (см. табл. 144).

Таблица 144

Химический состав пород верхнеэоценовой трахитовой свиты

Окислы	Состав				
	1	2	3	4	5
SiO_2	52,08	62,03	46,14	48,24	50,89
TiO_2	0,58	0,39	0,88	0,79	0,59
Al_2O_3	21,12	18,51	12,89	16,38	18,82
Fe_2O_3	5,10	3,58	5,54	5,83	5,00
FeO	1,78	0,31	4,04	2,99	3,01
MnO	0 01	0,03	0,16	0,16	0,10
MgO	2,83	1,22	8,25	4,95	3,71
CaO	3,32	1,50	12,50	10,05	4,40
Na_2O	3,22	3,65	0,61	2,21	3,95
K_2O	6,67	6,07	5,02	2,36	5,45
P_2O_5	—	0,31	—	0,64	0,31
SO_3	0,26	0,96	—	—	—
H_2O^-	1,59	0,97	0,70	2,33	0,74
H_2O^+	1,51	1,80	3,20	2,44	3,95
Сумма	100,07	101,23	100,19	99,74	101,90

1 — биотитовый трахит; Гурия, район сел. Джапана (аналитик А. А. Янушкевич);
2 — трахит; Гурия, район сел. Шемокмеди (аналитики Квирикашвили, Бугианишвили);
3 — калибазальт; Аджария, район сел. Нацхвареви (аналитик В. А. Молева);
4 — тефрит; Гурия, Кодори-Насакиральский выход (аналитик В. Н. Егоров);
5 — тефрит; Гурия, район сел. Лихаури (аналитик В. И. Кобиашвили).

Тефриты. Эти породы, встреченные в Гурии, распространены незначительно.

Один образец из Кодори-Насакиральского выхода верхнеэоценовых вулканогенных пород описан Д. С. Белянкиным и В. П. Петровым (Белянкин, Маслов, Петров, 1935).

Структура породы гиалопилитовая. Основная масса представлена стеклом (N 1,525), пронизанным тончайшими микролитами плагиоклаза и авгита. Стекло отчасти преобразовано с выделением мельчайших сферолитовых агрегатов хлорофеита, одновременно отложившегося на стенках пустот, заполненных затем кальцитом. В основной массе содержатся многочисленные мелкие кристаллики лейцита округлой и шестигранной формы, пронизанные микролитами плагиоклаза и авгита.

Тефрит из сел. Лихаури (Махарадзевский район), залегающий в верхнеэоценовых образованиях, описан Т. Г. Казахашвили и М. Л. Роква (1945). Структура породы порфировая. Основная масса

состоит из бурого стекловатого базиса и светло-бурых короткостолбчатых кристаллов калиевого полевого шпата. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом, авгитом и лейцитом. Плагиоклаз образует крупные, почти полностью серицитизированные и пелитизированные кристаллы, иногда включающие основную массу и апатит. Авгит (*cNg* 46°) бледно-зеленый, образует крупные зерна и содержится в гораздо меньшем количестве, чем плагиоклаз. Лейцит (*N* 1,506—1,507) представлен также в виде крупных изотропных кристаллов, в большинстве случаев имеющих округлые, иногда плохо выраженные восьмигранные очертания. По лейциту нередко образованы псевдоморфозы анальцима, который всегда изотропен и выполняет поры (*N* 1,486—1,489). Рудный минерал встречается в виде пучков.

Интрузивные образования

Анальцимовый сиенит ущелья р. Супса. В Гурии, в ущелье р. Супса, между селениями Букисцихе и Дидивани в верхнеэоценовой вулканогенной свите, представленной биотит-анальцимовыми трахитами и анальцимовыми трахитовыми туфами, залегают анальцимовые сиениты и анальцимовые монцониты, описанные Т. Г. Казахашвили и А. П. Топуриа (1938). Анальцимовые сиениты, по данным Н. А. Рокба, обнажаются также среди трахитов и тефритов в ущельях рек Калаша и Сашвала (левый приток р. Губазеули). Эта интрузия имеет апофизы мощностью до 10 *м*.

Все интрузии по химическому и минеральному составу обнаруживают родство с трахитами и тефритами.

Структура породы центральной части интрузии гипидиоморфная. Состоит порода из анортоклаза, плагиоклаза, биотита, моноклинного пироксена, роговой обманки, анальцима, натролита и второстепенных минералов — апатита и магнетита; изредка встречается кварц.

Анортоклаз образует довольно идиоморфные кристаллы; обычно сильно пелитизирован; иногда замещен радиально-лучистым натролитом; $-2V$ 40, 52, 64, 67°; $-2V_{cp}$ 56°, в одном случае — $2V$ 22°. Плагиоклаз (№ 44—47) образует зерна, более крупные по сравнению с анортоклазом; менее пелитизирован, часто окружен каймой анортоклаза; в большинстве случаев плагиоклаз замещен анальцимом и натролитом, поэтому его состав не всегда поддается определению. Биотит образует идиоморфные и свежие чешуйки. Моноклинный пироксен встречается в виде идиоморфных и бесцветных зерен разного размера; его константы: *cNg* 34, 39, 40°; cNg_{cp} 38°; $2V$ 50, 51, 53°, 54, 55°; $2V_{cp}$ 52°. Роговая обманка представлена мелкими зернами и иглами. Анальцим замещает полевые шпаты, а также заполняет угловатые пространства между другими минералами; часто содержит включения полевого шпата, роговой обманки и апатита. Исходя из этого, а также из факта замещения полевых шпатов анальцимом, последний считают гистеромагматическим, в понимании А. П. Герасимова.

Количественно-минеральный состав породы представлен анортоклазом (67%), плагиоклазом (17%), анальцимом (10%), темноцветной составной частью (6%). Химический состав приведен в табл. 145.

В ущелье р. Супса наряду с описанными породами в среднеэоценовой свите встречаются также мелкие жилы, генетическая связь которых с упомянутыми выше анальцимовыми сиенитами не вызывает сомнений ввиду сходства их минерального состава. Наиболее отчетливо среди них различаются два типа пород: анальцимовый трахит и анальцимовый монцонит.

Анальцимовый монцонит. У сел. Дидивани интрузия анальцимового сиенита сечется темной среднезернистой породой, в которой присутствуют крупные порфировидные вкрапленники моноклинного пироксена.

Таблица 145

Химический состав анальцимового сиенита ущелий рек Калаша и Сашвала

(Аналитик Р. Е. Накашидзе)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	59,88	CaO	2,75
TiO_2	0,53	Na_2O	4,51
Al_2O_3	19,59	K_2O	4,15
Fe_2O_3	3,65	P_2O_5	Следы
FeO	1,46	SO_3	0,11
MnO	0,18	H_2O^-	0,73
MgO	2,10	H_2O^+	1,28
		Сумма	100,92

Аналогичные породы образуют в туфобрекчиевой и флишевой свитах дайку мощностью 20 *м*. Порода состоит главным образом из плагиоклаза и моноклинного пироксена. В меньшем количестве содержатся анортоклаз, анальцим, натролит и биотит. Второстепенные минералы представлены апатитом и магнетитом, вторичные — хлоритом и пелитоморфным веществом. Анортоклаз свежий и прозрачный; образует палочки и кайму вокруг плагиоклаза; $-2V$ 20, 53°.

* * *

В Ахалцихской подзоне Южной тектонической зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы развита трансгрессивно перекрывающая средний эоцен верхнеэоценовая геосинклинальная вулканогенно-осадочная свита, называемая адигенской и представленная вулканическими образованиями и их пирокластолитами, чередующимися с глинисто-песчанистыми отложениями. Вулканические образования представлены лавами андезитового, андезито-базальтового и базальтового состава; пирокластолиты — туфами и туфобрекчиями. Интрузии, связанные с этой свитой, неизвестны.

Совершенно другой характер имеет также трансгрессивно перекрывающая средний эоцен вулканогенно-осадочная свита того же возраста, развитая в Гурийской подзоне в пределах Северной тектонической зоны, которая по тектоническому строению, истории развития, фациям отложений и магматическим проявлениям является переходной к образованиям Грузинской глыбы. Эффузии их туфы обычно состоят из биотитовых трахитов; встречаются также санидиновые и анальцимовые трахиты и, кроме того, авгит-биотитовые андезит-базальты, щелочные базальты и их туфы. Терригенный материал представлен туфопесчаниками, песчанистыми глинами и мергелями. Встречаются также тефриты и интрузия анальцимового сиенита, залегающая среди образований среднего эоцена, но, судя по составу, она, возможно, связана с верхнеэоценовыми вулканогенными образованиями, присутствующими в рассматриваемой свите.

Г. С. Дзоценидзе отмечает полное химическое сходство между тефритами и щелочными базальтами Гурии. Различие заключается лишь в том, что в тефритах содержатся лейцит и стекло, а биотит и калиевый полевой шпат отсутствуют, что объясняется условиями кристаллизации

сравниваемых пород, развитых в пределах одного и того же покрова (или пластовой интрузии). В условиях быстрого остывания в периферических частях тела интрузии из богатой калием основной массы выделился лейцит и образовалась стекловатая масса (в тефритах), а в результате сравнительно медленного остывания в центральных частях тела вместо лейцита выделились биотит и калишпат (в щелочных базальтах).

Выводы по палеогеновым образованиям

Проявления магматизма в палеогене зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы в Боржомском районе, вероятно, начинаются со времени образований верхней части палеоцен-нижнеэоценовой флишевой свиты, что выражается в появлении литокристаллокластических туфов роговообманково-лабрадоровых порфиритов, характерных для геосинклинальных областей территории Грузии. Вулканизм того же возраста отмечается в области Сомхитской глыбы (ущелье р. Алгети). Продукты этого вулканизма представлены кислыми породами — лавами, лавовыми и туфовыми брекчиями, туфами, туфогенными песчаниками, отвечающими роговообманковым дацитам (в нижних частях свиты) и роговообманково-биотитовым дацитам (в верхних частях свиты).

В зоне Аджаро-Триалетской складчатой системы, вероятно, уже с конца палеоцена вплоть до конца среднего эоцена происходит непрерывная вулканическая деятельность. Развитые здесь геосинклинальные вулканогенно-осадочные свиты постепенно сменяют друг друга.

Трансгрессивные образования верхнего эоцена залегают на вулканогенах среднего эоцена.

Нижне-среднеэоценовая вулканогенно-осадочная свита представлена литокластическими, литокристаллокластическими, кристаллокластическими и смешанными туфами и покровами преимущественно авгит-лабрадоровых (андезиновых) и роговообманково-андезиновых порфиритов.

Среднеэоценовая вулканогенно-осадочная свита сложена из различных туфов (значительно преобладают), лав и секущих тел, имеющих состав авгит-лабрадоровых и авгит-альбитовых порфиритов.

Г. С. Дзоценидзе (1948) приходит к заключению, что: «... 1) спилиты везде, где только обнажены низы толщи, занимают самые нижние горизонты; 2) авгит-лабрадоровые порфириты являются самыми молодыми; 3) излияние роговообманковых порфиритов предшествует излиянию авгитовых, и в некоторых случаях роговообманковые порфириты второго цикла извержений из данного центра моложе авгитовых порфиритов первого цикла, как это наблюдалось в выходах по рекам Мокви и Дзирула; 4) плагиоклазовые порфириты появляются лишь изредка».

Приведенная закономерность не подтверждается недавними исследованиями Г. А. Чихрадзе и др. В Юго-Восточной Грузии свита в нижней части сложена маломощными терригенными отложениями и известняками, а верхняя часть является вулканогенной, низы которой представлены пирокластолитами авгит-андезин-лабрадоровых порфиритов и авгит-лабрадор-битовнитовых порфиритов, а также покровами лабрадоровых и авгит-лабрадоровых порфиритов. Верхняя часть вулканогенных образований сложена пирокластолитами альбит-олигоклазовых (андезиновых) и авгит-андезиновых порфиритов и слоистых порфиритовых туфов альбит-олигоклазового состава. Маломощные покровы имеют состав альбит-олигоклазовых порфиритов.

Большинство интрузий и даек приурочено к верхнемеловым и палеоцен-эоценовым образованиям и, по-видимому, имеет среднеэоценовый возраст, так как по составу они подобны среднеэоценовым магма-

тическим образованиям и, кроме того, испытали аналогичные с последними наложенные процессы. Наблюдающиеся структурные различия обусловлены характером кристаллизации. Мелкие тела обычно представлены порфиритами, которые встречаются также в периферических частях относительно крупных тел, внутренние части которых сложены габбро или диабазами.

Все среднеэоценовые магматические породы, включая и дайковые тела, испытали одни и те же наложенные процессы; разница в основном заключается в различной интенсивности их.

Последовательность проявления процессов такова: альбитизация, калишпатизация, окварцевание, хлоритизация, цеолитизация или анальцимизация, амфиболизация, карбонатизация и магнетитизация. Более интенсивными являются цеолитизация и хлоритизация, в отдельных случаях сильнее выражена калишпатизация.

Следует отметить, что контактовые изменения, наблюдаемые во вмещающих породах, а также образование Дзамского магнетитового месторождения связаны не с габбровой интрузией, а с постмагматическими химически активными кислыми флюидами, производящими соответствующие преобразования и самих интрузивных пород, как это было видно из их петрографической характеристики.

Источником железа, по нашему мнению, служили железисто-магнезиальные минералы габброидов, подвергшиеся разрушению. В результате этого высвобождалось железо, которое переходило в раствор и мигрировало по трещинам и капиллярам в интрузивном теле и во вмещающих породах. При благоприятных условиях происходило отложение железа из растворов с образованием скоплений тех или иных размеров.

Процессы калишпатизации, окварцевания и альбитизации начинают играть существенную роль в палеогеновых образованиях Аджарии и Гурии. Они приводят к возникновению за счет габбро-диабаз-порфировых пород, анортоклазовых габбро, кварцевых габбро, кварц-анортоклазовых габбро, анортоклазовых габбро-диоритов, кварцевых сиенит-диоритов и сиенитов. В породах этих интрузивов наряду с названными процессами обнаруживается биотитизация.

Подобно палеоцен-нижнеэоценовому вулканизму, верхнеэоценовый вулканизм проявлен в двух различных геотектонических областях — геосинклинальной (адигенская свита) и переходной от геосинклинальной к глыбе (трахитовая свита).

Встречающиеся в среднем эоцене секущие тела тефритов и анальцимовых сиенитов, по-видимому, связаны с развитием верхнеэоценового вулканизма щелочного состава.

Схему возрастной последовательности магматических процессов в палеогене в зонах Аджаро-Триалетской складчатой системы и Сомхитской глыбы можно представить следующим образом:

Палеоцен — нижний эоцен

Центральная зона (подзона IV_2^2)

Литокристаллокластические туфы роговообманково-лабрадоровых порфиритов Боржомского района, связанные с верхней частью литокластического туфа Боржомского района.

Болнисская зона (подзона V_2^2)

Лавы, лавовые и туфовые брекчии и туфы роговообманковых дацитов (в нижней части свиты) и роговообманково-биотитовых дацитов (в верхней части свиты) ущелья р. Алгети.

Нижний — средний эоцен

Центральная и южная зоны

Литокластические, литокристаллокластические, кристаллокластические и смешанные туфы, а также покровные тела авгит-лабрадоровых (андезиновых) и роговообманково-андезиновых порфиритов и часть секущих их тел того же состава.

Средний эоцен

1. Различные туфы, лавы и секущие тела авгит-лабрадоровых (битовнитовых) и авгит-альбитовых (андезиновых) порфиритов, связанные со среднеэоценовой вулканогенно-осадочной свитой.

2. Большинство основных интрузий и дайковых тел, приуроченных к верхнемеловым и палеоцен-нижнеэоценовым образованиям.

3. Анортоклазовые габбро, кварцевые габбро, кварц-анортоклазовые габбро, анортоклазовые габбро-диориты, кварцевые сиенит-диориты и сиениты, залегающие в среднеэоценовой вулканогенно-осадочной свите и представляющие собой продукты метасоматического преобразования среднеэоценовых габбро-диабаз-порфиритовых пород, по возрасту, вероятно, отвечающие верхам среднего эоцена — низам верхнего эоцена.

Верхний эоцен

Южная зона (подзона IV^1_3)

Вулканические образования и пирокластолиты андезитового, андезит-базальтового и базальтового состава, чередующиеся с глинисто-песчанистыми отложениями (адигенская свита).

Северная зона (подзона IV_1^1)

1. Эффузии и туфы биотитовых, санидиновых и анальцимовых трахитов и трахиандезитов, авгит-биотитовых андезито-базальтов и щелочных базальтов, перемежающиеся с туфопесчаниками, песчанистыми глинами и мергелями.

2. Секущие тела тефритов, анальцимовых сиенитов и др., залегающие в среднем эоцене, по-видимому, связаны с развитием верхнеэоценового вулканизма щелочного состава.

НЕОГЕН — ПОСТПЛИОЦЕН

По вулканическим образованиям неогена — постплиоцена территории Грузии имеются многочисленные исследования. Не вдаваясь в глубину истории геологической изученности Кавказа, можно отметить, что исследования молодых эффузивов в Грузии и на Кавказе в целом были начаты Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1901, 1914). Затем одновременно с названным автором и после эти исследования проводились, в частности, В. В. Дубянским (1904, 1906), Д. С. Белянкиным (1917), В. П. Ренгартеном (1932), Б. В. Залесским, В. П. Петровым и Б. П. Беликовым (1934, 1936), Д. С. Белянкиным и В. П. Петровым (1945), Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1948, 1951), К. Н. Паффенгольцем (1951), Н. И. Схиртладзе и многими другими.

Несмотря на накопленный большой фактический материал, до последнего времени не было обобщающей работы по молодым эффузивам территории Грузии. Этот пробел был восполнен Н. И. Схиртладзе (1958). Характеристика лав, приведенная ниже, дается в основном по монографии названного автора.

Лавы геоантиклинальной зоны Большого Кавказа в пределах территории Грузии

На территории Грузии в неоген-постплиоцене вулканические извержения проявились в верховьях рек Арагви, Ксани и Лиахви (Кельское нагорье) и Терека (Казбекская вулканическая область) (рис. 37).

Вулканы и лавы Большого Кавказа почти всеми исследователями датировались в основном как четвертичные; К. Н. Паффенгольц доказывает для части их олигоценовый возраст. В схеме В. П. Ренгартена лавы Казбекского района в основном рассматриваются как четвертичные, однако в плиоцене (акчагыле и апшероне) отмечается наличие интенсивной вулканической деятельности: выбросы вулканических пеплов и излияние лав. По наблюдениям Н. И. Схиртладзе (1958) в районе Кельского вулканического нагорья устанавливается, что лавы раннего излияния заполняют дочетвертичный (доледниковый) рельеф. К таким эффузивам этот автор относит лавы Малый Непискало, Кель-

ского плато, Эрмани, Кай-Дона, Фидар-Хоха и лавы раннего излияния горы Казбек, останцы которых находятся в выносах р. Чхери, поток Мна-Дона, лавы вулканов Кабарджина, Садзели и др.

По данным того же автора, четвертичными (постледниковыми) лавами являются лавы западной части Кельского нагорья; Ходжский поток и Ахубатское плато, а также лавовые потоки Казбека: Циклаурский (Цдо), Сакецетский, Чхерский, Аршрский, Тхаршетский, Ците-

Рис. 37. Гора Казбек. Фото Н. И. Схиртладзе

лидзирский, Бетлемский, Хорисарский, Хадисхевский, Мамисонский, плоской вершины Малый Непискало, верховьев р. Ксани и др.

По данным К. Н. Паффенгольца (1958), лавы Кельского плато являются разновозрастными; наиболее древние из них относятся к миоплиоцену.

Кельское вулканическое нагорье

В Кельском вулканическом нагорье выделяются следующие морфологические части: на востоке — лавы Малый и Большой Непискало; на юго-востоке — Кельское лавовое плато, на северной окраине которого возвышаются вулканы Нарвани и Безымянный, в центре — вулканический купол и лавовый поток Кели, Ахубетское и Эрманское лавовые плато и связанная с ним цепь вулканов — Фидар-Хох, Сырх-Хох, Зилга-Хох, Шар-Хох и др. (на западе).

Малый Непискало (семь братьев) является полигенным сложным вулканом, действовавшим не менее трех раз, не считая позднего бокового извержения на так называемой «Плоской вершине».

При первом акте извержения образовался главный массив Малого Непискало и самый нижний поток древнего русла р. Арагви, сложенный олигофировыми, преимущественно микролитовыми дацитами. Далее без существенного перерыва следовало извержение андезито-дацитовых лав второго потока, в связи с чем образовалась боковая куполовидная вершина. В период покоя, наступивший после этого, размываются уже существующие вулканические сооружения и на размытой поверхности потоков накапливаются речные отложения (галечники). Затем возобновляется вулканизм, имеющий сначала взрывной характер (лапилли и брекчии), после чего извергается микролитовая даци-

товая лава, перекрывающая конгломераты. Завершающим было боковое извержение на «Плоской вершине», давшее гиперстен-авгитовые андезиты.

Дациты серого или красноватого цвета, иногда пористые, порфировой структуры. Основная масса слагается из микролитов олигоклаза (№ 25—30) и андезина (№ 36—40), гиперстена и магнетитовой пыли. В промежутках микролитов наблюдаются буроватое стекло и кристобалит. Вкрапленники представлены гиперстеном и в редких случаях — плагиоклазом.

Андезиты (массивные или пористые) имеют гиалопилитовую основную массу, состоящую главным образом из микролитов андезина,

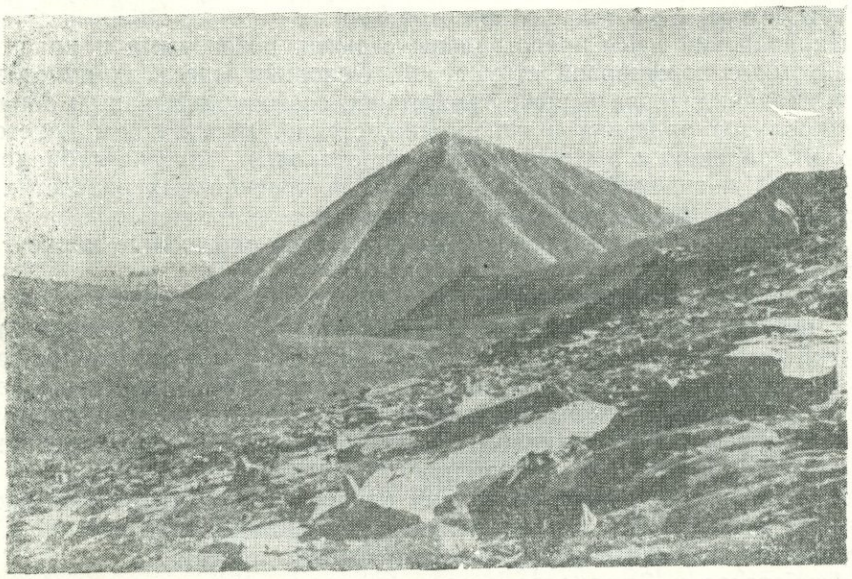


Рис. 38. Вулкан Большой Непискало, вид с запада. Фото Н. И. Схиртладзе

темно-бурого стекла, магнетита и гиперстена (мало). Фенокристаллы представлены кислым лабрадором (№ 52) и гиперстеном. Реже породы содержат ксенолиты кварца.

Как отмечено, боковое извержение «Плоской вершины» дало гиперстен-авгитовые андезиты. В связи с этим извержением образовались также кордиеритовые андезиты, которые наряду с плагиоклазом, железисто-магнезиальным силикатом и светло-синим кордиеритом содержат мелкозернистые шлировые образования, сложенные из пироксена, плагиоклаза, рудного минерала и кордиерита секторального строения.

Большой Непискало (рис. 38) представляет экструзивный конус, сложенный массивными и брекчиевыми лавами. По исследованиям Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, лавы этого конуса обладают двумя отличительными чертами: большей кислотностью (липарит-дациты) и меньшей кристалличностью. Несмотря на различия в цвете, структура лав главным образом порфировая, иногда афировая. Вкрапленники представлены андезином, биотитом, гиперстеном и роговой обманкой. Количественно преобладает андезин, иногда биотит. Основная масса стекловатая. Микролиты представлены олигоклаз-андезином, изредка — ромбическим пироксеном.

В экструзивном конусе Большого Непискало встречаются также эвтакситовая стекловатая порода с чередованием черных и красных полос и пехштейновые порфириты.

Среди лав, слагающих купол Кели и примыкающий к нему с восточной стороны лавовый поток, господствуют розовато-красные массивные и брекчиевые дациты. В подчиненном количестве представлены темно-серые дациты, которые петрографически не различимы. Структура их порфировая (трахитовая). Основная масса состоит из флюидально расположенных микролитов и микрофенокристаллов андезина, гиперстена, магнетита, бурого стекла и кристобалита. Вкрапленники представлены опацитизированной роговой обманкой, гиперстеном и зональным микротиновым андезин-лабрадором. Таков же состав лавового потока, имеющего самостоятельный центр извержения.

Кельское лавовое плато образовано накоплением продуктов, извергающихся из двух центров — шлакового конуса Южного Наравани и лавового конуса с абсолютной высотой 3191 *м.*

Нараванские лавы представлены серыми, розоватыми и красными андезитами с порфировой структурой. Основная масса их пилотакситовая, гиалопилитовая и реже трахитовая, состоящая главным образом из микролитов андезина и гиперстена, стекла, магнетита и кристобалита. Вкрапленники представлены микротиновым андезин-лабрадором (№ 46—66) и гиперстеном. В розоватых и красноватых разностях гиперстен почти полностью гематитизирован.

Аналогичный состав имеют шлаки и лавы, слагающие конус Нарвани.

Значительно отличаются от этих лав излияния лавового конуса с абс. высотой 3191 *м.* Здесь развиты серые и слегка розоватые андезито-дациты. Они обнаруживают порфировое строение, с гиалопилитовой или пилотакситовой основной массой, состоящей из микролитов андезина, гематитизированного гиперстена, стекла и магнетита. Вкрапленники представлены микротиновым лабрадором (№ 58), опацитизированной роговой обманкой и гиперстеном.

В верховьях р. Ксани, на правом берегу имеется небольшой изолированный выход лавы, характеризующейся андезитовым составом, извергавшейся, по-видимому, из самостоятельного центра.

Ахубетское и Эрманское лавовые плато и связанная с ними цепь вулканов: Фидар-Хох, Сырх-Хох, Зилга-Хох, Шар-Хох и др.

Ранние продукты извержения здесь представлены сравнительно основными породами — андезито-базальтами. Далее извергаются более кислые лавы — гиперстеновые андезиты и андезито-дациты, а затем — роговообманково-гиперстеновые дациты. Ходжская щелочная трахиандезитовая лава изливалась позднее всех других.

В восточной части Ахубетского и Эрманского плато, на правом берегу р. Эрман, обнажается лавовый поток, нижняя часть которого сложена серовато-зеленой лавой. Последняя в восходящем разрезе сменяется сначала красноватой, а затем красной и, наконец, брекчиевой лавами.

Серовато-розовая лава представляет афировую породу с пилотакситовой основной массой, состоящей из микролитов олигоклаза, ромбического и моноклинного пироксена и магнетита. Промежутки между микролитами выполнены кристобалитом. Микрофенокристаллы представлены андезином, гиперстеном и клинопироксеном. В красных разностях пироксен гематитизированный.

К западу от этого потока обнажается темно-серый андезито-базальтовый поток, пилотакситовая основная масса которого состоит из микролитов андезина, авгита и магнетита. Фенокристаллов мало; представлены они оливином, замещенным вдоль трещин хлоритом.

Выше залегает более кислая — андезито-дацитовая лава, переходящая в некоторых участках в атакситовую разность.

Слабо рассланцованными афанитовыми андезито-дацитами сложена связанная с Ахубетским и Эрманским плато цепь вулканических кону-

сов. Несколько отличается лава Сырх-Хоха, представляющая собой порфировую породу, в большом количестве содержащую роговую обманку.

В западной части Ахубетского и Эрманского плато распространены черные и красные лавы (Ходжский поток), с гиалопилитовой основной массой, состоящей главным образом из черного стекла. Микролиты расположены иногда флюидно и представлены плагиоклазом. Фенокристаллы представлены плагиоклазом, роговой обманкой и ромбическим пироксеном. Плагиоклаз соответствует лабрадор-битовниту.

По химическому составу лавы Кельского нагорья отвечают липарито-дацитам, дацитам, андезито-дацитам, андезитам и андезито-базальтам. В одном случае (Ходжский поток) был обнаружен трахиандезит. В целом породы укладываются в рамки известково-щелочной серии и похожи на лавы Тихоокеанской области.

Химический состав лав Кельского нагорья приведен в табл. 146.

Таблица 146

Химический состав лав Кельского нагорья

Окислы	Состав					
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	69,39	67,26	61,88	58,64	54,48	65,18
TiO_2	0,21	0,42	0,63	0,94	1,60	—
Al_2O_3	14,92	14,58	17,54	16,98	16,81	17,61
Fe_2O_3	1,39	1,84	0,29	1,63	1,31	1,44
FeO	0,50	2,59	4,35	4,81	4,73	2,73
MnO	0,04	0,07	0,14	0,14	0,14	—
MgO	1,19	1,76	3,27	4,50	5,83	0,18
CaO	2,10	3,64	4,69	5,32	7,56	5,81
Na_2O	2,46	4,92	3,58	2,95	4,29	4,01
K_2O	3,71	2,17	2,29	2,75	1,65	3,18
P_2O_5	0,19	0,31	0,57	0,58	0,49	—
SO_3	0,07	0,13	0,27	0,21	0,07	—
H_2O^-	1,14	0,26	0,24	0,46	0,66	0,32
H_2O^+	1,74	0,04	0,28	0,34	0,52	0,12
Сумма	100,05	100,02	100,02	100,21	100,14	100,58

1—кирпично-красный липарито-дацит; Большой Непискало (аналитик О. Ф. Размадзе);
2—серый дацит; Малый Непискало (аналитик О. Ф. Размадзе);
3—серый кордиеритовый андезито-дацит; Малый Непискало (аналитик О. Ф. Размадзе);
4—черный андезит; Малый Непискало (аналитик О. Ф. Размадзе);
5—темно-серый андезито-базальт; Ахубетское и Эрманское плато (аналитик О. Ф. Размадзе);
6—андезито-трахит; Ходжский поток (аналитик П. И. Лебедева).

Лавы вулканов Сакохе-Садзели, Хорисар, Кабарджина, Милиони и Цителдзири

Вулканы Сакохе-Садзели и Хорисар приурочены к водоразделу Большого Кавказа, а вулканы Кабарджина, Милиони и Цителдзири — к его склонам. Ниже дается характеристика пород этих вулканов.

От вулканического центра Сакохе в южном направлении распространяется довольно мощный Гудаурский поток длиной до 13 *км*. Другой сравнительно короткий (7—8 *км*) поток исходит также из центра

Сакохе и спускается к юго-востоку, до русла р. Хатисхеви. В северо-западном направлении к истокам р. Садзелисхеви стекает лавовая гряда, сложенная красными и серыми дацитами.

Лавы Гудаурского и Хатисхевского потока являются более древними (доледниковыми) и относятся к андезито-базальтам, которые представляют черные или светло-серые, иногда пористые породы, с хорошо выраженной шестигранной столбчатой отдельностью; такие породы наблюдаются на шоссе около сел. Млети (рис. 39). Основная масса породы состоит главным образом из микролитов. Стекла мало и оно образует интерсертальные участки. Из железисто-магнезиальных минералов содержатся роговая обманка и ромбический пироксен. Харак-

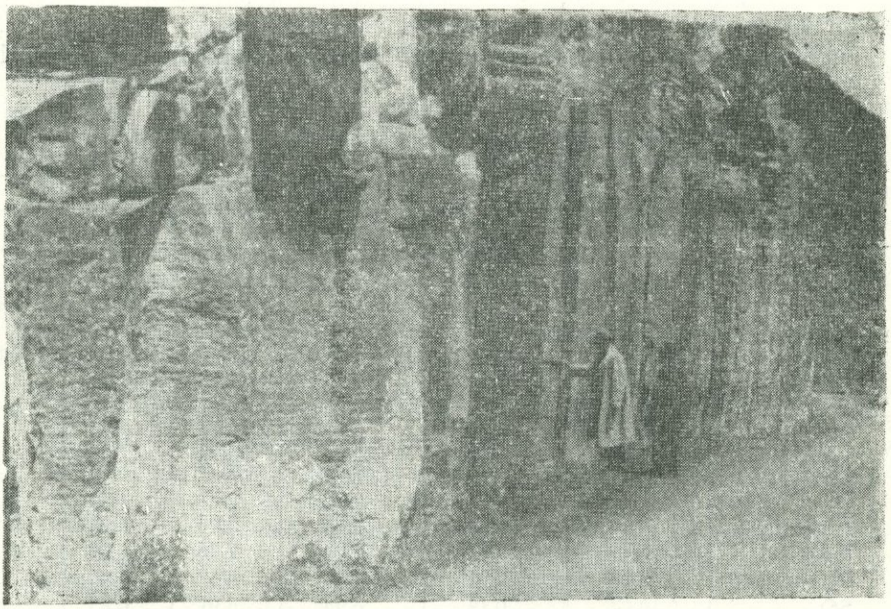


Рис. 39. Призматическая отдельность в андезито-базальтах на участке Военно-Грузинской дороги, несколько выше сел. Млети. Фото Н. И. Схиртладзе

терно присутствие оливина, иногда в значительном количестве. Как вкрапленники, так и микролиты плагиоклаза относятся к лабрадор-битовниту. Содержание SiO_2 от 54,43 до 57,80%.

Вулкан Хорисар — двухконусное вулканическое сооружение. Западный более высокий конус — экструзивный — лавовыми потоками не сопровождается; восточный же конус имеет кратер. Различаются три следующие друг за другом излившиеся лавы.

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, лавы представлены серыми и черными андезито-дацитами. Черная лава в виде вкрапленников в большом количестве содержит лабрадор. Основная масса, бедная стеклом, имеет трахитовую структуру и слагается из микролитов плагиоклаза двух генераций: крупные — более кислые, мелкие — относительно основные. Серая лава содержит большое количество вкрапленников плагиоклаза, ромбического пироксена и роговой обманки. Плагиоклаз зональный: в центре № 39, в следующей зоне № 41, в третьей зоне № 42—43, в краевой зоне № 35. В верхних частях потока залегают более кислые (SiO_2 62, 38, 68, 24%) красные и розовые лавы.

Вулканы Кабарджина, Цителдзири и Милиони извергали кислые лавы — дациты, андезито-дациты и андезиты. Помимо лав, встречаются также брекчии, туфы и агломераты.

Красная дацитовая лава вулкана Милиони содержит крупные вкрапленники плагиоклаза (лабрадора), базальтической роговой обманки и гиперстена. Основная масса состоит из призмочек и микролитов плагиоклаза и гематитизированного гиперстена. Последний минерал и стекло обнаруживаются меньшим, чем у канадского бальзама, показателем преломления.

Дацитовая лава распространена также на вулкане Цителдзири. В этой породе вкрапленники представлены лабрадором, биотитом и ромбическим пироксеном. В стекловатой основной массе содержатся микролиты андезина.

Породы вулкана Кабарджина близки по составу и соответствуют в основном андезито-дацитам и дацитам. Вкрапленники представлены андезин-лабрадором и гиперстеном, наряду с которыми встречаются роговая обманка и реже — биотит. Основная масса состоит из стекла, микролитов и тех же минералов, кроме биотита. Изредка содержатся слегка мутные, мелкие зерна, по-видимому, калиевого полевого шпата.

Лавы верховьев р. Ксани и гор Настыцуб, Гиух, Цителимта и др.

Возраст лав верховьев р. Ксани условно определяется как древнечетвертичный, на что указывает значительный эрозионный срез (на 100—150 *м*) после излияния лав. Лавы представлены красными и черными дацитами, основная масса которых полустекловатая. Наряду с микролитами полевого шпата содержатся псевдоморфозы рудного минерала по роговой обманке и пироксену. Фенокристаллы представлены плагиоклазом (№ 42—62), гиперстеном, базальтической роговой обманкой и реже оливином.

Гиухский вулканический центр расположен в верховьях р. Лиахви. Лавы конуса дацитового состава; в большом количестве они содержат базальтическую роговую обманку.

Бескратерный вулкан Настыцуб возвышается в верхней части долины р. Джеджоры. Он сложен бурыми и розовыми дацитами, основная масса которых трахитовая, состоящая из микролитов плагиоклаза (№ 20—30) и ромбического пироксена, к которым добавляется стекловатая масса и пылевидный магнетит. Вкрапленники представлены диссоциированной роговой обманкой.

В районе Мамисонского перевала обнажаются андезито-дацитовые лавы вулкана Цителимта, имеющие различный цвет и одинаковый состав. Стекловатая основная масса содержит микролиты плагиоклаза и гиперстена. Фенокристаллы представлены андезин-лабрадором, гиперстеном, энстатитом и роговой обманкой. Много магнетита. В пористой разности отмечается кристобалит.

Лавы вулкана Казбек

Казбекские лавы развиты в верховьях р. Ксани. Гора Казбек представляет собой двуглавый вулканический конус с абс. высотой 5043 *м*, возвышающийся на субстрате, сложенном из нижнеюрских отложений и лав.

Вулкан Казбек сложен из полигенного вулканического аппарата, извергавшегося не менее четырех раз. Продукты первого извержения большей частью уничтожены последующей эрозией и лишь изредка встречаются в виде глыб и пепла под более молодыми потоками в континентальных отложениях. Продуктами последующих извержений являются радиально отходящие от главного конуса лавовые потоки Чач-Хохский, Гвилетский, Цдоский, или Циклаурский, Чхери-Сакецетский,

Арширский, Мна-Донский и др. В разрезах некоторых из этих потоков (Чхери-Сакецетского, Циклаурского) ясно различаются следы двух этапов извержения, разделенных ледниковыми отложениями; в каждой из лав различается ряд мелких потоков. Конус Казбека образовался в результате последнего этапа извержения.

Состав лавы конуса Казбека на протяжении всей вулканической деятельности изменялся очень незначительно — от гиперстенового андезита до гиперстен-роговообманкового трахидацита. Во время первых извержений наряду с лавами извергались также эксплозионные продукты.

Эти образования, по данным К. Н. Паффенгольца (1958), представлены туфобрекчиями и туфоконгломератами, прослаивающими потоки лав.

По морфологическим особенностям на горе Казбек различаются следующие этапы развития вулканизма. Активность вулкана началась, вероятно, еще в плиоцене, а возможно, и в верхнем миоцене, до заложения современной речной сети. К этому времени, кроме континентальных отложений, состоящих из лавовых глыб и пепла, относятся некоторые потоки, заполняющие древний рельеф и носящие следы воздействия ледников. Последующие извержения происходили в четвертичный период. Потоки в большинстве случаев приспособлялись к существующим формам рельефа. Наиболее молодыми следует считать боковые извержения Казбека — Тхаршетскую и Кичутцверскую лавы, породы которых сохранили свежесть.

Ниже приводится петрографическая характеристика типичных представителей лав вулкана Казбек.

Лава Циклаурского потока андезитового состава. В гиалопилитовой основной массе породы содержатся вкрапленники плагиоклаза и пироксена (ромбического и моноклинного). В зональном плагиоклазе ядро имеет № 60—65, а периферическая зона — № 37—45, но встречаются зональные плагиоклазы, окруженные каймой более основного плагиоклаза (№ 58—62).

В Циклаурской лаве Д. С. Белянкин отмечает интрателлурические включения кварца, плагиоклаза, калиево-натриевого полевого шпата и разрушенного железисто-магнезиального минерала.

Красная лава из этого же потока содержит в виде вкрапленников зональный плагиоклаз, пироксен, базальтическую роговую обманку и биотит. В одном случае наблюдался корродированный кварц. Черная лава занимает промежуточное положение между серой и красной лавами.

В Чач-Хохской лаве в отличие от описанных выше присутствуют вкрапленники оливина и кварца.

Лавы Чхери-Сакецетского потока детально изучены Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, согласно которому они имеют различную окраску — от черной до светло-серой, иногда же розовую и красную. Породы лав характеризуются ясно выраженной столбчатой или плитчатой отдельностью. По составу они главным образом энстатит-амфиболовые или гиперстен-амфиболовые; встречаются также авгитовые, энстатит-авгитовые, авгит-роговообманковые, бронзитовые разности и, наконец, содержащие только диссоциированную роговую обманку; полевой шпат в этих лавах представлен плагиоклазом, санидином и анортоклазом. Основная масса состоит из стекла и мелких кристалликов названных минералов.

Ф. Ю. Левинсон-Лессингом описывается образец лавы, взятый непосредственно из пород, слагающих вершину горы Казбек. Порода пористая, красновато-бурого цвета. Основная масса пилотакситовая. Содержит вкрапленники олигоклаз-андезина и гиперстена. По химическому составу определяется как трахидацит.

Боковые извержения вулкана Казбек послеледникового времени дали продукты биотитовых и биотит-роговообманковых андезито-дацитов серого, красного и пестрого цвета. Вкрапленники представлены лабрадором, андезином, роговой обманкой и биотитом. Основная масса состоит из андезина, гиперстена, магнетита и стекла.

Химический состав лав приведен в табл. 147.

Крез-Чимасские лавы

Эти лавы (андезиты) развиты в пределах Гагринско-Джавской тектонической зоны складчатой системы Южного склона Большого Кавказа. Насчитывается около восьми изолированных выходов. Наибольшее число их наблюдается на вершине Мтавар-Ангелози, лавы которой

Таблица 147

Химический состав эффузивных Казбекских и Крез-Чимасских лав

Окислы	Состав				
	1	2	3	4	5
SiO_2	59,32	63,60	64,52	64,35	59,82
TiO_2	0,96	0,68	0,68	0,51	0,97
Al_2O_3	15,91	17,14	17,28	16,50	17,44
Fe_2O_3	2,80	0,29	5,12	2,87	0,57
FeO	3,89	2,90	0,18	1,73	5,16
MnO	0,09	0,10	—	0,09	0,36
MgO	4,46	3,56	2,20	2,55	3,16
CaO	5,54	4,57	4,29	4,56	5,50
Na_2O	4,73	4,01	3,81	2,77	4,60
K_2O	1,88	2,03	2,51	2,22	1,94
H_2O^-	0,10	0,16	—	0,28	0,57
H_2O^+	0,06	0,14	0,52	1,37	—
Сумма	100,02	100,18	100,43	99,94	100,09

1—*андезит Сакецетского потока (аналитик О. Ф. Размадзе);*
2—андезито-дацит Ткаршетского потока (аналитик О. Ф. Размадзе);
3—дацит сырх-казбекский (аналитик П. И. Лебедева);
4—трахидацит вершины Казбека (аналитик Б. В. Залесский);
5—андезит из Крезской лавы (аналитик В. П. Иванова).

Таблица 148

Количественно-минеральный состав Крез-Чимасских лав

Минералы	Состав				
	1	2	3	4	5
Плагиоклаз	32	29	33	28	19
Пироксен	8	18	5	10	25
Магнетит	Мало	4	2	1	5
Поры	Нет	3	2	Мало	Нет
Стекловатая масса	*60*	*46*	*58*	*61*	*51*
Сумма	100	100	100	100	100

1—черная Крезская лава;
2—бурая „ „
3—бурая Боргнисская лава;
4—черная „ „
5—Кимасская лава.

спускаются к селениям Чавчин и Джагиартау. Два выхода имеются в ущелье р. Кимас и один — на правом берегу р. Лиахви, на склоне горки около сел. Боргниси.

Относительно возраста этих лав Б. В. Залесский и В. П. Петров (1934) и Б. В. Залесский, В. П. Петров и Б. П. Беликов (1936) указывают, что они являются образованиями недавнего прошлого.

По петрографическому составу породы всех этих потоков лав близки и отвечают андезитам. Они черные, плотные, стекловатые, содержат крупные включения (ксенолиты) кварца с реакционной каймой, свидетельствующие о процессах глубинной ассимиляции магмой пород основного состава кислого субстрата. Кроме того, наблюдаются серые плотные разности, в которых различаются обломки минералов и шлаковых и плотных лав, сцементированных флюидальной массой.

Структура андезитов витрофировая. Вкрапленники не наблюдаются. Основная масса породы состоит главным образом из зонального плагиоклаза (размер зерна до 0,04 *мм*), в центральной части обнаруживающий № 60—70, в промежуточной — № 47—50, в краевой — № 30—40. В нее входят также ромбический (энстатит) и моноклинный (авгит) пироксены, базальтическая роговая обманка, а также оливин, магнетит и апатит в виде мелких зерен.

Количественно-минеральный и химический состав пород приведены в таблицах 147 и 148.

Выводы

На Большом Кавказе, в пределах территории Грузии вулканизм после длительного перерыва (начавшегося с юры) вновь проявился в неогене и продолжался до постплиоцена. Различаются два этапа извержения — древний (доледниковый), имевший место в плиоцене, а возможно, и в верхнем миоцене, и послеледниковый (плейстоцен-голоценовый).

Если проявления древнего, донеогенового вулканизма были связаны с погружениями геосинклинальных трогов и носили подводный характер, то неоген-постплиоценовый вулканизм совпадает с медленными и небольшими перерывами в воздымании области и происходит в субаэральных условиях.

По мнению Н. И. Схиртладзе (1958), эффузивы по химизму относятся к известково-щелочной серии и приближаются к типу Электрик-Пик Тихоокеанского орогенного кольца. Наиболее основные лавы представлены андезито-базальтами, а кислые — липарито-дацитами. Во времени основные лавы предшествуют кислым, причем указанная закономерность наблюдается и в пределах одного вулканического аппарата, что, по-видимому, объясняется постепенно нарастающим процессом ассимиляции исходной основной магмой гранитоидных пород субстрата, имеющего большую мощность. О глубинной ассимиляции говорит наличие в крез-чимасских андезитах Южной Осетии крупных включений (ксенолитов) кварца с реакционной каймой.

Характерной минеральной особенностью послепалеогеновых лав Большого Кавказа, развитых в пределах территории Грузии, является содержание гиперстена (иногда энстатита), который присутствует вместе с плагиоклазом как в основной массе, так и среди вкрапленников. Для основной массы этих пород обычными являются микролиты плагиоклаза, в промежутках между которыми располагается стекло, иногда же кристобалит; в некоторых андезитах содержится также кордиерит. Кроме названных минералов, нередко встречаются биотит, авгит, роговая обманка (часто базальтическая), оливин (в базальтовых разностях, иногда в значительном количестве), кварц и калиевый полевой шпат (в Циклаурском потоке).

Наложенные процессы, проявлявшиеся в молодых лавах зоны Грузинской глыбы (описанные ниже), здесь отсутствуют, однако можно отметить своеобразие этих процессов, в частности гематитизацию гиперстена как основной массы, так и вкрапленников, опацитизацию роговой обманки (встречаются псевдоморфозы рудного минерала по роговой обманке и пироксену).

Эффузивные образования зоны Грузинской глыбы

В пределах Грузинской глыбы постпалеогеновые вулканогенные образования известны в центральной части Южной Осетии, Верхней Имеретии, Раче и Окрибе. Эффузивы Южной Осетии, Верхней Имеретии и Рачи связаны с сарматскими, а окрибские — с батскими отложениями. Их возраст, по-видимому, находится в пределах верхнего миоцена — плиоцена.

Ванат-сталинир-квасатальские базальты

Лавы имеют андезит-базальтовый и базальтовый составы. Зафиксировано около 30 самостоятельных выходов. В западной части сел. Квасатали насчитывается 10 покровов; в восточном же направлении до ущелья р. Б. Лиахви лавы отсутствуют. На левом берегу названной реки, на западном склоне горы Кособиантвели, имеется около семи разобщенных выходов. В Праси-Эредвском районе, восточнее сел. Сарабуки и под Ванатской крепостью, выходы лав сопровождаются большим количеством туфов. Восемь выходов отмечается на участке сел. Сатыкар; здесь встречаются также экструзивные куполы — выходы у селений Сатыкар и Сарабуки, а также выход под Хеитской башней.

По данным Б. В. Залесского, В. П. Петрова и Б. П. Беликова (1936), ванатские базальты представляют собой внутриформационные покровы, залегающие в отложениях верхнего сармата. Названные авторы отмечают также, что некоторые выходы лав в окрестностях г. Сталинири и сел. Квасатали расположены на самых молодых террасах рек Лиахви и Проне; поэтому и возраст лав ими определяется как четвертичный. Но, согласно И. Р. Кахадзе и Н. А. Канделаки, упомянутые террасы представляют собой конгломератовую свиту меотиса—понта, в которую участки лавы включены в виде эрозионных глыб; вместе с тем не наблюдается потока лавы, спускающегося в долину. Кроме того, конгломератовая свита и останцы лав образуют складки. Все это говорит в пользу дочетвертичного — мио-плиоценового возраста лав.

По петрографическим данным, среди пород лав выделяются два типа — бурые, вариолитовые или пористые андезито-базальты и черные, массивные базальты.

Породы первого типа характеризуются порфировой структурой. Фенокристаллы представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном, реже роговой обманкой и биотитом. Микролиты в основной массе образуют плагиоклаз и пироксен. За счет основной массы образовался хлорит. Оливин замещается иддингситом.

Породы второго типа состоят в основном из микролитов плагиоклаза (№ 58—60). Несколько более крупные кристаллы этого минерала соответствуют андезину. Из железисто-магнезиальных минералов встречаются оливин и реже — моноклинный пироксен. Второстепенные минералы представлены апатитом, магнетитом и в жеодах — кристобалитом.

Химический состав пород приведен в табл. 149.

Таблица 149

Химический состав базальтов зоны Грузинской глыбы

Окислы	Состав					
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	51,70	49,40	45,70	45,36	50,24	46,06
TiO_2	1,60	1,95	1,53	2,16	1,26	1,12
Al_2O_3	17,62	18,00	17,70	14,42	17,64	17,56
Fe_2O_3	5,69	5,33	1,74	1,74	2,56	6,09
FeO	2,47	4,28	6,39	6,78	5,11	4,58
MnO	0,14	0,12	0,12	—	0,15	0,16
MgO	3,63	5,09	8,47	9,01	8,13	7,78
CaO	8,63	8,03	10,06	10,73	7,56	11,42
Na_2O	4,08	4,62	2,53	2,25	3,75	1,17
K_2O	2,91	0,98	1,61	1,29	1,79	1,39
P_2O_5	—	—	—	—	0,71	0,21
BaO	0,04	—	—	—	—	—
SO_3	—	—	—	—	0,28	0,16
H_2O^-	0,71	1,90	0,63	1,63	0,60	1,39
H_2O^+	—	—	3,34	3,12	0,28	1,18
Сумма	99,28	99,70	99,82	98,49	100,06	100,27

1—базальт; сел. Квасатали (аналитик В. А. Молева);
2—базальт; сел. Ванати (аналитик П. Баженов);
3—оливиновый базальт; сел. Перевиси; южный выход (аналитик Ю. Н. Книлович);
4—базальт; сел. Перевиси; северный выход (аналитик Л. Левенфиш);
5—базальт; сел. Горадзири (аналитик О. Ф. Размадзе);
6—базальт; сел. Наманеви (аналитик В. Кобиашвили).

Базальты сел. Перевиси

В Чиатурском районе, у сел. Перевиси известны два штокообразных базальтовых тела — южное и северное — продолговатой формы и меридионального направления; длина тел соответственно около 1500 и 1700 *м*, ширина 550 и 1300 *м*, мощность 50—60 и 40—50 *м*.

По данным А. Г. Бетехтина (1936), южный выход — лакколит сечет конкские и спаниодонтелловые слои, северный — олигоценовые осадки — спонголитовые песчаники, чокракские песчаники и глины и, наконец, спаниодонтелловые слои; он располагается между осадками верхнего мела и марганцевой свитой; в верхнемеловых отложениях наблюдаются его подводящие каналы.

Перевисские базальты петрографически одинаковы; представлены они серовато-черными плотными породами, с параллелепипедальной и призматической отдельностью. В контактовой части порода пористая. Породы затронуты процессами карбонатизации и цеолитизации. Продукты этих процессов — кальцит и цеолит — заполняют поры.

Структура базальтов гломеропорфировая, иногда афировая. В разностях с преобладанием стекла структура становится витрофировой. В состав базальтов как основной массы, так и порфировых вкрапленников входят оливин, содержащий включения хризотила, шпинель, моноклинный пироксен, плагиоклаз битовнитового ряда, титано-магнетит, апатит, серпентин, кальцит и цеолит.

Базальты контактовой зоны отличаются от базальтов, удаленных от контакта. Здесь они стекловатые и миндалекаменные. Оливин полностью серпентинизирован, плагиоклаз (битовнит-анортит) цеолитизи-

рован. В базальте у контакта с марганценосной свитой наблюдается примесь псиломелана.

Вмещающие породы испытали слабо проявившуюся сульфидизацию с образованием марказита. Имеется гранат.

Химический состав пород приведен в табл. 149.

Базальты сел. Горадзири

В Сачхерском районе, севернее сел. Горадзири, имеется выход базальтового эффузива. На плоской поверхности северной периферии Дзирульского массива на расстоянии 300—400 *м* друг от друга возвышаются две конусовидные вершины; большая (северная) достигает 1112 *м*. Обе вершины слагаются песчаниками и песчанистыми глинами нижнего сармата; лишь верхнюю их часть слагают лавы; лавами сложен также западный склон северной вершины. По наблюдениям И. Р. Кахадзе, лавы, предохранившие от размыва рыхлые нижнесарматские отложения, местами содержат их ксенолиты.

Названный автор считает эти конусы моногенными вулканами, давшими весьма незначительное количество материала. Лишь по западному склону большого (северного) конуса в направлении к верховьям р. Думалы спускается лавовый поток небольшого протяжения, продолжающийся далее в виде россыпи.

По мнению Г. С. Дзоценидзе (Схиртладзе, 1958), большой конус является центром извержения, а малый — эрозионной возвышенностью, представляющей часть восточного склона большого конуса. К корням горадзирского эффузива следует отнести обнаруженную на правом берегу р. Квирилы, несколько выше устья ее правого притока — Отуписгеле жилу авгит-роговообманкового андезито-базальта, секущего породы олигоцена.

Возраст эффузивов мы определяли верхнемиоценовым (Заридзе, 1944), что разделяется в настоящее время и Н. И. Схиртладзе (1958). Позднее (Заридзе, Татришвили, 1948) отнесли эти базальты к верхнему плиоцену — акчагылу.

По петрографическому составу горадзирские эффузивы соответствуют оливиновым базальтам. Структура пород порфировая, иногда офитовая. Основная масса в центральной части полнокристаллическая, в периферической гиалопилитовая или пилотакситовая. Вкрапленники представлены оливином, моноклинным пироксеном и лабрадором. Оливин замещается серпентином и бовлингитом, а авгит — магнетитом и изредка цеолитом. Основная масса состоит из стекла, микролитов лабрадора, авгита, серпентина, хлорита, магнетита и цеолита.

Химический состав пород приведен в табл. 149.

Базальты сел. Наманеви

В окрестностях селений Наманеви, Кедисубани, Зеда-Шавра и Абаноети (Амболаурский район) имеется покров базальта площадью до 5 *км*^{2} и связанные с ними дайковые тела — подводящие каналы.

Возраст наманевского эффузива, по мнению Б. Ф. Мефферта, послесарматский, так как наряду с другими осадками, начиная от верхнемеловых, он перекрывает фаунистически охарактеризованные нижнесарматские отложения. Упомянутый автор извержение базальтовой лавы увязывал с крупным разломом, возникшим в результате плиоценовых орогенетических движений.

По нашему мнению, возраст наманевского эффузива, отнесенный ранее к верхнемиоценовому (Заридзе, 1946), следует датировать верхним миоценом — плиоценом.

Подробная петрографическая характеристика наманевского базальта имеется у М. Л. Роква (1939), по данным которого структура его афировая, иногда порфировая. В состав основной массы главным образом входят лейсты плагиоклаза, моноклинный пироксен, оливин и магнетит. Вкрапленники представлены оливином, авгитом и реже — плагиоклазом (№ 60—80). В значительном количестве обычно содержится анальцим, заполняющий угловатые промежутки между плагиоклазами. Иногда наблюдается натролит. Порода из контакта обнаруживает пористость; поры бывают заполнены анальцимом.

В сел. Зеда-Шавра имеется ряд параллельных даек базальта, секущих спаниодонтелловые отложения. Мощная дайка базальта, залегающая в верхнемеловых известняках, известна у сел. Хончиори. Химический состав породы приведен в табл. 149.

Долериты и базальты Окрибы

Несколько базальтовых и долеритовых покровов в Окрибе отмечает Н. И. Схиртладзе (1958).

Базальты окрестности сел. Чолеби. Выход базальта имеется у сел. Чолеби (Окцесси), на левом берегу р. Чолеби, правого притока р. Цхалцителa.

Аналогичные пластовые тела оливин-анальцимовых базальтов, имеющиеся между станциями Гелати и Орпири, описаны Д. С. Белянкиным (1912). Н. И. Схиртладзе дополнительно отмечает следующие маломощные выходы: в 300 *м* к северу от ст. Гелати, в 18—20 *км* от г. Кутаиси вдоль Ткибульской ж. д., в окрестностях сел. Чолеби, около Гелатского родника и близ Курсебской церкви.

Форма залегания чолебского базальта в батских отложениях пластовая. Длина тела 3,5 *км*, ширина 0,7—0,9 *км*. Отдельность сферическая и столбчатая. Структура офитовая. Порода состоит из плагиоклаза (№ 65), авгита (*cNg* 48°, 2*V* 56°, *Ng—Np* 0,025), оливина, местами замещенного хлоритом и серпентином, анальцима, заполняющего промежутки между другими минералами (часто промежутки выполнены также бурой стекловатой массой), рудным минералом (ильменитом и пиритом) и калиевым полевым шпатом в незначительном количестве в виде неправильных выделений между кристаллами лабрадора. Местами наблюдаются мелкие чешуйки биотита и неправильные участки хлорита. Апатит содержится в значительном количестве.

Долериты окрестности сел. Сормони. Тело долерита окрестностей сел. Сормони пластовое. Длина его 7 *км*, ширина 0,7 *км*, южная часть тела простирается до р. Риони. Долерит перекрывает батские сланцевые песчаники и глины, защищая их от эрозии, вследствие чего форма горы Самеба конусообразная.

Долерит темно-серый, местами черный и плотный. Структура диабазовая. Порода состоит из идиоморфного, обычно свежего, слабо зонального плагиоклаза (№ 63—68), неправильных мелких зерен калиевого полевого шпата, светло-зеленого, относительно слабо идиоморфного авгита (*cNg* 48°; 2*V* 58°, *Ng—Np* 0,024), оливина (2*V* 81°; *Ng—Np* 0,035), замещенного вдоль трещин хлоритом и иддингситом, анальцима и иногда в незначительном количестве — томсонита и ильменита.

Долерит ущелья р. Тавкавеисгеле (правого притока р. Риони). Тело долерита залегает на батских сланцах, образуя пластовую интрузию.

Структура породы офитовая. Состоит она главным образом из плагиоклаза (№ 64), светло-зеленого, иногда слабо-фиолетового авгита (*cNg* 50—52°; *Ng—Np* 0,020; 2*V* 58°), серпентинизированного и местами

иддингситизированного оливина. В относительно меньшем количестве присутствуют анальцим, натролит, калиевый полевой шпат, биотит, хлорит, а также ильменит и апатит.

Базальт ущелья р. Джимастаро. Тело базальта (ширина 0,4—0,5 *км*) простирается на 2—2,5 *км* по правому берегу р. Риони вдоль Военно-Осетинской шоссейной дороги, перекрывая батские сланцы с образованием, по-видимому, пластовой интрузии.

Таблица 150

Количественно-минеральный состав базальтов Окрибы

Минералы	Состав			
	1	2	3	4
Плагиоклаз	50,3	45,5	51,3	50,2
Авгит	20,2	23,7	21,0	16,3
Оливин	15,5	16,2	19,3	—
Рудный	4,8	5,1	4,0	4,3
Анальцим	5,4	3,1	2,2 (натролит)	7,8 (томсонит)
Хлорит	2,3	5,2	2,2	20,6 (серпентин)
Калиевый полевой шпат	0,6	—	—	—
Апатит	0,9	1,1	2,2	0,8
Сумма	100	100	100	100

1—базальт; окрестности сел. Чолеби;
2—долерит; окрестности сел. Сормони;
3—долерит; ущелье р. Тавкавеисгеле;
4—базальт; окрестности сел. Джимастаро.

Таблица 151

Химический состав базальтов Окрибы

Окислы	Состав			
	1	2	3	4
SiO_2	49,42	48,16	47,32	48,00
TiO_2	0,79	1,31	1,36	0,73
Al_2O_3	16,86	16,11	19,12	15,77
Fe_2O_3	1,50	4,47	3,22	4,66
FeO	7,40	6,49	5,89	4,70
MnO	0,19	0,20	0,15	0,04
MgO	7,20	6,98	4,07	6,26
CaO	8,71	8,68	11,47	8,48
Na_2O	4,16	3,26	2,20	4,66
K_2O	1,25	1,79	0,62	1,90
P_2O_5	0,33	—	0,46	0,18
SO_3	0,60	0,07	0,82	0,05
H_2O^-	4,48	0,94	0,89	2,28
H_2O^+	1,10	1,59	2,70	2,28
Сумма	99,29	100,05	100,39	99,99

1—базальт; окрестности сел. Чолеби (аналитик О. Ф. Размадзе);
2—долерит; окрестности сел. Сормони (аналитик О. Ф. Размадзе);
3—долерит; ущелье р. Тавкавеисгеле (аналитик О. Ф. Размадзе);
4—базальт; окрестности сел. Джимастаро (аналитик О. Ф. Размадзе).

Структура породы диабазовая. Состоит она из пелитизированного плагиоклаза (№ 63), авгита (*cNg* 52°; *2V* 56°; *Ng—Np* 0,002), калиевого полевого шпата, образующего кайму вокруг плагиоклаза, псевдоморфоз серпентина с хлоритом, иногда с кальцитом по оливину.

Количественно-минеральный и химический составы базальтов Окрибы приведены в таблицах 150 и 151.

Выводы

Эффузивные образования зоны Грузинской глыбы отличаются от рассмотренных выше главным образом постоянным базальтовым составом исходной породы. В них не наблюдается признаков глубинной ассимиляции, что в настоящее время трудно объяснить. Однако можно предполагать, что это вызвано интенсивным погружением субстрата и относительно быстрым передвижением магмы.

Другой весьма важной особенностью базальтов зоны Грузинской глыбы является развитие в них наложенных процессов, особенно натриевого метасоматоза, протекавшего в направлении цеолитизации. Интенсивность других процессов — серпентинизации, кальцитизации, бовлингитизации, иддингситизации, калишпатизации, биотитизации и хлоритизации — в различных выходах, а нередко и в различных частях одних и тех же тел была изменчивая. Приуроченность этих процессов к базальтам рассмотренной области также не находит убедительного объяснения. Возможно, важную роль при этом играла и сильная погруженность субстрата.

Тешениты Западной Грузии и ущелья р. Иори

Общие сведения

Данные о жильных породах Западной Грузии впервые встречаются в 1873 г. в работе С. И. Симоновича и Л. Ф. Бацевича, описавших тешенит как диорит. В работе этих же авторов, опубликованной в 1875 г. при участии третьего соавтора — А. И. Сорокина, упоминается название «тешенит» и отмечается его залегание в лейасовых сланцах; по окраске авторы различают две разновидности тешенита.

Из исследователей XIX в. полевые наблюдения и сбор коллекций тешенитов провел Е. Фавр. Микроскопическое описание собранных им образцов пород сделали Чермак и частично Рорбах.

Из работ XX в. следует отметить геологический очерк Г. М. Смирнова, в котором автор описал тешенит сел. Никорцминда, назвав его диабазом. А. И. Джанелидзе (1926), изучая геологическое строение окрестностей сел. Никорцминда, дал характеристику описанной Г. М. Смирновым жилы, секущей породы верхнего мела, как диабаз (в центральной части) и базальт (в краевой части).

Систематическое изучение геологического строения Западной Грузии было произведено Б. Ф. Меффертом, который отнес тешениты к предтитонскому времени, но считал возможным и более позднее их образование.

Разведкой тешенитов Курсеби занимался В. И. Курочкин.

Жильную породу вблизи сел. Баноджа, известную в литературе как базальт, описали Н. И. Вачнадзе и В. И. Табагари под названием авгитового тешенита.

Подробное петрографическое описание тешенитов имеется в статьях Д. С. Белянкина и В. П. Петрова (1940, 1945), а также Б. П. Беликова. Наиболее полной по тешенитам Западной Грузии является работа Н. И. Схиртладзе (1943). Характеристика этих пород приводится по данным названного автора.

Баркевикитовый тешенит сел. Чквиши. Севернее сел. Чквиши среди олигоценовых глинистых сланцев обнажается пластовая жила тешенита мощностью около 15 *м*, протягивающаяся на 300 *м*. Вблизи жилы тешенита сланцы более компактны и пересекаются мелкими жилами анальцима и кальцита.

Макроскопически тешенит среднезернистый, серого, чуть зеленоватого цвета. Различаются игольчатые кристаллы роговой обманки, образующие иногда скопления, а также биотит и цеолиты. Структура порфировая. Основная масса диабазовая. Порода состоит из анортоклаза, плагиоклаза, биотита, титан-авгита, баркевикита, анальцима, натролита, томсонита, кальцита, аптита, пирита и ильменита.

Анортоклаз пелитизирован и цеолитизирован; $2V$ 44°; Ng' 1,529±±0,001; Np' 1,517±0,002. Плагиоклаз (№ 43—57) большей частью сильно цеолитизирован с образованием анальцима и томсонита; в трещинах имеется хлорит; зональный плагиоклаз обнаруживает № 38 в наружной зоне и № 53 в ядре. Биотит встречается как наросший на баркевикит и титан-авгит, так и в виде самостоятельных чешуек, содержит включения апатита. Титан-авгит представлен короткопризматическими кристаллами; цвет фиолетовый, слегка розоватый; хорошо заметна структура в виде песочных часов; по краям испытывает амфиболизацию; cNg 48, 49, 50°; $2V$ 52, 53°; $Ng—Np$ 0,022, 0,023. Пироксен темно-зеленый, по-видимому, эгирин-авгит. Баркевикит образует призматические кристаллы темно-бурого цвета; вдоль трещин спайности переходит в хлорит; наряду с включениями магнетита и апатита содержит идиоморфные кристаллы плагиоклаза; cNg 14—16°; —$2V$ 76, 78°; $Ng—Np$ 0,019—0,020. Анальцим содержит пелитоморфные массы и включения хлорита; Nm' 1,484±0,003. Натролит образует пластинчатые и радиально-лучистые выделения; Ng' 1,491±0,002; Np' 1,476±0,002; $Ng—Np$ 0,007. Томсонит встречается в виде небольших радиально-лучистых скоплений; замещает плагиоклаз; Ng' 1,535±0,002; Np' 1,516±0,002.

Количественно-минеральный и химический составы баркевикитового тешенита сел. Чквиши приведены в таблицах 152 и 153.

Авгит-баркевикитовый тешенит сел. Кведашавра. В сел. Кведашавра, в свите караганских песчаников и сланцев обнажается тешенитовая пластовая жила небольшой мощности (3 *м*). Макроскопически порода мелкозернистая, сероватого цвета; различается темная игольчатая роговая обманка, листочки биотита и цеолит.

Таблица 152

Количественно-минеральный состав баркевикитового тешенита сел. Чквиши

Минералы	Состав
Анортоклаз	11
Плагиоклаз	22
Биотит	2
Титан-авгит	9
Баркевикит	15
Анальцим	20
Натролит, томсонит	10
Хлорит	5
Апатит	3
Рудный	3
Сумма	100

Таблица 153

Химический состав баркевикитового тешенита сел. Чквиши из центральной части пластовой жилы
(Аналитик Ш. Надареишвили)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	46,50	CaO	8,32
TiO_2	1,89	Na_2O	4,34
Al_2O_3	17,15	K_2O	1,89
Fe_2O_3	3,30	P_2O_5	1,12
FeO	5,05	SO_3	1,46
MnO	0,11	H_2O^-	0,89
MgO	3,90	H_2O^+	2,70
		Сумма	99,62

Структура породы порфировая с диабазовой основной массой. Состоит она из анортоклаза, плагиоклаза, биотита, титан-авгита, баркевикита, анальцима, натролита, томсонита, хлорита, кальцита, апатита, ильменита и пирита.

Зерна анортоклаза примыкают к краям зерен плагиоклаза или образуют самостоятельные зерна; содержат включения апатита и хлорита и пелитоморфной массы; $-2V$ 52, 58°. Плагиоклаз (№ 51—54) сильно цеолитизирован и хлоритизирован. Анальцим и томсонит в плагиоклазе и калиевом полевом шпате образуют сеть жилок; Ng' 1,567±0,002; Np' 1,556±0,003. Титан-авгит встречается в виде зерен неправильных очертаний; цвет бледно-фиолетовый; плеохроизм в лиловых тонах; содержит включения мелких идиоморфных кристаллов плагиоклаза; вдоль трещин переходит в хлорит; часто срастается с биотитом и баркевикитом; cNg 44, 46°; $2V$ 54°; $Ng—Np$ 0,024. Баркевикит темно-бурого цвета; характеризуется резким плеохроизмом; часты случаи срастания с титан-авгитом; cNg 11, 10, 9°; $Ng—Np$ 0,025, 0,018; 0,022. Биотит часто нарастает на титан-авгит и баркевикит; испытывает хлоритизацию. Анальцим наиболее распространенный цеолит; Nm 1,482±0,002. Натролит встречается в виде радиально-лучистых

Таблица 154

Количественно-минеральный состав авгит-баркевикитового тешенита сел. Патара-Они

Минералы	Состав
Анортоклаз	9
Плагиоклаз	26
Биотит	2
Баркевикит	12
Титан-авгит	16
Хлорит	6
Анальцим	16
Другие цеолиты	6
Апатит	2
Рудный	5
Сумма	100

Таблица 155

Химический состав авгит-баркевикитового тешенита сел. Патара-Они
(Аналитик Ш. Надареишвили)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	45,16	CaO	10,94
TiO_2	0,58	Na_2O	3,30
Al_2O_3	18,64	K_2O	1,73
Fe_2O_3	5,69	P_2O_5	0,92
FeO	5,03	SO_3	1,03
MnO	0,24	H_2O^-	0,98
MgO	4,10	H_2O^+	2,72
		Сумма	100,06

кристаллов; замещает плагиоклаз и проникает в анальцим. Ng' 1,490±0,002; Np' 1,480±0,003. Томсонит имеет высокую интерференционную окраску и высокий рельеф; Ng' 1,536±0,002; Np' 1,520±0,002; $Ng'—Np$ 0,016. Хлорит радиально-лучистый или в виде чешуек встречается в ассоциации с титан-авгитом и биотитом.

Авгит-баркевикитовый тешенит сел. Патара-Они. Данный выход, подобно описанному выше, образует в караганских песчаниках пластовую жилу небольшой мощности (3 *м*). Тешенит сел. Патара-Они отличается от тешенита сел. Кведашавра крупностью зерен. Существенные составные части породы: анортоклаз (—2*V* 48, 52°), плагиоклаз (№ 54, 62), титан-авгит (*cNg* 44°; 2*V* 52°; *Ng—Np* 0,023), баркевикит, хлорит, цеолиты и рудный минерал.

Количественно-минеральный и химический составы авгит-баркевикитового тешенита сел. Патара-Они приведены в таблицах 154 и 155.

Тешениты Кутаисского района

Курсебский тешенит. Обнажение тешенитовой пластовой интрузии, залегающей в батских сланцах в северном крыле синклинальной складки, находится в окрестностях селений Курсеби и Набослеви (район г. Кутаиси). Видимая мощность интрузии достигает 100 *м*. Состав ее меняется от центра к периферии.

Авгитовый тешенит центральной части интрузии представлен плотной крупнозернистой породой светло-серого, иногда темно-серого цвета. Различная окраска породы обусловлена наложенными процессами (цеолитизацией и хлоритизацией).

Структура породы диабазовая.

Плагиоклаз (№ 53—60) сильно пелитизирован, образует удлиненные кристаллы, в трещинах которых отложены хлорит и цеолит; кроме того, встречается альбит, лишенный кристаллографических очертаний, иногда узкопластинчатый; анортоклаз (—2*V* 59°) образует вокруг плагиоклаза узкую кайму. Пространство между полевыми шпатами заполнено анальцимом, часто совместно с пренитом. Биотит встречается в небольшом количестве, связан с рудным минералом, иногда с роговой обманкой и моноклинным пироксеном. Роговая обманка (*cNg* 17°; —2*V* 68°) содержится редко, в одном случае наблюдалась в моноклинном пироксене (*cNg* 47°; 2*V* 55°), который характеризуется бледной фиолетовой окраской и слабым плеохроизмом (титан-авгит); в периферической части титан-авгит нередко переходит в волокнистую роговую

обманку. Оливин наблюдается редко, в виде крупных серпентинизированных зерен. Натролит встречается в виде радиально-лучистых и пластинчатых кристаллов, интенсивно замещающих плагиоклаз. Томсонит ($2V$ 50°, $Ng—Np$ 0,020) характеризуется высокой интерференционной окраской и сравнительно высоким рельефом. Анальцим образует кристаллы с хорошо выраженной кубической спайностью; обычно чистый, иногда же содержит пылевидное хлорит-пелитовое вещество; располагается в пространстве между другими минералами, в некоторых случаях приобретая форму треугольника. Пренит ($Ng—Np$ 0,023) заполняет пустоты в породе, имеющие вид жеод; он бесцветный или светло-зеленого цвета. В породе содержатся также кальцит, эпидот, пелитовое вещество и акцессории — апатит, магнетит, пирит и ильменит.

Количественно-минеральный и химический составы тешенита района сел. Курсеби приведены в таблицах 156 и 157.

В периферических частях интрузии, как в висячем, так и в лежачем боку, породы становятся мелкозернистыми и меланократовыми. Наряду с появлением баркевикита увеличивается количество биотита и анортоклаза. От периферии к центру интрузии содержание баркевикита постепенно уменьшается и в центральной ее части он уступает место титан-авгиту. В центральной части интрузии увеличивается количество хлорита и цеолитов.

Авгит-баркевикитовый тешенит южной периферии висячего бока имеет кристаллически-зернистую структуру, иногда близкую к офитовой. Порода состоит из анортоклаза, плагиоклаза, биотита, моноклинного пироксена, моноклинного амфибола, пренита, томсонита, натролита, анальцима, апатита и ильменита.

Авгит-баркевикитовый тешенит северной периферии лежачего бока приобретает меланократовый характер. Наряду с листочками биотита порода содержит различимые на глаз зерна моноклинного пироксена и амфибола. Из лейкократовых компонентов встречаются полевой шпат и цеолиты. Структура породы гипидиоморфная, местами с наклонностью к офитовой. В состав породы в порядке степени их идиоморфизма входят: апатит, плагиоклаз, рудный минерал, моноклинный пироксен, совместно с моноклинным амфиболом и биотитом, анортоклаз и, наконец, цеолиты.

Таблица 156

Количественно-минеральный состав тешенита района сел. Курсеби

Минералы	Состав			
	1	2	3	Среднее
Анортоклаз	12	10	10	11
Плагиоклаз	39	33	30	34
Титан-авгит	15	17	12	14
Роговая обманка	Мало	—	—	Мало
Оливин	1	Мало	—	Мало
Биотит	1	1	2	1
Хлорит	10	8	11	10
Анальцим	13	19	17	16
Томсонит	1	—	5	2
Натролит	1	5	4	3
Пренит	Мало	—	5	2
Апатит	1	2	1	2
Рудный	6	5	3	5
Сумма	100	100	100	100

1—тешенит; р. Цхалцителa;
2—тешенит; р. Цхалцателa;
3—тешенит; р. Идумала.

Таблица 157

Химический состав авгитовых тешенитов

Окислы	Состав			
	1	2	3	Среднее
SiO_2	49,38	48,74	49,73	49,28
TiO_2	1,30	1,04	0,86	1,07
Al_2O_3	19,65	16,65	17,68	17,99
Fe_2O_3	4,40	4,08	3,09	3,86
FeO	6,18	6,43	5,59	6,07
MnO	0,19	0,40	0,02	0,20
MgO	1,73	2,07	2,33	2,04
CaO	6,84	7,93	5,70	6,82
Na_2O	2,47	6,52	6,01	5,00
K_2O	1,13	1,90	2,75	1,93
P_2O_5	0,68	0,40	0,40	0,49
SO_3	1,77	0,60	—	0,79
H_2O^-	0,60	0,70	1,09	0,80
H_2O^+	3,60	2,90	4,55	3,68
Сумма	99,92	100,37	99,80	100,03

1—авгитовый тешенит, уд. вес 2,656; ущелье р. Цхалцителa (аналитик Ш. Надареишвили);
2—авгитовый тешенит, уд. вес 2,817; ущелье р. Идумала (аналитик Н. И. Схиртладзе);
3—авгитовый тешенит, сел. Курсеби (аналитик Д. С. Белянкин).

Количественно-минеральный и химический составы периферической части Курсебской интрузии приведены в таблицах 158 и 159.

Из приведенных данных видно, что минеральный состав пород периферической части интрузии обнаруживает колебания. Особенно

Таблица 158

Количественно-минеральный состав авгит-баркевикитового тешенита из периферической части Курсебской интрузии сел. Набослеви

Минералы	Состав				
	1	2	3	4	Среднее
Анортоклаз	12	15	13	15	14
Плагиоклаз	22	21	22	20	21
Биотит	4	6	7	5	5
Титан-авгит	8	15	16	15	14
Баркевикит	9	6	6	6	7
Анальцим	14	7	18	17	14
Томсонит	16	11	4	3	9
Натролит		4			
Хлорит	5	7	7	8	7
Пренит	Мало	Мало			Мало
Апатит	4	1	2	4	3
Рудный	6	7	5	5	6
Сумма	100	100	100	100	100

1 - р. Цхалцителa; южная периферия интрузии;
2—р. Цхалцителa; северная периферия интрузии;
3—р. Идумала; западная периферия интрузии;
4—сел. Набослеви; восточная периферия интрузии.

Таблица 159

Химический состав авгит-баркевикитового тешенита восточной периферии Курсебской интрузии и сел. Набослеви

(Аналитик О. Ф. Размадзе)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	46,67	CaO	3,27
TiO_2	1,63	Na_2O	3,24
Al_2O_3	15,05	K_2O	1,97
Fe_2O_3	3,27	P_2O_5	1,69
FeO	7,53	SO_3	1,53
MnO	0,16	H_2O^-	0,62
MgO	4,80	H_2O^+	2,94
		Сумма	99,37

это относится к цеолитам и темноцветным силикатам, что объясняется различной степенью цеолитизации и преобразования темноцветных силикатов в различных участках интрузии.

Тешенит мелких жил хребтов Саболоке и Набослеви. Порода резко отличается от таковой пластовой интрузии желтовато-серой окраской и преобладающим содержанием роговой обманки.

В шлифе порода обнаруживает сильное видоизменение, захватывающее преимущественно лейкократовую часть, что выражается в цеолитизации и хлоритизации. Относительно свежими являются пироксен и роговая обманка, которые частично подвержены хлоритизации; пироксен испытывает также амфиболизацию. Создается впечатление, что роговая обманка образовалась за счет моноклинного пироксена.

Порода состоит из анортоклаза, плагиоклаза, титан-авгита, баркевикита, биотита, анальцима, томсонита, апатита и рудного минерала. В непосредственном контакте с интрузией глинистые и углистые сланцы обнаруживают хлоритизацию и серицитизацию. Хлорит встречается также в виде пятен, редко наблюдается андалузит (хиастолит).

Как видно из описания, центральную часть Курсебской интрузии слагает авгитовый тешенит, периферическую — авгит-баркевикитовый тешенит.

Кроме рассмотренного выхода, известны также следующие выходы (преимущественно пластовые интрузии): авгитовый тешенит Цуцхват-Набеглари (залегает в нижнебатских сланцах, длина 6,5 *км*, мощность 100—120 *м*); авгит-оливиновый тешенит Колубани (вмещающие породы — верхнебатские песчаники, длина 2 *км*, мощность 30—35 *м*); авгитовый тешенит Опурчхети-Жонети (залегает на границе байоса и нижнего бата, длина 4—5 *км*, мощность 80—90 *м*); авгитовый тешенит Кудоти и Зарати (залегает на границе байоса—бата, длина 1 *км*, мощность 45—50 *м*), авгитовый тешенит Баноджа (вмещающие породы — нижнемеловые известняки), тешенит Никорцминда (залегает в среднемеловых отложениях, мощность порядка 50 *м*) и др.

Камптониты, мончикиты и эссекситы Кутаисского района

В Кутаисском и Тквибульском районах, главным образом в области распространения тешенитов, встречаются камптониты, мончикиты эссекситы, образующие пластовые жилы в нижнебатских сланцах, иногда секущие тешениты и в одном случае—кварцевый диорит.

Камптониты. Сравнительно крупный выход камптонитов отмечается в окрестностях сел. Курсеби и восточнее сел. Набослеви (р. Рованисцхали и сел. Опурчхети).

Камптонит сел. Курсеби. Порода центральной части пластовой жилы полнокристаллическая, с выделениями прозрачного анальцима и радиально-лучистого цеолита. Встречаются кальцит и игольчатые кристаллы роговой обманки.

Структура порфировая. Состоит порода из плагиоклаза, титан-авгита, баркевикита, биотита, серпентина, хлорита, анальцима, томсонита, апатита и рудного минерала.

Плагиоклаз (№ 52—57) большей частью свежий. Биотит встречается в виде неправильных чешуек и лейст, часто в срастании с баркевикитом. Испытывает хлоритизацию. Баркевикит характеризуется резким плеохроизмом; cNg 12°; $-2V$ 78°; $Ng—Np$ 0,022. Титан-авгит бледно-фиолетовый; cNg 48°; $2V$ 54°; $Ng—Np$ 0,023. Серпентин представляет псевдоморфозы по оливину, что подтверждается его кристаллографическими формами; встречается с кальцитом и иддингситом (?). Хлорит образует агрегаты в виде розеток; Ng' 1,590±0,002; Np' 1,584±±0,002, что отвечает клинохлору. Анальцим водянопрозрачный, расположен в межкристаллическом пространстве. Томсонит радиально-лучистого строения; знак главной зоны то положительный, то отрицательный; Ng' 1,534±0,002; Np' 1,527±0,001.

Углистые сланцы в контакте с камптонитом уплотняются; они сильно хлоритизированы; встречаются андалузит и галузит (?).

Камптонит сел. Набослеви наблюдался в валунах. Коренной выход покрыт наносами.

Структура порфировая. Порода состоит из плагиоклаза (№ 70), титан-авгита, частично перешедшего в хлорит (cNg 48°; $2V$ 56°), баркевикита (cNg 13°; $-2V$ 74°), хлорит-серпентиновой массы и анальцима.

Камптонит сел. Опурчхети отличается содержанием наряду с анальцимом и томсонита.

Количественно-минеральный и химический составы камптонита района сел. Курсеби приведены в таблицах 160 и 161.

Мончикиты. Жилы мончикита обнаружены в сел. Кока, между селениями Набослеви и Кока, а также в сел. Сормони и на окраине г. Кутаиси в сел. Чома.

Мончикиты сел. Кока. Представляют секущую жилу мощностью 0,63 *м*. По внешнему виду порода мелкозернистая, зеленовато-серого цвета.

Таблица 160

Количественно-минеральный состав камптонита района сел. Курсеби

Минералы	Состав
Плагиоклаз	18
Биотит	6
Баркевикит	7
Титан-авгит	16
Цеолиты	11
Серпентин	8
Хлорит и кальцит	21
Апатит	Мало
Рудный	13
Сумма	100

Таблица 161

Химический состав камптонита района сел. Курсеби

(Аналитик О. Ф. Размадзе)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	43,15	CaO	8,27
TiO_2	2,04	Na_2O	3,72
Al_2O_3	15,34	K_2O	1,63
Fe_2O_3	2,51	P_2O_5	0,35
FeO	8,00	SO_3	0,73
MnO	0,20	H_2O^-	2,13
MgO	7,51	H_2O^+	4,30
		Сумма	99,97

Состоит порода из плагиоклаза, баркевикита, титан-авгита, анальцима, натролита, томсонита, апатита и ильменита. Плагиоклаз (№ 45) представлен микролитами, он интенсивно замещается анальцимом и натролитом. Баркевикит образует как микролиты, так и сравнительно крупные кристаллы; *cNg* 10°; —2*V* 74°. Титан-авгит менее идиоморфный, чем баркевикит; 2*V* 52°, *Ng—Np* 0,023. Анальцим часто образует миндалевидные скопления вместе с кальцитом и хлоритом; *Nm* 1,487± ±0,002. Натролит водянопрозрачный; образует неправильные пластинки и радиально-лучистые скопления; погасание прямое; знак главной зоны положительный; *Ng′* 1,492±0,002; *Np′* 1,477±0,001. Томсонит легко отличается от натролита высоким двойным лучепреломлением; *Ng—Np* 0,011—0,016; знак главной зоны то положительный, то отрицательный.

Мончикит, обнажающийся между селениями Набослеви и Кока, в основном напоминает мончикит сел. Сормони, отличаясь от него большим количеством анальцима в основной массе и содержанием в виде порфировых вкрапленников баркевикита и серпентинизированного оливина.

Мончикиты сел. Сормони в нижнебатских породах образуют пластовую жилу. По наружному виду порода плотная, темно-серого цвета, с порфировыми выделениями роговой обманки.

Структура порфировая. Порода состоит из плагиоклаза (№ 43, 48), баркевикита (*cNg* 10°; —2*V* 74°; *Ng—Np* 0,019), титан-авгита, биотита, анальцима, хлорита, кальцита и магнетита. Основная масса содержит анальцим, хлоритизирована, заполнена микролитами роговой обманки, пироксена и плагиоклаза.

Мончикит сел. Чома залегает среди юрских сланцев. По простиранию сечет кварцевый диорит. Мощность жилы 0,4 *м*. Представляет темно-серую породу, содержащую крупные выделения роговой обманки. Структура порфировая. Слабо хлоритизированная основная масса состоит из плагиоклаза (№ 46) и микролитов роговой обманки и титан-авгита. Порфировые выделения — баркевикит (*cNg* 12°), титан-авгит (*cNg* 48°, 2*V* 52°) и карбонатизированный оливин.

Мончикит, секущий кварцевый диорит, в контакте становится компактным; содержит ксенолиты кварцевого диорита; порода окварцована и содержит силлиманит.

Количественно-минеральный и химический составы мончикита района сел. Чома приведены в таблицах 162 и 163.

Эссекситы. В 6—7 *км* от г. Кутаиси, в сел. Гумати в батских сланцах обнажается жила эссексита мощностью около 70 *м*, длиной по простиранию до 1 *км*. Кроме того, небольшой выход эссексита встречается также у сел. Опурчхети. По внешнему виду порода похожа на тешенит.

Таблица 162

Количественно-минеральный состав мончикита сел. Чома

Минералы	Состав
Плагиоклаз	14
Биотит	2
Баркевикит	24
Титан-авгит	15
Серпентин	9
Хлорит и анальцим основной массы	28
Сфен	Мало
Апатит	"
Рудный	8
Сумма	100

Таблица 163

Химический состав мончикита сел. Чома
(Аналитик О. Ф. Размадзе)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	41,65	CaO	9,24
TiO_2	1,23	Na_2O	2,32
Al_2O_3	15,61	K_2O	3,20
Fe_2O_3	3,91	P_2O_5	0,16
FeO	9,58	SO_3	0,44
MnO	0,24	H_2O^-	0,74
MgO	8,28	H_2O^+	3,42
		Сумма	100,11

Порода состоит из лабрадора, калиевого полевого шпата и пироксена. Лабрадор частично альбитизирован; окаймлен тонкой полосой калиевого полевого шпата, который иногда встречается в виде ксеноморфных зерен. Пироксен представлен титан-авгитом; встречается также зеленоватый моноклинный пироксен. В незначительном количестве содержится красновато-коричневый биотит. Много хлорит-серпентиновых псевдоморфоз по оливину. Из акцессорных минералов содержатся апатит, сфен и ильменит. Присутствует также анальцим (около 0,5%).

Химический состав эссексита приведен в табл. 164.

Г. С. Дзоценидзе (1948) считает эссекситы интрузивными эквивалентами трахидолеритовых эффузивов верхнеюрской пестроцветной свиты, так же как это имеет место на Азорских островах, Мадейре, Канарских островах и в других местах. Мы условно считаем эти жилы синхроничными тешенитам на основании их петрографического сходства и одинаковых условий залегания.

Таблица 164

Химический состав эссексита сел. Гумати

(Аналитик О. Ф. Размадзе)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	47,26	CaO	7,81
TiO_2	0,89	Na_2O	4,82
Al_2O_3	20,14	K_2O	2,44
Fe_2O_3	2,88	P_2O_5	0,34
FeO	6,41	H_2O^-	0,48
MnO	0,23	H_2O^+	2,74
MgO	3,19		
		Сумма	99,62

Диориты и диорит-порфириты Кутаисского района

В окрестностях г. Кутаиси развиты следующие дайковые породы: равномернозернистые диориты, диорит-порфириты с крупными фенокристаллами роговой обманки, богатые шлирами, и диорит-порфириты с игольчатыми фенокристаллами роговой обманки. Детальное описание этих пород дано Г. С. Дзоценидзе (1948). По поводу возраста диоритов А. И. Джанелидзе (1941) было отмечено, что они располагаются между батскими угленосными осадками и верхнеюрской пестроцветной свитой, а у сел. Годогани секут нижненеокомские известняки. Дополнительно Г. С. Дзоценидзе упоминает пластовую жилу диорита, расположенную между пестроцветной свитой и нижненеокомскими кварцевыми песчаниками, на основании чего интрузию он считает моложе нижнего мела. С целью дальнейшего уточнения возраста диоритов этот исследователь ссылается на мнение Н. И. Схиртладзе, который образование тешенитов и мончикит-камптонитов Западной Грузии увязывал с предмэотической орогенической (аттической) фазой, а так как диориты содержат ксенолиты камптонита и секутся жилой мончикита, то, по мнению Г. С. Дзоценидзе, они должны были образоваться после камптонитов и до мончикитов, что весьма убедительно.

Некоторым подтверждением родства в определенных пределах рассмотренных диоритов и тешенитов может служить содержание в диоритах анальцима, однако этот вопрос требует дальнейшего уточнения.

Роговообманково-авгитовый кварцевый диорит окрестностей г. Кутаиси (сел. Кватапи), обнажающийся на обоих берегах р. Риони среди батских отложений, состоит из плагиоклаза, биотита, роговой обманки, авгита, кварца, апатита и рудного минерала.

Плагиоклаз образует крупные идиоморфные и зональные зерна, количественно преобладает над остальными минералами; в результате измерения зонального кристалла получены следующие цифры: № 13 — в наружной зоне; № 20 — в зоне, следующей за наружной; № 27 — в третьей зоне, которая повторяется три раза, причем в двух зонах номер плагиоклаза 39; № 62 — в ядре; ядра других зерен плагиоклазов имеют № 68. Биотит встречается в виде мелких чешуек; явно ксеноморфный; интенсивно замещает роговую обманку, изредка авгит. Входящий в состав основной массы хлорит образовался за счет биотита. Авгит образует совершенно свежие, бесцветные, идиоморфные, часто сдвойникованные кристаллы; *cNg* 38, 40°. Роговая обманка встречается в виде сравнительно мелких зерен, реже наблюдаются крупные ее зерна; *cNg* 20, 22°. Кварц входит в основную массу в небольшом коли-

честве; вероятно, он привнесенный. Апатит представлен мелкими игольчатыми кристаллами. Рудный минерал встречается в виде неправильных зерен.

Химический состав пород приведен в табл. 165.

Таблица 165

Химический состав роговообманково-авгитового диорита окрестностей г. Кутаиси

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	58,84	CaO	7,46
TiO_2	0,63	Na_2O	1,75
Al_2O_3	18,98	K_2O	3,05
Fe_2O_3	3,01	P_2O_5	0,07
FeO	2,25	SO_3	0,16
MnO	0,18	H_2O^-	0,68
MgO	1,31	H_2O^+	1,79
		Сумма	100,16

Тешениты ущелья р. Иори

Интрузия тешенита находится в ущелье р. Иори, приблизительно в 1 *км* ниже сел. Мажалоани и залегает в ананурском горизонте, переходящем выше в верхнемеловые известняки.

А. П. Герасимов (1931) приводит обстоятельную петрографическую характеристику тешенита р. Иори, представляющую результат обработки материала, собранного А. Н. Рябининым в 1909, 1912 и 1914 гг. Геологические же условия места выхода интрузии даны по Н. Б. Вассоевичу (1929 г.).

В нижней контактовой части интрузивная порода плотная, базальтовидная, дальше от контакта размер минералов постепенно увеличивается и вместе с тем порода теряет базальтовидность. Появляются черные иглы роговой обманки, заполняющие центральную часть интрузии. По мере приближения к верхнему контакту величина зерен снова уменьшается, но, к сожалению, верхнего контакта не наблюдается, поэтому нет возможности судить о характере слагающей его породы, а также об истинной мощности интрузии; видимая же мощность ее 53 *м*.

Порода в отдельных случаях обнаруживает сферическую отдельность. Мелкозернистые разности интрузии при выветривании приобретают пятнистый облик. Наблюдаются мелкие жилы кальцита.

По простиранию сжатой синклинали пластовая интрузия с правого берега р. Иори продолжается на левый ее берег без изменения мощности. К востоку же проследить ее не удается. Западнее р. Иори, на южном крыле синклинали, благодаря хорошему обнажению интрузия доступна для наблюдения; на северном же крыле этой возможности не имеется. На южном крыле синклинали пластовая интрузия всегда связана с кремнистой серией. Верхний контакт хорошо виден на склоне над дорогой.

Среди пород иорского тешенита можно различить несколько разновидностей, распределение которых в интрузивном теле, по мнению А. П. Герасимова, подчиняется закону тяжести (гравитационной дифференциации).

Количество темноцветных силикатов (баркевикита, обыкновенной роговой обманки, титан-авгита, биотита) в центральной части интрузии составляет 24%, а в самой нижней части — 32%. Это, по мнению А. П. Герасимова, свидетельствует о явлениях гравитационной дифференциации после внедрения магмы. Однако к сумме темноцветных минералов центральной части (24%) следует прибавить хлорит в количестве 14%, так как он образован за счет темноцветных силикатов; следовательно, получим 38%. Для породы же нижней части соответственно 32% + 8% = 40%. Таким образом, в обеих зонах имеется приблизительно одинаковое количество темноцветных силикатов. Нет также закономерного изменения кислотности плагиоклаза в различных зонах интрузии. Кроме того, в случае гравитационной дифференциации количество плагиоклаза в верхней части пластовой интрузии должно быть больше, чем в нижней. Однако в обоих подсчетах, даваемых А. П. Герасимовым, этого обнаружить нельзя; количество его одинаково в образцах, взятых из центральной и нижней частей. Что касается удельного веса, то и здесь мы не замечаем постепенного его увеличения. В самой верхней части интрузии удельный вес 2,610, ниже он несколько уменьшается — до 2,604, затем становится немного больше — 2,760, опять несколько уменьшается — 2,758 и, наконец, внезапно повышается до 2,820.

Химические анализы пород указывают на большую кислотность центральной части интрузии по сравнению с нижней ее частью. Различие в химическом составе и удельном весе центральной и нижней частей интрузии объясняется изменением первичной породы вторичными (наложенными) процессами (Заридзе, Татришвили, 1959).

Выводы

А. П. Герасимов отмечает, что анальцим тешенитов р. Иори, так же как и некоторых других анальцимсодержащих пород, мог образоваться как в поверхностных зонах земной коры, без участия постмагматических процессов, так и в условиях высокой температуры и давления. В первом случае он образуется преимущественно за счет фельдшпатидов — нефелина, содалита, лейцита и др., а также полевого шпата, скаполита, сподумена и т. д., т. е. представляет вторичный минерал, связанный с земной поверхностью. Во втором случае, когда цеолит, а именно анальцим, является существенной составной частью магматической породы — тешенита, мончикита и геронита, содержащих анальцим в количестве 47% (Верхнее озеро, Канада), к вторичным минералам его причислить трудно. Следует учесть возможность образования минералов, содержащих воду, в условиях высокой температуры и давления.

Если допустить, что хлорит, анальцим, натролит и роговая обманка были вторичными, образовавшимися в определенной последовательности под воздействием гидротермальных растворов соответствующего состава, а указанные растворы устремлялись в более верхние части интрузии и, следовательно, здесь оказывали влияние сильнее, чем в нижних ее частях, то большую кислотность плагиоклаза в верхних частях интрузии можно объяснить как неполную его альбитизацию (Заридзе, Татришвили, 1959).

Вполне понятно, что генезис анальцима тешенитов вообще и в выходе по р. Иори в частности представляет большой интерес. А. П. Герасимов довольно подробно касается этого вопроса, приводя взгляды как русских, так и иностранных исследователей. Некоторые исследователи при изучении и описании тешенитов затрудняются в установлении генезиса входящего в их состав анальцима, что, по-видимому,

объясняется следующим. С одной стороны, анальцим связан с фельдшпатидами, с другой — с полевыми шпатами. Большое развитие имеет этот минерал в основных породах, где плагиоклаз содержит много CaO, в связи с чем выделение из пород Na_2O в таком количестве, которое бы потребовалось для образования анальцима, если не допускать привноса щелочей из магматического очага, затруднено. Такая инфильтрация в то время, когда порода уже полностью затвердела, кажется А. П. Герасимову невозможной, так как подобный процесс совершенно разрушил бы ее; породы же ущелья р. Иори, в общем, свежие. Существование подобного привноса можно допустить лишь в магматическую стадию формирования породы. Возникновение анальцима из фельдшпатидов, в частности из нефелина, вполне возможно, так как по химическому составу оба эти минерала очень сходны. По мнению А. П. Герасимова, во время этого процесса должна произойти анальцимитизация только нефелина, а не плагиоклаза; в большинстве же случаев оказывается измененным плагиоклаз, анальцимитизация которого требует привноса.

О происхождении анальцима тешенитов существуют различные мнения, в частности мнение об исключительно первичном или только вторичном его происхождении. При этом имеются расхождения и во взгляде на природу первоначального минерала, за счет которого возник анальцим: одни считают первоначальным минералом какой-либо из фельдшпатидов, главным образом нефелин, реже лейцит, содалит и т. п.; другие — плагиоклаз; наконец, имеются авторы, допускающие образование анальцима одновременно за счет как фельдшпатидов, так и плагиоклаза. Некоторые авторы считают, что анальцим может быть первичным, образовавшимся на последующей стадии формирования минералов из магмы, и вторичным, образовавшимся за счет того или иного силиката, содержащего натрий.

По мнению А. П. Герасимова, в процессе кристаллизации, связанной с медленным остыванием, магма, выделяя целый ряд минералов, должна постепенно обогащаться легкоплавкими и летучими составными частями, содержащими также и воду. При последующем охлаждении эти магматические элементы должны перейти в твердое состояние и в конечном итоге образовать магматические продукты, заполняющие пространство между ранее выделенными минералами. Таким путем могут возникнуть богатые водой и щелочами соединения, в том числе и цеолиты, которые собственно нельзя считать типичными магматическими продуктами, так как магма, представляющая сложный силикатный раствор, к этому времени фактически уже не существует; сохраняется только остаточный раствор, богатый парами. Это и есть тот период развития магматического процесса, который Бекке называет «эпимагматическим», Вейншенк — «поствулканическим»; А. П. Герасимов считает эти термины не совсем удачными, так как они больше указывают на послемагматическое время, и предлагает для подобных случаев ввести термин «гистеромагматический».

Процесс кристаллизации магмы в результате ее медленного остывания, постепенного обогащения летучими и содержащими воду составными частями, их выкристаллизовании при последующем охлаждении и заполнении ими пространства между ранее выделенными минералами допустим в большом интрузивном теле, однако он не может быть распространен на жильные породы малой мощности, какими являются породы интрузии р. Иори, где нельзя предположить медленного охлаждения.

Линдгрен, исходя из факта абсолютной свежести содержащих анальцим пород и входящих в их состав минералов и в то же время полной однородности, изотропности и ясной спайности анальцима, делает заключение о первичном характере этого минерала.

На основании имеющегося в нашем распоряжении фактического материала можно сказать, что свежесть и другие отмеченные Линдгреном признаки не могут служить доказательством первичного происхождения анальцима, так же как свежесть порфировидного калишпата в древних гранитоидах Кавказа не говорит об их выделении из магмы. Нет основания также утверждать гистеромагматическое происхождение анальцима. Аналогично калиевому полевому шпату древних гранитоидов, образовавшемуся в результате калиметасоматоза, анальцим в рассмотренных породах, по-видимому, является продуктом натриевого метасоматоза. Подобный генезис, вероятно, имеют и фельдшпатиды некоторых щелочных пород.

Что касается происхождения натрия или калия, то они могут быть как ювенильными, так и выделенными в результате разрушения под воздействием высокотемпературных водных растворов и газов минералов, содержащих эти элементы в нижних зонах земной коры и перенесенных теми же растворами в верхние ее зоны, где они при благоприятных условиях могут произвести метасоматоз, как это имеет место в рассмотренных нами породах (Заридзе, Татришвили, 1959).

В тешенитах р. Иори среди других процессов следует отметить амфиболизацию, захватывающую баркевикит и частично титан-авгит; процесс этот, очевидно, аналогичен процессу амфиболитизации диабазов. Мы полагаем, что в обоих случаях, как в тешенитах, так и во всех диабазовых породах, роговая обманка также является результатом последующего процесса и образовалась как на месте (псевдоморфозы по авгиту), так и путем выкристаллизации из растворов. В последнем случае она не похожа на вторичный минерал. Свидетелями вторичного происхождения баркевикита являются пятна (включения) этого минерала в титан-авгите нефелинового роговообманково-пироксенового тешенита р. Иори, указывающие на начавшийся процесс баркевикитизации. Это подтверждает также факт, отмеченный Д. С. Белянкиным и В. П. Петровым, о замещении периферической части моноклинного пироксена мончикита Ахалцихского района микролитами баркевикита.

Наряду с другими вторичными процессами в тешенитах Западной Грузии имеет место альбитизация основного плагиоклаза. Доказательством альбитизации является, по нашему мнению, наличие в тешените Курсеби пластинок альбита наряду с лабрадором.

Одним из спорных вопросов магматической геологии Грузии являлся возраст тешенитов Западной Грузии и Кахетии (р. Иори). И. Г. Кузнецов (1940) относил эти породы к третичному возрасту. Н. И. Схиртладзе (1943), детально изучивший их, придерживается такого же мнения.

Г. С. Дзоценидзе, Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили определяли тешениты Кутаисского района как корни эффузивов туронских анальцимовых базальтов и трахибазальтов (вулканогенно-осадочная свита Мтвари). К этому же возрасту были отнесены тешениты р. Иори (Заридзе, 1947).

Жилы тешенитов районов селений Патара-Они (секут олигоцен) и Чквиши и Кведа-Шавра (секут караган) Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1947) были отнесены к корням покрова анальцимового базальта сел. Наманеви, налегающего на чокрак, караган и сармат, что нам и в настоящее время кажется вполне естественным. В то же время сходство петрографического состава этих тешенитов и тешенитов Кутаисского района дает основание пересмотреть наше прежнее мнение о возрасте тешенитов Кутаисского района и считать их, как и все тешениты Западной Грузии, одновозрастными образованиями, представляющими собой корни и непрорвавшиеся на поверхность интрузии верхнемиоцен-плиоценовых анальцимовых базальтовых эффузий.

Применив наш подход определения геологического возраста основных жильных пород, в частности тешенитов районов селений Патара-Они, Чквиши и Кведа-Шавра, а также исходя из допущения одновозрастности (сармат—мэотис) всех базальтов, развитых в зоне Грузинской глыбы, Н. И. Схиртладзе (1958) пришел к правильному заключению о синхроничности последних и тешенитов Западной Грузии.

К тому же верхнемиоцен-плиоценовому возрасту мы условно относим *тешениты ущелья р. Иори.*

Эффузивные и жильные образования зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы

Эффузивные и жильные образования Гурии

Послепалеогеновые эффузивные образования Гурии изучены в недостаточной мере. Они развиты в Гурийской подзоне (IV_1^1) Северной зоны. По данным К. С. Маслова (1939), осадки верхнего сармата включают внутриформационные потоки базальтовых лав в районе селений Ваке, Джумати и Мамати, а олигоценовые отложения — дайку цеолитизированного габбро; в окрестностях селений Чинати и Беглеби (ущелье р. Лесасцхали) кимериджские отложения прорываются анортоклазовыми трахитами, которые в периферических частях перекрыты гурийскими слоями, содержащими гальку трахита. Здесь вулканическая активность ограничена возрастной вилкой — концом кимериджа и отложениями гурийских слоев.

Н. А. Канделаки и др. (отчеты 1946 и 1955 гг., фонды Грузгеолуправления) в окрестностях селений Магали, Джумати и Чинати в кимериджских отложениях отмечают пластовые интрузивные тела долеритов и авгитовых порфиритов, по-видимому перекрывающиеся гурийскими слоями. Анортоклазовый трахит на р. Лесисцхали ими не упоминается.

По устному сообщению некоторых авторов (А. А. Чиковани, М. Б. Лорткипанидзе, Р. С. Пирцхалава и В. П. Агеева), работающих в настоящее время в интересующем нас районе, секущие тела магматических пород в отложениях неогена не имеются. Наиболее молодыми отложениями, вмещающими секущие тела андезито-базальтов, являются майкопские, что хорошо наблюдается у сел. Дзимити, в ущелье р. Сакориасчала.

Ввиду весьма существенных разногласий в полевых наблюдениях вопрос о наличии секущих неоген магматических тел в данном районе требует уточнения.

Базальты сел. Ваке. Здесь описывается внутриформационный гиалобазальт, в котором вкрапленники представлены битовнитом, авгитом и оливином. Стекло основной массы совершенно свежее, местами содержит микролиты и кристаллы плагиоклаза, авгита и оливина.

Жилообразное тело в районе сел. Джумати сложено аналогичной породой. Различие заключается в том, что в этой породе стекловатая масса является несколько разложившейся, перешедшей в дисперсный магнетит. Наблюдается много цеолитовых сферолитов.

Анортоклазовые трахиты района селений Чинати и Беглеби. Эти породы характеризуются порфировой структурой. Вкрапленники представлены кристаллами полевого шпата, биотита и авгита, содержащегося не всегда. Одно и то же зерно одновременно состоит из андезин-лабрадора (центральная часть) и анортоклаза; $-2V$ 35—45°; Ng' 1,527, Np' 1,520, что отвечает калиево-натриевому полевому шпату, состоящему из 60% ортоклаза и 40% альбита. Микрокристаллическая основная масса состоит из зерен анортоклаза, промежутки между которыми за-

полнены биотитом, пироксеном и магнетитом. Химический состав породы приведен в табл. 166.

Таблица 166

Химический состав анортоклазового трахита района сел. Баглеби
(Аналитик В. А. Молева)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	59,80	CaO	2,66
TiO_2	0,46	Na_2O	4,92
Al_2O_3	19,80	K_2O	6,98
Fe_2O_3	2,17	P_2O_5	0,31
FeO	1,60	BaO	0,12
MnO	0,15	H_2O^+	0,42
MgO	0,85		
		Сумма	100,24

Цеолитизированное габбро района сел. Акети. Данная порода обнажается южнее сел. Акети в виде дайки мощностью около 50 *м*. По К. С. Маслову, в эндоконтакте порода имеет базальтовый вид. Вмещающие олигоценовые темно-серые сланцеватые глины метаморфизованы до графитизированных сланцев. Породы мелких выходов района сел. Дзимити, по-видимому, аналогичны акетскому габбро.

Под микроскопом порода района сел. Акети близка к тешениту, отличаясь от последнего содержанием оливина и меньшим количеством цеолитов (анальцима и томсонита). Порода среднезернистая, слегка порфировая вследствие наличия довольно крупных кристаллов оливина и авгита. Авгит свежий, тогда как оливин частично разрушен, с выделением в трещинах биотита и магнетита, которые встречаются также в виде первичных минералов. Из темноцветных минералов порода содержит бурую роговую обманку. Плагиоклаз зональный: в центре — битовнит № 85—90, в краевой зоне — олигоклаз № 20; в некоторых случаях оболочка плагиоклаза представлена санидином ($-2V$ 30°); иногда санидин встречается между кристаллами плагиоклаза. Количественно-минеральный состав породы приведен в табл. 167.

Таблица 167

Количественно-минеральный состав цеолитизированного габбро сел. Акети

Минерал	Состав
Санидин	3
Плагиоклаз	53
Авгит	18
Оливин, хлорит, биотит	13
Цеолит	9
Апатит	Мало
Рудный	4
Сумма	100

Кроме указанных выходов, в пределах Гурии Г. Ф. Челидзе зафиксированы следующие небольшие выходы жильных тел: анальцимовые базальты района сел. Хварбети, базальты района селений Тхинвали и

Богила и трахитовые породы района селений Кончкати, и Кокати, описанные Н. И. Схиртладзе (1958).

Анальцимовые базальты района сел. Хварбети. Порода залегает в отложениях нижнего сармата — мэотиса. Цвет ее черный; поры редко выполнены кальцитом и натролитом.

Основная масса (более $^2/_3$ объема породы) состоит из флюидно расположенных микролитов свежего плагиоклаза № 59, авгита и сильно хлоритизированного стекла. В значительном количестве содержатся магнетит и анальцим, заполняющие промежутки между микролитами и поры. Вкрапленники представлены авгитом (*cNg* 40—42°; *Ng—Np* 0,024; 2*V* 55—58°), почти полностью кальцитизированным и хлоритизированным оливином и единичными зернами плагиоклаза (№ 70). Содержится также магнетит.

Анортоклазовые трахиты района сел. Кончкати. Жила мощностью 20—25, простирающаяся на 120—150 *м,* сечет нижнесарматские отложения. Порода светло-серая, местами темно-серая, пористая; поры выполнены цеолитом и кальцитом.

Трахитовая основная масса состоит из сильно разрушенных микролитов полевых шпатов и авгита, а также хлоритизированного стекловатого базиса. Порфировые вкрапленники: сильно цеолитизированный андезин, свежий калиевый полевой шпат, свежий авгит и биотит. Два последних минерала по краям и трещинам переходят в рудный минерал и хлорит.

Базальты района сел. Тхинвали. Дайка данного базальта мощностью 1 *м* и протяженностью 2 *м* залегает в отложениях среднего мэотиса.

В мелкокристаллическую основную массу входят микролиты и микрофенокристаллы плагиоклаза (№ 20—25), микролиты авгита и зерна магнетита. Промежутки между микролитами обычно выполнены хлоритом и калиевым полевым шпатом. Мелкие поры заполнены хлоритом и анальцимом. Порода сильно изменена, с образованием серпентина за счет оливина и хлорита и магнетита за счет авгита.

Базальты сел. Богила. Породы имеют гиалопилитовую, почти черную основную массу, содержащую микролиты плагиоклаза (№ 50—57), авгита и зерна рудного минерала. Поры заполнены бовлингитоподобным слюдистым минералом. Порфировые вкрапленники: свежий плагиоклаз (№ 56), авгит (*cNg* 41°; *Ng—Np* 0,020; 2*V* +58°), свежий оливин (*Ng—Np* 0,031; 2*V* —86°).

Трахиты района сел. Кокати. Порода светло-серая, местами пористая, без вкрапленников. В порах также наблюдаются бовлингитоподобные образования. Структура породы трахитовая. Микролитовая основная масса сложена флюидно расположенными, сильно разложившимися микролитами андезина и сравнительно свежего авгита и калиевого полевого шпата. Промежутки между микролитами выполнены хлоритом и магнетитовой пылью. Микровкрапленники представлены зеленоватым авгитом; *cNg* 40°, размер зерен 0,1—0,3 *мм.*

* *
*

На сравнительно небольшом участке, относимом к Северной тектонической зоне (подзона IV_1^1), являющейся переходной между зонами Аджаро-Триалетской складчатой системы и Грузинской глыбы, наблюдается большое разнообразие пород, обусловленное главным образом наложенными процессами, которые претерпели относительно одинаковые базальтовые и габбровые породы. Здесь встречаются: различные щелочные базальты, анортоклазовые трахиты и цеолитизированное габбро, очень похожее на тешенит; различие заключается в присутствии

в относительно большом количестве оливина и в подчиненном — цеолита.

Господствующими вторичными процессами являются цеолитизация плагиоклаза и стекла, калишпатизация, серпентинизация оливина, бовлингитизация (выполнение пор), магнетитизация и хлоритизация стекла и авгита.

Таким образом, эти базальты как составом исходной породы, так и последующими процессами напоминают молодые базальты, развитые в Грузинской глыбе. Разница заключается в большем развитии в Гурии трахитовых и близких к ним пород.

Геологические данные указывают на совпадение (в целом) их возраста.

Эффузивы ущелий рек Тана и Тедзами, района курорта Боржоми и горы Гома

Выходы послепалеогеновых эффузивов наблюдаются в трех местах: 1) в ущельях рек Тана и Тедзами (селения Чхопиани, Дидицерети и Горисджвари), 2) в районе курортов Бакуриани и Боржоми и 3) на склонах горы Гома и на плато Цинавели в Аджарии. Все эти эффузии расположены в Центральной зоне зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы.

В ущелье рек Тана и Тедзами послепалеогеновые эффузивные образования представлены андезито-базальтами и андезитами. В районе сел. Чхопиани с этими породами генетически связаны образования агата, халцедона, горного хрусталя и аметиста.

Макроскопически породы селений Чхопиани и Дидицерети имеют порфировую структуру со стекловатым базисом. Вкрапленники: плагиоклаз (№ 74), авгит (*cNg* 40°; *2V* +56°) и иногда роговая обманка. Микролиты плагиоклаза более кислые (№ 40).

В выходе породы из сел. Горисджвари вкрапленники представлены плагиоклазом (№ 64) и авгитом. Основная масса состоит из стекла, плагиоклаза (№ 20) и авгита.

В районе курортов Бакуриани и Боржоми устанавливаются эффузивы двух возрастов: более древние, — лавы сел. Дабадзвели — верхнемиоцен-нижнеплиоценовые, и более молодые, — вулканические центры гор Мухера и Сарагви, Цихисджварская лава — позднечетвертичные — верхнеплейстоцен-голоценовые. Более молодые лавы следуют по долинам рек, древние — в своем распространении не подчиняются гидрографической сети и сами сильно расчленены.

Дабадзвельское лавовое плато лежит к западу от курорта Бакуриани, в 800—1000 *м* выше уровня р. Куры. Оно имеет эллиптическую форму с длинной осью, равной 7—8 *км*, и короткой — около 6 *км*. На южной окраине плато возвышается центр извержения дабадзвельских лав. Последние представлены розовато-красными и светло-серыми андезитами.

Структура пород порфировая. Пилотакситовая основная масса состоит из флюидно расположенных микролитов андезина и мелких зерен авгита и магнетита. Кроме того, содержатся бурые участки, обогащенные гидроокислами железа и хлоритом. Порфировые вкрапленники представлены лабрадором, авгитом и в очень малом количестве гиперстеном. Наблюдается также кристобалит.

Вулканический центр Мухера расположен вблизи курорта Бакуриани. Из этого центра относительно короткий андезитовый поток распространяется к югу и юго-западу, где слагает Бакурианское плато; другой поток через древнее русло Гуджаретисцхали спускается непосредственно в ущелье р. Куры. С. В. Обручев приводит следующий разрез этих образований, залегающих в ущелье р. Боржоми:

1. Отложения палеогена, интенсивно смятые в небольшую антиклинальную складку, над которыми залегают галечники. Мощность 4 *м*.
2. Брекчия, состоящая из угловатых и окатанных обломков андезитов, цементом которых служит рыхлый галечно-песчанистый материал желтого цвета. Мощность 4 *м*.
3. Андезит со столбчатой отдельностью. Мощность 1 *м*.
4. Брекчия, похожая на вторую пачку (слой 2). Мощность 4 *м*.
5. Поток массивного андезита.

Вулканический центр Мухера и связанные с ним лавовые потоки сложены андезитами, различающимися лишь по структуре основной массы и по окраске. В Бакурианском потоке (плато им. 26 бакинских комиссаров) С. В. Обручев выделяет андезиты двух типов: темно-серые, со слоистой отдельностью, и черные, с раковистым изломом и столбчатой отдельностью. Основная масса андезита первого типа состоит из прозрачного стекла, флюидно расположенных микролитов плагиоклаза (№ 60—70), авгита и рудного минерала. Вкрапленники представлены плагиоклазом (№ 48). Основная масса андезитов второго типа состоит из бурого стекла, микролитов плагиоклаза (№ 60) и авгита. Вкрапленники представлены авгитом и плагиоклазом (№ 45).

Порода из ущелья р. Боржоми (описание И. И. Танатара) имеет гиалопилитовую основную массу, состоящую из флюидно расположенных микролитов плагиоклаза, авгита, гиперстена и серого стекла. Поры заполнены тридимитом. Вкрапленники представлены авгитом и плагиоклазом.

С запада к Бакурианскому потоку примыкает другой лавовый поток — Цихисджварский, берущий начало на горе с отметкой 860 *м*. Общая морфология окрестностей горы Мухера и Цихисджварского потока показывает, что извержение с горы, имеющей отметку 860 *м*, несколько предшествовало извержению горы Мухера.

Цихисджварский лавовый поток характеризуется крупноглыбовой и плитчатой отдельностью. Макроскопически различаются темно-серая пористая и розовая разновидности. Структура породы порфировая с гиалопилитовой основной массой, состоящей из андезина, авгита, гиперстена и магнетита. Темно-серое стекло присутствует в подчиненном количестве. Вкрапленники представлены лабрадором и роговой обманкой, замещенной рудным минералом и в незначительном количестве — авгитом и гиперстеном.

Гуджаретский лавовый поток, продолжающийся до сел. Цагвери, берет свое начало на горе Сарагви, близ сел. Диди-Тонети. Общая длина потока 20 *км*, ширина 0,3—1 *км*, максимальная мощность 60 *м*.

Порода Гуджаретского лавового потока имеет порфировую, переходящую в афировую, структуру. Пилотакситовая основная масса состоит из андезина, авгита, магнетита и буроватого стекла. Микролиты местами расположены флюидно. Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом (андезин-лабрадор), авгитом и гиперстеном.

Химический состав андезитов района Бакуриани — Боржоми приведен в табл. 168.

Гора Гома и плато Цинавели (западная часть Аджаро-Триалетского хребта), по наблюдениям Д. С. Белянкина и В. П. Петрова, сложена постпалеогеновыми лавами, похожими на эоценовые образования. Г. С. Дзоценидзе считает породы плато Цинавели эоценовыми, так как они значительно изменены по сравнению с породами лавы Гома и имеют палеотипный облик.

Породы лавы Гома представлены светло-серыми или розоватыми щелочными трахитами. Основная масса породы интерсертальная, состоящая главным образом из микролитов плагиоклаза (№ 15—20) и более крупных кристаллов анортоклаза. В меньшем количестве присутствуют стекло, микролиты ромбического пироксена, скелеты

моноклинного пироксена, магнетит, гидроокислы железа и пирит. Вкрапленники представлены плагиоклазом (№ 40) с каемкой анортоклаза и биотитом. Химический состав породы приведен в табл. 168.

Таблица 168

Химический состав андезитов района Бакуриани—Боржоми

Окислы	Состав		
	1	2	3
SiO_2	62,67	60,10	61,24
TiO_2	0,38	1,15	0,52
Al_2O_3	17,54	16,31	20,23
Fe_2O_3	4,13	1,64	1,88
FeO	1,22	4,32	0,52
MnO	0,09	0,14	0,05
MgO	2,81	2,73	0,39
CaO	5,95	5,57	1,46
Na_2O	2,60	4,10	4,20
K_2O	1,89	2,43	7,46
P_2O_5	0,24	0,07	—
SO_3	0,15	0,76	—
H_2O^-	0,34	0,26	0,10
H_2O^+	0,82	0,22	0,66
Сумма	100,83	100,01	99,71

1—*андезит Бакуриани-Боржомского потока (аналитики Р. Е. Накашидзе и О. Ф. Размадзе);*
2—андезит из Сарагви (аналитик О. Ф. Размадзе);
3—трахит горы Гома (аналитик В. А. Егоров).

Порода плато Цинавели зеленовато-черная; характеризуется обилием хлорита (52%), образовавшегося за счет стекла. В основной массе наблюдаются микролиты андезина. Вкрапленники представлены лабрадором (общее количество плагиоклаза 35%) и совершенно свежим авгитом (7%). Магнетит содержится в довольно большом количестве (5%).

В некоторых местах породы сильно каолинизированы.

* * *

Из приведенного описания следует, что распространенные в зоне Аджаро-Триалетской складчатой системы послепалеогеновые лавы имеют в основном андезитовый, реже андезито-базальтовый состав. Исключение составляет лава горы Гома, отвечающая трахитам.

По возрасту среди этих лав Н. И. Схиртладзе (1958) выделяет верхнемиоцен-плиоценовые (дабадзвельские) и верхнеплейстоцен-голоценовые, развитые в современных долинах и на низких террасах (лавы вершин Мухера и Сарагви и сел. Цихисджвари). Возраст лав селений Чхопиани, Дидицерети, Горисджвари и горы Гома точно не устанавливается.

Характерной минеральной особенностью эффузивов этих лав является содержание среди фенокристаллов, наряду с плагиоклазом лабрадорового ряда, авгита, а также роговой обманки, гиперстена и реже кристобалита.

Следует отметить относительно слабое развитие вторичных (наложенных) процессов в послепалеогеновых лавах зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы. Наблюдаются следующие процессы: хлоритизация (стекла); лимонитизация — разложение стекла с выделением бурых продуктов; магнетитизация (ромбического пироксена). В порах выделен тридимит. Наличие каемки анортоклаза вокруг фенокристалла плагиоклаза (№ 40) в щелочном трахите горы Гома указывает, по нашему мнению, на калишпатизацию (калиевый метасоматоз).

Дополнительной особенностью андезито-базальтов сел. Чхопиани является то, что с ними связаны агат, халцедон, горный хрусталь и аметист.

Таким образом, эти эффузии имеют много общего с послепалеогеновыми эффузиями зоны складчатой системы Южного склона Большого Кавказа.

Жилы камптонитов, мончикитов и тешенитов Ахалцихского района

Геологическое изучение Ахалцихского района ведется с прошлого столетия. Из прежних исследователей, помимо Абиха и Фурнье, изучавших Малый Кавказ вообще, изучением собственно Ахалцихского района занимались Сорокин и Симонович. Из более поздних исследователей следует отметить С. В. Обручева, опубликовавшего две работы по геологии Боржомского района, и Б. Ф. Мефферта (1938), давшего в результате систематического изучения района довольно правильную трактовку его стратиграфии и геологии.

Первые сведения о существовании жильных пород в Ахалцихском районе встречаются в работе Б. Ф. Мефферта, который отмечает, что дайки, имеющие значительную мощность и большое распространение по простиранию, секут в районе селений Сакунети и Копадзе породы верхнего эоцена, а севернее г. Ахалциха — породы олигоцена. Автор увязывает образование этих жил с миоценовой складчатостью.

Последующим изучением района занимались Лукашевич и Страхов, коснувшиеся также жильных пород. Они упоминают описанный Г. М. Смирновым тешенит селений Варенти и Копадзе и ортоклазовое габбро сел. Сакунети. По данным Г. М. Смирнова, в состав этих пород входят: авгит, оливин, баркевикит, плагиоклаз и анальцим (у сел. Копадзе), а также биотит (селения Варенти и Рустави) и лучистый цеолит в жиле (против сел. Рустави); из второстепенных минералов упомянуты апатит и магнетит. В состав ортоклазового габбро сел. Сакунети входят ортоклаз, плагиоклаз (№ 73—97), авгит и роговая обманка; из второстепенных минералов — апатит, ильменит, сфен. Авторы отмечают сильное контактовое воздействие жил камптонитов, мончикитов и тешенитов на вмещающие верхнеэоценовые отложения. По данным П. Д. Гамкрелидзе (1949), пластовые тела пород этих жил залегают в глинисто-сланцевых и песчаниковых отложениях верхнего эоцена (приабон), секущие же тела — в образованиях олигоцена. Область развития жил данный автор выделяет под названием Ахалцихской подзоны (IV^1_3) Южной зоны, считая эту подзону самой лабильной частью Аджаро-Триалетской складчатой системы.

А. П. Герасимов (1937) описал интрузию сел. Сакунети как роговообманковый эссексит, присвоив породе это название на основании данных ее химического анализа. Жила сел. Сакунети, а также другие жилы района г. Ахалцихе впоследствии детально описаны Д. С. Белянкиным и В. П. Петровым (1940), которые возражают против термина А. П. Герасимова «эссексит». По их мнению, сакунетская порода содержит анальцим и другие цеолиты и на этом основании больше соответствует тешениту. Петрографическое описание ее приведено ниже по данным Д. С. Белянкина, В. П. Петрова и А. П. Герасимова.

Камптониты сел. Копадзе. Являются тонкокристаллическими и равномернозернистыми. Слагают центральную часть жилы; к периферии переходят в плотные меланократовые мончикиты. Бесцветная составная часть камптонитов сильно видоизменена; за ее счет образовались цеолиты.

Породы содержат многочисленные цветные минералы: авгит, оливин и биотит, а также плагиоклаз и фельдшпатид. Плагиоклаз (№ 65—67) обычно цеолитизирован. Часть минерала, уцелевшая от процесса цеолитизации, свежая и однородная. Как плагиоклаз, так и биотит заполнены идиоморфными кристаллами изотропного фельдшпатида. Фельдшпатид частично свежий, чистый и прозрачный, обычно видоизменен, замещен цеолитоподобным, мелкоагрегатным веществом, оптически близким к известковому томсониту (Nm 1,535—1,540). В сильно видоизмененных участках он замещен томсонитом и анальцимом. Иногда встречаются полные псевдоморфозы цеолита по фельдшпатиду, для которого Nm 1,503; своим габитусом ромбического додекаэдра минерал напоминает содалит. Авгит дает хорошо развитые крупные зональные кристаллы; вместе с биотитом пойкилитически заполняет крупные зерна основного плагиоклаза и замещающие его цеолитовые агрегаты; центральная часть авгита по сравнению с краевой окрашена в более светлый цвет, имеет больший показатель преломления, меньший угол погасания и маленький $2V$; константы центральной части: $2V$ 60°; Ng 1,715; Np' 1,688±0,005; $Ng'—Np'$ 0,027±0,002; cNg 41°; константы краевой части: $2V$ 62°; Ng 1,725±0,005; Np' 1,698; $Ng'—Np'$ 0,027±0,002; cNg 43°. Оливин свежий и совершенно бесцветный, слабожелезистый; Ng' 1,688±0,005; Np' 1,650±0,005; $-2V$ 86°; приведенные константы отвечают 10—20% Fe_2SiO_4 в молекуле минерала. Биотит коричневого цвета с сильным плеохроизмом. Хлорит содержится в породе в небольшом количестве; образован за счет биотита и пироксена. Цеолит представлен натролитом, томсонитом и анальцимом.

Количественно-минеральный и химический составы породы приведены в таблицах 169 и 170.

Базальтовидные апофизы мощностью 10—15 *см*. Характерные для мончикита сел. Копадзе.

Структура породы порфировая. Основная масса состоит из иголок баркевикита и бурых листочков биотита, находящихся вместе с октаэдрическим магнетитом в мелкозернистой массе, природа которой не выяснена. Порфировые вкрапленники представлены оливином и авгитом. Оливин сильно или полностью замещен агрегатом слюдистого вещества (от буро-желтого цвета до бесцветного), выделениями кристаллов рутила и скоплениями мелких желто-бурых октаэдров шпинели, приуроченных к краевым зонам псевдоморфоз оливина и к трещинам. Моноклинный пироксен вообще свежий, но по краям резорбирован и замещен микролитами баркевикита; размер зерен значительно меньше, чем у оливина.

Тешениты сел. Цниси. В отличие от выхода сел. Копадзе тешениты занимают большую часть интрузивного тела, а именно — центральную. Переход от тешенитов к камптонитам постепенный. Здесь имеются мелкие (до 1 *см*) жилы тешенит-аплита, едва отличающиеся от вмещающих пород.

Интересны образования тешенита и тешенит-аплита в окрестностях сел. Сакунети, где в камптоните имеется маломощное сильно вытянутое тешенитовое тело. В верхней его части среди раздвоенной жилы аплита находится мелкозернистый тешенит. Микроскопическое исследование показало, что в состав этой породы фельдшпатид и оливин не входят. Постоянным компонентом является анортоклаз, не входящий в состав камптонита. Бесцветные минералы преобладают над цветными. Порода состоит из анортоклаза, плагиоклаза, биотита, бар-

Таблица 169

Количественно-минеральный состав камптонитов сел. Копадзе

Минералы	Состав			
	1	2	3	Среднее
Плагиоклаз	22	16	14	17
Фельдшпатид	17	21	21	20
Биотит	8	18	15	13
Авгит	41	37	36	38
Оливин	6	5	9	7
Апатит	2	1	2	2
Магнетит	4	2	3	3
Сумма	100	100	100	100

1—3—номера образцов пород, подвергшихся подсчету.

Таблица 170

Химический состав камптонита сел. Копадзе
(Аналитик В. А. Егоров)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	43,79	BaO	Не обн.
TiO_2	1,15	Na_2O	2,60
Al_2O_3	13,90	K_2O	2,33
Fe_2O_3	4,58	P_2O_5	Не обн.
FeO	4,51	SO_3	„
MnO	0,15	Cl	0,02
MgO	11,90	H_2O^-	0,50
CaO	12,33	H_2O^+	1,93
		Сумма	99,76

кевикита, титан-авгита, изредка (в одном образце одно зерно) оливина, анальцима, натролита, томсонита (или брюстерита), ильменита, апатита, сфена и, возможно, санидина, магнетита или титаномагнетита.

Анортоклаз образует удлиненные столбчатые или неправильные зерна; часто с хорошей спайностью; иногда образует узкую кайму вокруг плагиоклаза; $-2V_{ср}$ 40,64°. Плагиоклаз (№ 74—80, в одном случае № 42) плохо сохранился, разъеден цеолитом; в редко сохранившихся кристаллах замечается полисинтетическое сдвойникование. Биотит бурый и явно двуосный; $-2V$ 5°; местами переходит в хлорит. Баркевикит всегда свежий, с хорошо очерченными кристаллами и прекрасной спайностью по призме (110); cNg 15°; $-2V$ 67°. Титан-авгит большей частью образует бесцветные и неправильные по сравнению с роговой обманкой более мелкие зерна, редко идиоморфные; цвет зеленый, редко лиловый; наблюдается слабо выраженная структура в виде песочных часов; $2V_{ср}$ 50°, $cNg_{ср}$ 45°. Оливин встречается очень редко; замещен хлорсерпентином. Анальцим сравнительно с другими цеолитами встречается редко; образует неправильные бесцветные и изотропные зерна; часто встречается в пространстве между полевым шпатом; Ng 1,489±0,004. Натролит встречается в тех же условиях, как и

анальцим. Томсонит образует радиально-лучистые агрегаты; Ng' 1,547±0,003; Np' 1,530±0,003; $Ng—Np'$ 0,014; $cNg_{ср}$ 65°; $2V_{ср}$ 56°.

Количественно-минеральный и химический составы тешенитов приведены в таблицах 171 и 172.

Таблица 171

Количественно-минеральный состав тешенитов сел. Цниси

Минералы	Состав
Анортоклаз	28
Плагиоклаз	9
Биотит	11
Баркевикит	Следы
Моноклинный пироксен	9
Анальцим	19
Томсонит	21
Апатит	2
Сфен	Мало
Магнетит	1
Сумма	100

Таблица 172

Химический состав тешенитов сел. Цниси

Окислы	Состав				
	1	2	3	4	Среднее
SiO_2	43,98	47,92	46,95	43,59	45,61
TiO_2	1,50	1,39	0,97	1,75	1,40
Al_2O_3	17,94	19,53	19,78	18,12	18,84
Fe_2O_3	4,77	3,48	3,05	3,33	3,66
FeO	4,51	3,63	4,11	4,94	4,30
MnO	0,17	0,11	0,13	0,14	0,14
MgO	5,56	3,66	4,33	5,95	4,87
CaO	9,37	6,21	7,85	9,61	8,39
BaO	Не обн.	0,09	0,01	0,01	0,03
Na_2O	2,93	4,18	3,24	3,07	3,35
K_2O	3,75	5,53	5,20	4,64	4,78
P_2O_5	Не обн.	0,45	0,64	0,72	0,45
CO_2	—	0,30	0,53	0,50	0,33
Cl	Не обн.	0,02	0,05	0,03	0,02
H_2O^-	0,80	0,19	0,44	0,45	0,47
H_2O^+	3,99	3,08	2,44	2,78	3,07
Сумма	99,74	99,75	99,72	99,63	99,71

1—*тешенит; каменоломни сел. Сакунети (аналитик В. А. Егоров);*
2—тешенит (эссексит А. П. Герасимова); крупнозернистая разновидность (аналитик Ю. Н. Книпович);
3—4—то же (аналитик Е. А. Свержинская).

Тешенит-аплиты сел. Цниси. Аплитовая порода характеризуется преобладающим содержанием анортоклаза. Плагиоклаза мало, он образует ядро анортоклаза и большей частью замещен цеолитом. В породе содержатся также роговая обманка, моноклинный пироксен, магнетит, сфен и апатит.

Анортоклаз с углом оптических осей —2*V* 40—50°; *Ng'* 1,526±0,001; *Np'* 1,518±0,001, что отвечает приблизительно 20—30% молекулы альбита. В цеолитовой массе различаются чешуйки мусковита и зеленые радиально-лучистые агрегаты хлорита. Цеолит представлен главным образом анальцимом. Изредка встречаются томсонит и натролит.

Количественно-минеральный и химический составы пород приведены в таблицах 173 и 174.

Таблица 173

Количественно-минеральный состав тешенит-аплитов сел. Цниси

Минералы	Состав		
	1	2	Среднее
Анортоклаз	34	83	57
Плагиоклаз	1	Следы	1
Биотит	Следы	—	Следы
Баркевикит	19	4	12
Моноклинный пироксен	6	—	3
Анальцим	26	6	16
Томсонит	12	4	8
Апатит	Следы	Следы	Следы
Сфен	1	1	2
Магнетит	1	2	1
Сумма	*100*	*100*	*100*

Таблица 174

Химический состав тешенит-аплитов сел. Цниси

Окислы	Состав		Окислы	Состав	
	1	2		1	2
SiO_2	57,85	57,02	BaO	Не обн.	Не обн.
TiO_2	0,46	0,75	Na_2O	4,92	3,58
Al_2O_3	20,35	19,11	K_2O	8,28	9,16
Fe_2O_3	1,32	1,67	P_2O_5	Не обн.	Не обн.
FeO	1,05	1,66	SO_3	"	"
MnO	0,11	0,14	H_2O^-	0,32	0,25
MgO	0,36	1,11	H_2O^+	2,92	2,35
CaO	1,89	3,06			
			Сумма	99,80	99,86

1—тешенит-аплит; ниже сел. Сакунети (аналитик В. Егоров);
2—тешенит-аплит (мелкозернистый эссексит А. П. Герасимова) (аналитик Ю. Морачевский).

Экзоконтактовые породы. *Описанные выше жилы оказывают* значительное контактовое воздействие на боковые породы. Ширина контактовой *полосы* 3—3,5 *м; иногда очень мелкие, мощностью* 30 *см,* жилы имеют контактовый ореол шириной до 1 *м.*

Макроскопически контактовые породы характеризуются шаровидными скоплениями (размер от 1—2 до 20—30 *мм*), более плотными, чем *окружающая* масса. В результате выветривания *такие шарики (орешки)* выпадают из породы.

В контактовой породе образовалось углистое вещество, бурый агрегат биотита, крупные столбчатые кристаллы моноклинного пироксена, а также крупные порфиробласты томсонита.

Химический состав породы приведен в табл. 175.

Таблица 175

Химический состав орешка контактовой породы жилы сел. Сакунети

(Аналитик В. А. Молева)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	48,40	BaO	0,02
TiO_2	0,81	Na_2O	5,14
Al_2O_3	16,94	K_2O	2,56
Fe_2O_3	2,26	P_2O_5	Следы
FeO	3,60	SO_3	Не обн.
MnO	0,03	Cl	„
MgO	3,23	H_2O^-	1,04
CaO	10,12	H_2O^+	6,16
		Сумма	100,31

Тешениты окрестностей сел. Варенти. Данный выход тешенита слагает пластовую жилу, простирающуюся на 4—5 *км*. Мощность весьма непостоянная, достигает 40—50 *м*. В интрузивном теле хорошо развита столбчатая отдельность, переходящая в сферическую (сфера выветривания).

Типичная порода жилы характеризуется офитовой структурой. Скелет породы первоначально составлял плагиоклаз (№ 55—60), окруженный каймой анортоклаза (—2*V* 50°). В настоящее время он замещен анальцимом и томсонитом, часто агрегатно вросшими друг в друга.

Железисто-магнезиальные силикаты представлены: свежим моноклинным пироксеном, бурым биотитом и оливином, часто переходящим вдоль трещин в зеленое биотит-хлоритовое и бурое биотитовое вещество, участвующее в строении офитовой структуры породы. В породе содержатся многочисленные иголки апатита.

Баркевикитовые тешениты сел. Варенти напоминают тешениты сел. Копадзе. И здесь главным компонентом является плагиоклаз из ряда лабрадора, окаймленный широкой полосой анортоклаза частично замещенный анальцимом и томсонитом; оба цеолита встречаются также в пространстве между полевыми шпатами; темные минералы представлены идиоморфным авгитом и баркевикитом; много крупных кристаллов магнетита.

Химический состав породы приведен в табл. 176.

Тешениты сел. Аспиндза. Выход тешенита находится на шоссе приблизительно на расстоянии 0,5 *км* от сел. Аспиндза по направлению к г. Ахалцихе. Постепенно расширяясь (до 100 *м*), он продолжается до берега р. Куры. Тешениты обнаруживают почти полное сходство с породами сел. Варенти. В эндоконтактовой части развиты мончикиты с почти незакристаллизованным стеклом. В экзоконтактовых известняках образовались мелкие кристаллы граната и светлые листочки слюды.

Тешениты района сел. Ахашени. Они обнажаются на правом берегу р. Куры. Представлены частично баркевикит-авгитовыми породами со следами биотитизированного оливина, частично же — биотит-авгитовыми, со следами баркевикита. Плагиоклаз (№ 60—65) хорошо

Таблица 176

Химический состав тешенита сел. Варенти

(Аналитик К. Сокова)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	45,26	BaO	0,08
TiO_2	1,60	Na_2O	3,61
Al_2O_3	15,36	K_2O	1,72
Fe_2O_3	3,87	P_2O_5	0,91
FeO	4,46	SO_3	Не обн.
MnO	0,13	Cl	"
MgO	7,41	H_2O^-	0,76
CaO	10,93	H_2O^+	3,37
		Сумма	100,47

сохранился. Цеолиты (анальцим, птилолит, натролит и томсонит) часто врастают друг в друга. Эндоконтактовые мончикиты представлены авгитом и биотитизированным оливином, вкрапленными в бурое хлоритизированное стекло, в котором наблюдается много мелких иголок баркевикита и кристаллов магнетита. В пустотах и частично в стекле встречаются выделения натролита и анальцима. В экзоконтакте туфопесчаники цеолитизированы.

Тешениты из оползня между селениями Гобиети и Мусха. У подошвы большого оползня, спускающегося к р. Куре, наблюдается сильно разветвленная тешенитовая жила.

Под микроскопом обнаруживает структуру, напоминающую офитовую. Плагиоклаз образует удлиненные (до 1,5 *мм*) зональные кристаллы (от № 50 до альбита), окруженные толстой каймой анортоклаза. Авгит и магнетит содержатся в довольно большом количестве. Вокруг авгита наблюдается зеленая плеохроичная каемка. Из цеолитов встречаются: анальцим и томсонит. Слюдисто-хлоритовые скопления образовались за счет оливина. Многочисленные игольчатые кристаллы апатита секут все минералы.

Тешениты сел. Мусха. Южнее сел. Мусха, на дороге, ведущей к горе, со стороны лавового плато, на расстоянии 1—2 *км* от сел. Чобарети в почве встречаются обломки тешенита.

Взятый в обломках образец оказался лейкократовым тешенитом, бедным цеолитами. Структура породы офитовая. Состоит она из плагиоклаза (в ядре № 60, в краевой зоне № 25), авгита и оливина. Межплагиоклазовое пространство заполнено анортоклазом или цеолитом — томсонитом, редко анальцимом. Много крупных иголок апатита.

Тешениты сел. Цхалтбила. Порода хорошо противостоит агентам выветривания.

В составе типичной разности преобладает полевой шпат, представленный плагиоклазом (№ 40—20) и в большом количестве — анортоклазом, окаймляющим плагиоклаз и образующим самостоятельные алломорфные выделения. В полевошпатовой массе рассеяны мелкие кристаллы моноклинного пироксена, магнетита и бурые листочки биотита. Много иголок апатита. Хлорит представлен двумя разновидностями: темно-зеленой, замещающей оливин, и светло-зеленой, образующей сферолиты и замещающей анортоклаз. Плагиоклаз по трещинам переходит в анальцим.

Диабазы сел. Пересцихе. Порода этого выхода от описанных выше отличается сильной карбонатизацией и отсутствием цеолитов. Состоит она из плагиоклаза (№ 40—50), редко с каймой анортоклаза, авгита, магнетита и чешуек биотита. Пространство между перечисленными минералами заполнено хлоритом и кальцитом. Последние заполняют также пустоты в породе, причем сначала происходило выделение хлорита, заполняющего стенки пустот, а затем кальцита.

Вблизи заполнения пустот плагиоклаз приобретает кислый (альбитовый) характер, уменьшается количество кальцита и хлорита, появляются удлиненные кристаллы баркевикита и листочки биотита и, наконец, происходит группирование иголок апатита; структура таких измененных пород флюидная.

Оливиновые тешениты сел. Охера. Структура породы офитово-интерсертальная, частично порфировидная благодаря наличию крупных кристаллов авгита и биотитизированного оливина. Порода содержит также баркевикит. Бесцветные минералы (цеолитизированный плагиоклаз № 60 с каймой анортоклаза и цеолиты — анальцим и томсонит) заполняют вместе с хлоритом пространство между полевыми шпатами и выделяются в пустотах. Порода испещрена мелкими иголками апатита.

Химический состав породы приведен в табл. 177.

Таблица 177

Химический состав тешенита сел. Охера

(Аналитик В. А. Егоров)

Окислы	Состав	Окислы	Состав
SiO_2	45,58	BaO	Не обн.
TiO_2	1,63	Na_2O	3,22
Al_2O_3	15,80	K_2O	1,54
Fe_2O_3	5,99	P_2O_5	Не обн.
FeO	3,02	SO_3	„
MnO	0,12	Cl	„
MgO	6,99	H_2O^-	1,59
CaO	9,88	H_2O^+	4,68
		Сумма	100,04

Мончикиты г. Ахалцихе. Севернее г. Ахалцихе в осадках олигоцена (по Б. Ф. Мефферту) наблюдаются две разветвленные жилы мончикита. Мелкие жилы тешенита (мощностью 1—2 *см*) секут мончикит.

В шлифе наблюдается биотит ($Ng=Nm$ оранжевый, Np светло-желтый). Среди порфировых выделений встречается свежий авгит, а также мелкие псевдоморфозы биотита по оливину и апатит. В основной массе много мелкоагрегатного слюдисто-хлоритового вещества, полностью замещающего стекло.

Вмещающие породы слабо изменены с образованием пятнистых сланцев. К новообразованиям принадлежат анальцим и слюдисто-хлоритовое вещество.

Тешениты, секущие мончикиты, по облику сильно напоминают баркевикитовый тешенит сел. Копадзе. Из железисто-магнезиальных силикатов они содержат биотит и авгит. Плагиоклаз (№ 56) и здесь окаймлен анортоклазом, а цеолиты, замещающие его, представлены анальцимом и гейландитом (Ng' 1,490; Np' 1,479). Цеолиты встречаются и самостоятельно.

* * *

Среди жильных пород района г. Ахалцихе встречаются преимущественно цеолитовые породы. Только в одном случае (диабаз сел. Пересцихе) цеолит отсутствует.

Поскольку мы имеем дело с цеолитсодержащими породами, прежде всего возникает вопрос о генезисе анальцима. Этот вопрос нами подробно затронут при характеристике тешенитов Западной Грузии и ущелья р. Иори, поэтому здесь мы его касаться не будем. Вскользь отметим, что Д. С. Белянкин и В. П. Петров признают существование как первичного цеолита, так и вторичного, образовавшегося за счет плагиоклаза. Первичный цеолит заполняет пространство между плагиоклазом и другими минералами.

А. П. Герасимов отмечает, что полевые шпаты сильно разъедены цеолитом; в некоторых случаях последний полностью замещает полевой шпат, образуя типичные псевдоморфозы, иногда же сохраняются незначительные остатки первичного минерала.

Нам кажется, что тешенит с диабазовой структурой представляет цеолитизированный диабаз, а с габбровой — цеолитизированное габбро и т. д. Доказательство этого мы встречаем среди жильных пород Ахалцихского района. Диабазовая жила сел. Пересцихе подобна тешениту; разница состоит в том, что плагиоклаз последнего не цеолитизирован. Зато здесь имеет место образование хлорита, заполняющего вместе с кальцитом пространство между первичными минералами. Натриевый метасоматоз выражен в альбитизации плагиоклаза.

Трудно разрешим вопрос возраста тешенитовых пород Ахалцихского района. По данным П. Д. Гамкрелидзе (1949), пластовые тела, сложенные этими породами, приурочены главным образом к глинисто-сланцевым и песчаниковым отложениям верхнего эоцена; изредка они встречаются в олигоценовых осадках с образованием секущих тел (даек). Исходя из того, что пластовые тела дислоцированы (смяты) вместе с вмещающими осадками, этот автор считает их образованиями интрузивной фазы верхнеэоценового вулканизма; дайки же он связывает с верхнетретичным вулканизмом.

Трудно оспаривать мнение автора, когда по трактуемому вопросу в настоящее время у нас не имеется более определенных геологических данных, однако нам кажется естественнее не разделять по петрографическому составу совершенно тождественные тешениты только потому, что одни образуют дайки, а другие — пластовые тела. Ведь пластовые тела тоже, вероятно, где-то должны иметь свои вертикальные подводящие каналы. Что касается отсутствия дислоцированности дайковых тел, то оно, возможно, является кажущим. В пластовых телах ввиду их горизонтального положения эффект дислокационных процессов более очевиден.

Поэтому камптониты, мончикиты и тешениты Ахалцихского района мы условно относим к верхнему миоцену — плиоцену.

Вулканические пеплы Кахетии

С целью уточнения возраста труднодатируемых эффузивных образований Н. И. Схиртладзе (1958) использует метод синхронизации пеплов и песков определенного состава, залегающих в различных фаунистически датированных отложениях. Этот метод в Грузии впервые с успехом был нами применен для уточнения возраста верхнеплиоценовых эффузивов (Заридзе, 1944).

На территории Грузии (Южная Кахетия и Картли), а также в смежной территории Азербайджана пеплы встречаются в отложе-

ниях среднего и верхнего сармата, мэотиса, акчагыла, апшерона и бакинского яруса.

Вулканические пеплы, приуроченные к среднесарматским отложениям, известны в Южной Кахетии, в области хребта Эйляр-Оуги, несколько восточнее его — в районах селений Кесаман и Какабети.

Минеральный состав пепла тяжелой фракции района сел. Кесаман, по данным А. Г. Алиева, следующий: биотита 8%, мусковита 2%, хлорита 3%, базальтической роговой обманки 3%, пикотита 1%, пироксена 1%, барита и нерудных непрозрачных минералов 17%, бурого железняка 2%, пирита 57%. В состав легкой фракции входят полевые шпаты 2%, вулканическое стекло 98%. По химическому составу этот пепел андезитовый.

Прослои пепла в районе сел. Какабети имеют мощность 0,4 *м*. Пепел состоит из угловатых, пемзовидных обломков вулканического стекла, зерен андезина, моноклинного пироксена и бурой роговой обманки. По химическому составу он отвечает дациту. В отложениях верхнего сармата наличие пеплов установлено в нескольких пунктах, в частности в Южной Кахетии (селения Гареджисхеви, Натлисмцемели и Катар) и Картли (сел. Метехи). Мощность некоторых пепловых прослоев достигает 4 *м*.

Гареджисхевский пепел в основном состоит из карбонатных и глинистых масс и хлорита, являющихся продуктами разрушения вулканического стекла. Наблюдаются единичные зернышки андезин-лабрадора, магнетита, гидроокислов железа и слюдоподобного вещества. По составу этот пепел отвечает андезиту.

Пепел в районе сел. Катара сложен вулканическим стеклом и микролитовой основной массой эффузивных пород. Присутствуют также моноклинный и ромбический пироксены, роговая обманка, биотит, хлорит, кальцит, эпидот, апатит и магнетит. По составу пепел соответствует дациту.

Пепел сел. Метехи по составу отвечает липарит-дациту.

В районе селений Гареджисхеви и Додо прослой пеплов мощностью около 1,5 *м* приурочен к песчаникам ширакской толщи (мэотис — понт). Толща эта прослеживается на большом расстоянии; к западу мощность ее возрастает. Другой прослой пепла имеется в верхах нижнего отдела ширакской толщи района сел. Олестави.

Пепел района селений Гареджисхеви и Додо по составу может быть отнесен к андезиту, пепел же сел. Олестави — к андезито-базальту. Отмечается различный состав тяжелых фракций этих пеплов: пепел района сел. Олестави в отличие от пепла района селений Гареджисхеви и Додо не содержит авгита, апатита и коричневой роговой обманки, что указывает на различный источник привносимого материала.

Среди образований акчагыльского яруса в ряде пунктов Южной Кахетии известны вулканические пеплы. Мощность пепловых прослоев достигает 2 *м*. Из них петрографически изучены пеплы районов селений Олестави, Вакемта, Коджориси и Вазиани. Пепел района селений Олестави и Коджориси по составу соответствует андезитам, пепел же района сел. Вакемта несколько кислее — отвечает андезит-дациту. Пепел района сел. Вазиани имеет липарит-дацитовый состав. Эти пеплы обнаруживают большое сходство с пеплами района сел. Надарбазеви.

В районе г. Сигнахи и селений Чалаубани и Нагомбреби прослои пеплов известны в апшеронских отложениях. В последнем пункте, по данным Г. С. Дзоценидзе и П. Ф. Киласония, пепел сложен из стекла (n 1,507±0,001) и обломков микролитовых эффузивов; встречаются также угловатые обломки андезина, роговой обманки и гиперстена; состав пепла дацитовый.

Пеплы, приуроченные к бакинскому ярусу, констатированы в южной оконечности степи Большие Шираки (Назаралеби) и в районе сел. Верхний Кеди. По составу они отвечают андезито-дацитам и обнаруживают большое сходство с акчагыльскими пеплами района селений Вакемта и Коджориси. Отдельные, сравнительно маленькие выходы вулканических пеплов и песков отмечаются в ряде других пунктов Грузии.

Вулканический пепел района сел. Ташбаш налегает мощным (8 *м*) слоем на граниты Храмского массива и перекрывается долеритами; в контакте с последним он окрашен в красный цвет. По составу пепел отвечает липариту. Пепел аналогичного состава отмечается около сел. Кулеиси. Более кислого дацитового состава прослой пепла известен в районе Дманиси (гора Мусисцихе).

Вулканический пепел района сел. Триалети по характеру плагиоклаза и светопреломлению стекла относится к андезито-базальту. Здесь прослои пепла мощностью 4 *м* залегают среди озерных глин и алевритов, перекрывающихся покровом андезито-базальта. Такой же состав имеет слой (мощность 20—25 *м*) вулканического песка в ущелье р. Чочиани, залегающий под покровом андезито-базальта на гранитоидах Храмского массива.

Андезито-базальтовые пески и пеплы известны также в районах сел. Аха и конусообразной горы Арчеули. В последнем пункте мощность песка составляет несколько сотен метров. Здесь же имеется пирокластический материал (бомбы, шлаки, крученые лавы, пемза и т. п.), указывающие на то, что названная гора была центром извержения.

В окрестностях г. Ахалкалаки между четвертичными покровами долеритов залегает 1,5-метровый прослой песка, состоящий из угловатых обломков андезитов, стекла, лабрадора, авгита, роговой обманки и гиперстена и по составу отвечающий андезиту.

Таков же состав песка, залегающего в нижнем течении р. Алгети среди корбикулевых глин, возраст которых определяется как акчагыльский (А. И. Джанелидзе), апшеронский (Д. В. Церетели) и бакинский (Г. Ф. Челидзе). Аналогичный, по данным Н. И. Схиртладзе, песок имеется среди акчагыльских отложений сел. Цалка, в отложениях, где Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили обнаружили зуб слона (Заридзе, Татришвили, 1948).

Таким образом, согласно приведенным выше данным в пределах Грузии после палеогена проявления вулканизма намечаются в сармате—мэотисе, акчагыле — апшероне, бакинском веке — голоцене.

Для установления источников поступления пеплов Н. И. Схиртладзе исходит из закономерного изменения их мощности в определенном направлении. Так, например, мощности отдельных прослоев пепла, приуроченных к отложениям сармата и мэотиса, возрастают в западном направлении, где распространена мощная вулканогенно-осадочная, так называемая годердзская свита, пепловые туфы которой аналогичны сарматским и мэотическим пеплам.

Мощность акчагыльских и апшеронских пеплов возрастает в южном и юго-восточном направлениях в сторону Армении и Южной Грузии. Эти пеплы соответствуют андезитам и андезито-дацитам; исключение составляет вазианский пепел трахилипаритового состава. Аналоги андезитовых и андезито-дацитовых пеплов известны на Самсарском хребте и в других местах Южной Грузии.

Источником трахилипаритовых пеплов, вероятно, следует считать липаритовые лавы горы Коюндаг. Липаритовые пеплы имеются в районе селений Цалка и Ташбаш. Они перекрываются долеритами и озерными отложениями, содержащими акчагыльскую фауну (Заридзе, Татришвили, 1948). На основании этого вазианский липаритовый пепел, по-видимому, является также доакчагыльским.

Одинакового состава вулканические пески селений Аха, Триалети и р. Чочиани Н. И. Схиртладзе условно относит к верхнему плиоцену—апшерону на том основании, что они и их аналоги местами (сел. Цалка) перекрывают долериты и озерные отложения.

Аналогичные пески развиты в г. Ахалкалаки и в ущелье р. Алгети. В последнем пункте пеплы залегают в корбикулевых глинах, относимых к акчагылу или апшерону.

Схема развития послепалеогеновых пеплов Кахетии и синхроничных им эффузий приведена в табл. 178.

Таблица 178

Схема развития послепалеогеновых пеплов Кахетии и синхроничных им эффузий

Местонахождение пепла	Возраст вмещающих пепел слоев	Состав пепла	Синхроничные эффузии
Сел. Кесаман	Средний и верхний сармат	Андезитовый	Вулканогенная годердзская свита, лавы и пеплы которой по составу аналогичны пеплам Кахетии
Сел. Какабети		Дацитовый	
Сел. Гареджисхеви		Андезитовый	
Сел. Катара		Липарито-дацитовый	
Селения Гареджисхеви и Додо	Ширакская толща — мэотис	Андезитовый	Андезито-базальтовые, андезитовые и дацитовые лавы Южной Грузии и липаритовые эффузивы горы Коюндаг.
Сел. Олестави	Ширакская толща — мэотис (верхняя часть)	Андезито-базальтовый	
Сел. Вазиани	Доакчагыльский (понт — киммерийский)	Липарито-дацитовый	Липаритовые пеплы района селений Цалка и Ташбаш
Хребет Коцахури	Акчагыл	Трахилипаритовый	
Селения Олестави и Коджориси	Акчагыл	Андезитовый	
Сел. Вакемта	Акчагыл	Андезито-дацитовый	
Гора Сигнахи и селения Чалаубани и Нагомбреби	Верхний плиоцен — апшерон	Дацитовый	Вулканические пески района селений Аха, Триалети и ущелья р. Чочиани Южной Грузии. Центр извержения — гора Арчеули. Вулканические пески, залегающие в корбикулевых глинах горы Ахалкалаки и ущелья р. Алгети
Большой Ширак у сел. Верхний Кеди	Бакинский ярус	Андезито-дацитовый	Малокавказские эффузии

Эффузивные образования зоны Сомхитской глыбы

Общие сведения

Постпалеогеновые вулканогенные образования зоны Сомхитской глыбы занимают следующие основные пункты: на западе — Арсианский хребет; на востоке — Эрушетскую высокогорную область, Гектапинскую возвышенность, Джавахетское нагорье (рис. 40 и 41), бассейн р. Храми (Цалкский, Тетрицкаройский и Марнеульский районы) и Машаверы (Дманисский район). Они развиты также на территории Армянской ССР и Турции.

Н. И. Схиртладзе (1958) на основании палеонтологических и геологических данных, а также изучения вулканических пеплов и песков, наблюдаемых в фаунистически датированных отложениях Восточной Грузии, дает следующую возрастную схему проявления постпалеогенового вулканизма в зоне Сомхитской глыбы.

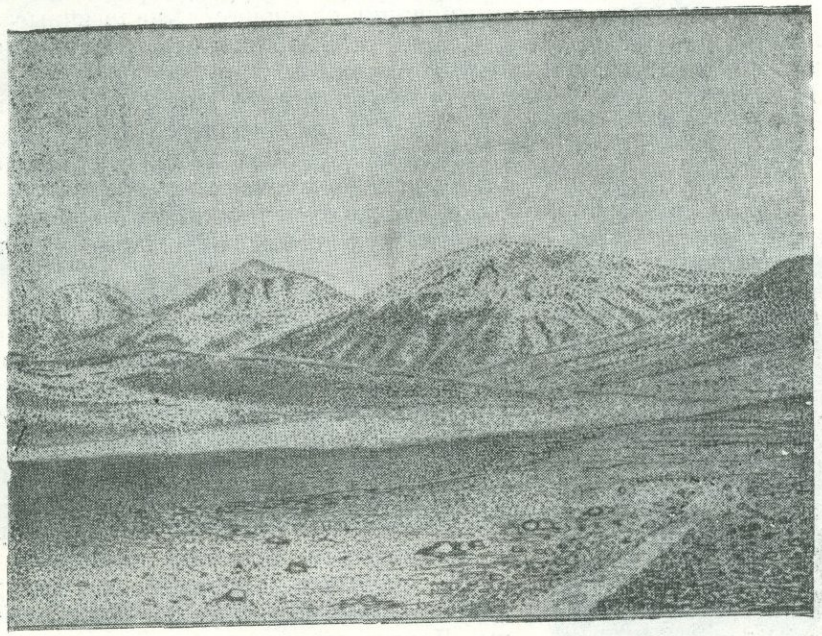


Рис. 40. Гора (вулкан) Карадаг. Фото Н. И. Схиртладзе

1. Верхний миоцен — нижний плиоцен (верхний сармат — мэотис). В это время образовались годердзская свита и ее аналоги.

2. Верхний плиоцен — нижний плейстоцен (акчагыл — бакинский ярус). К этому времени относятся ахалкалакские и цалкинские доле-

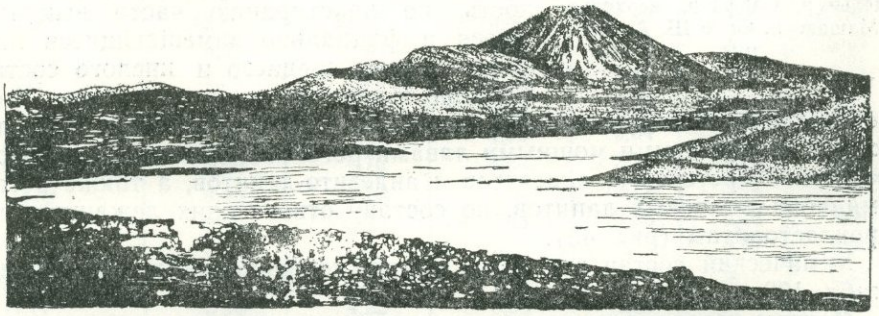


Рис. 41. Вулкан Тавкветили, вид с озера Табацкури. Фото Н. И. Схиртладзе

ритовые лавы, а также некоторые лавы средней кислотности Самсарского и Кечутского хребтов.

3. Верхний плейстоцен — низы голоцена (хвалынский и новокаспийский века). Сюда относятся андезито-дацитовые лавы Самсарского хребта, а также долеритовые и андезито-базальтовые лавы Кечутского хребта.

Верхнемиоцен-нижнеплиоценовая вулканогенно-осадочная годердзская свита

В 1914 г. И. В. Палибиным была выделена вулканогенно-осадочная толща, развитая около перевала Годердзи (Арсианский хребет), содержащая хорошо сохранившуюся ископаемую флору, которая дала автору возможность датировать толщу нижним плиоценом. Аналогичные образования, распространенные в ущелье р. Кваблиани центральной части Ахалцихской депрессии, известны под названием годердзской свиты. В 1933 г. Б. Ф. Мефферт отметил выход тех же пород к востоку от перевала Годердзи, в ущелье р. Уравели (селения Кисатиби, Цхордза и Гиоргицминда), получивших название кисатибской свиты. Это мнение было подтверждено последующими работами, что дало возможность годердзскую и кисатибскую свиты объединить в единую свиту.

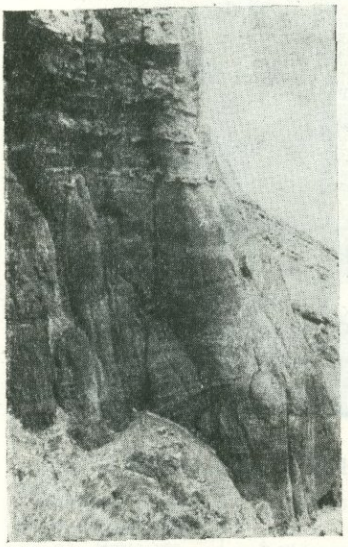


Рис. 42. Верхнемиоцен-нижнеплиоценовые дацит-липаритовые туфы, расположенные под андезит-дацитовыми лавами. Ущелье р. Сарфдер, верховье р. Машавера. Фото Ш. А. Адамия

Синхроничные годердзской свите образования, по-видимому, развиты под долеритовыми покровами Ахалкалакского плато, в Самсарском и Кечутском хребтах, Цалкской депрессии и в ущелье р. Машаверы (рис. 42).

По мнению Н. И. Схиртладзе, годердзская свита образовалась в сармате—мэотисе, возможно, частично в понте, причем к понтическому возрасту, очевидно, относятся андезито-дацитовые и дацитовые лавы, занимающие верхние части этой свиты. Другие геологи придерживаются иного мнения, в частности К. Н. Паффенгольц относит ее к олигоцену.

Годердзская свита в целом имеет однородный петрографический состав. В нижних ее горизонтах наряду с пирокластолитами среднего и кислого состава иногда появляются долеритовые лавы основного состава, имеющие незначительную мощность, по простиранию часто выклинившиеся и фациально замещающиеся пирокластолитами среднего и кислого состава. Средние и верхние горизонты свиты всюду представлены преимущественно пирокластолитами среднего и кислого состава, перекрытыми мощными лавами роговообманковых и роговообманково-гиперстеновых андезитов и андезито-дацитов, а также роговообманково-авгитовых дацитов, по составу отвечающих лежащим ниже пирокластолитам (рис. 43).

Химический состав верхнемиоцен-нижнеплиоценовых лав приведен в табл. 179.

Центры извержения широко распространенных лав среднего и кислого состава и пирокластолитов пока установлены в Самсарском хребте (вулканы Абул и Самсар).

Ниже приводится петрографическая характеристика некоторых типичных пород, слагающих годердзскую свиту.

Конгломераты. Эти образования в большинстве случаев встречаются в виде линзообразных тел мощностью от 1 до нескольких метров. На роговообманково-гиперстеновые и роговообманковые андезит-дациты приходится 70% галечного материала (размер галек 5—25 *см* в диаметре), а на сильно измененные андезиты—24%. Цемент, составляющий

$^{1}/_{2}$ породы, является псаммитовым, по составу соответствующим смешанному туфу роговообманково-гиперстенового андезито-дацита.

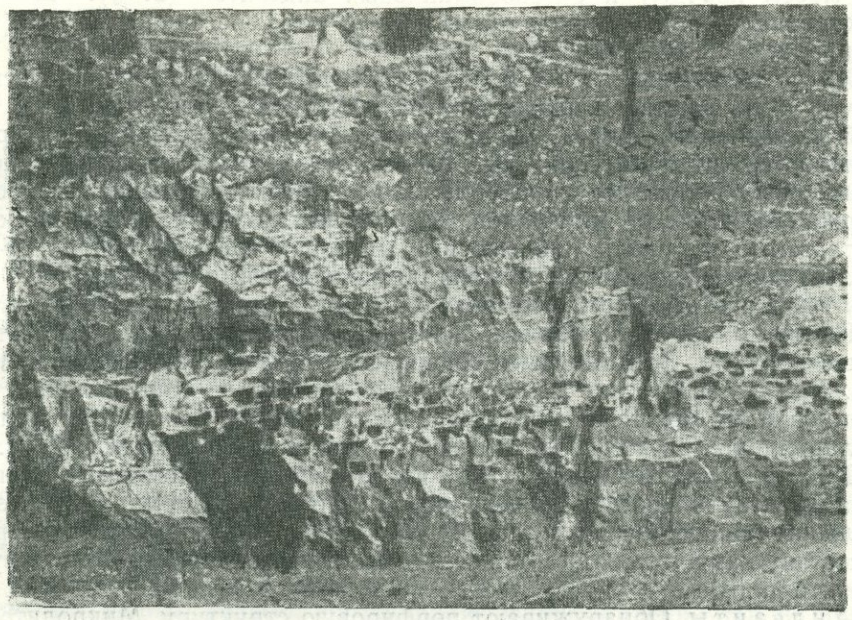


Рис. 43. Пещерный монастырь Вардзиа, выработанный в слоистых туфах и туфобрекчиях годердзской свиты. Фото Н. И. Схиртладзе

Таблица 179

Химический состав верхнемиоцен-нижнеплиоценовых лав

Окислы	Состав					
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	62,38	63,88	65,32	68,80	75,32	46,96
TiO_2	0,29	0,26	0,73	0,36	0,42	0,40
Al_2O_3	13,64	12,50	16,30	16,83	13,27	13,35
Fe_2O_3	5,51	0,63	2,19	2,18	0,30	6,87
FeO	1,51	1,02	1,13	1,45	0,31	3,33
MnO	0,02	0,08	0,13	0,05	Следы	0,09
MgO	2,08	1,47	1,72	0,64	Следы	8,89
CaO	5,60	4,76	3,64	3,43	0,99	2,15
Na_2O	4,45	2,70	4,87	2,12	3,44	3,31
K_2O	2,62	2,03	3,43	3,26	5,14	1,07
P_2O_5	0,05	—	—	0,10	0,27	0,63
SO_3	0,07	0,27	0,15	0,17	0,10	0,23
H_2O^-	0,90	4,22	0,32	0,36	0,32	0,64
H_2O^+	0,82	6,38	0,26	0,12	0,20	2,04
Сумма	99,94	100,14	100,19	99,51	100,08	99,96

1—андезит; вершина Каябаш (аналитик О. Ф. Размадзе);
2—андезито-дацитовый литокластический туф; сел. Вале (аналитик О. Ф. Размадзе);
3—дацит; сел. Зеда Вардзиа (аналитик О. Ф. Размадзе);
4—липарито-дацит; гора Большой Абул (аналитик О. Ф. Размадзе)
5—*липарит; конус горы Коюндаг (аналитик О. Ф. Размадзе),*
6—долерит: сел. Уравели (аналитик Н. И. Оманидзе).

Вулканические брекчии. Содержат обломки (5—50 *мм*) опять-таки роговообманково-гиперстеновых андезит-дацитов (73% от всей массы породы) и роговообманковых андезитов (27%). Цемент представляет собой алеврито-псаммитовый туф, состоящий из того же материала, что и обломки.

Литокластические туфы. Отличаются от вулканических брекчий лишь размером слагающих их обломков (от 1 до 2,5 *мм*).

Смешанные туфы. Характеризуются неодинаковой структурой. Различаются пелито-алевритовые витро- или кристаллокластические и псаммитовые или более грубообломочные литокластические разности; содержание обломков минералов, эффузивных пород и вулканического стекла также различное. Обломочный материал (размер от 1 до 15 *мм* и более) представлен пемзой, лапиллями и другими породами. По составу туфы отвечают роговообманково-гиперстеновым андезито-дацитам.

Пелито-алевритовые, витро- и кристаллокластические туфы. Эти породы в годердзской свите играют подчиненную роль. Витрокластические пепловые туфы состоят из тонковолокнистых обломков хлоритизированного стекла (около 70%) и мельчайших обломков лабрадора (до 20%), пироксена (5%) и роговой обманки (5%).

Кристаллокластические туфы представлены обломками плагиоклаза, авгита, гиперстена и темно-коричневой роговой обманки. В незначительном количестве присутствуют обломки пород и рудный минерал. По составу как витро-, так и кристаллокластические туфы соответствуют андезито-дацитам.

Андезиты. Обнаруживают порфировую структуру. Микролитовая основная масса состоит главным образом из андезина. Фенокристаллы представлены плагиоклазом (андезин или лабрадор) и пироксеном (авгит и гиперстен). Имеется много магнетита и гидроокислов железа. Порода местами хлоритизирована.

Андезито-дациты. В шлифе обнаруживают порфировую структуру. Пилотакситовая основная масса составляет почти $^1/_2$ породы и состоит из буроватого стекла, микролитов плагиоклаза (андезина) и магнетитовой пыли. Вкрапленники представлены лабрадором, гиперстеном и авгитом.

Долериты. Развиты в низах свиты. Структура пород офитовая. Главными составными частями породы являются длиннопризматический лабрадор и моноклинный пироксен (авгит). В большом количестве присутствуют иддингситизированный оливин, сферолитовый хлорит и рудный минерал.

Базальты. Характеризуются порфировой структурой. Полнокристаллическая основная масса слагается из флюидно расположенных микролитов плагиоклаза (лабрадора) и в преобладающем количестве — авгита. Вкрапленники представлены лабрадором, авгитом и оливином. Имеется много хлорита, магнетита и апатита.

Химический состав лав и пирокластолитов годердзской свиты в основном отвечает андезитам, андезито-дацитам, дацитам, а иногда липарито-дацитам и липаритам (горы Абдул, Коюндаг, Инякдаг). Основные породы, распространенные в низах свиты, по химическому составу соответствуют оливиновым базальтам и долеритам.

Верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые лавы

На Ахалкалакском плато и в районах селений Цалки, Гомарети и Дманиси широко распространены основные (долеритовые и базальтовые) лавы. П. Д. Гамкрелидзе и Н. И. Схиртладзе подтвердили высказанное Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1947) мнение о том, что территориально разобщенные ахалкалакские и цалкинские основные

лавы занимают одинаковое стратиграфическое положение. То же можно сказать об основных лавах районов селений Гомарети и Дманиси. Все эти лавы заполняют древние эрозионные депрессии, выработанные в эффузивах годердзской свиты и более древних образованиях. Под долеритами в разных пунктах наблюдаются продукты размыва годердзской свиты и ее аналогов. В некоторых разрезах основные лавы кверху сменяются андезито-базальтами, сменяющимися в свою очередь в районах Самсарского и Кечутского хребтов андезитами.

Правильному пониманию геологического строения цалкской лавовой свиты, состоящей из базальтовых и андезито-базальтовых покровов, препятствовал ошибочный взгляд, согласно которому лавовыми потоками будто бы заполнены неровности палеорельефа и падение лавовых покровов является первичным.

Обзор мнений о геологическом строении района показывает, что в отношении формы залегания лав существовали два взгляда. Согласно первому взгляду (С. Ильин, Л. Конюшевский, Аренс, Г. Джигаури), лавы выполняли неровности древнего рельефа и в дальнейшем не испытывали складчатости; сторонники второго взгляда (В. Богачев, А. Желтов, П. Гамкрелидзе и В. Эдилашвили) отмечали в лавах складки. Два последних автора связывали излияния андезито-базальтов с бакинской орогенетической фазой. В цалкских дислоцированных лавах определенно видно прекращение эффузивной активности в связи со складкообразованием, о чем свидетельствует отсутствие лав в синклинальных депрессиях.

В результате наших наблюдений 1946 г. выявлено, что в Цалкском районе все формы рельефа на площади распространения лав, за исключением горы Булагдаг, являются тектономорфными. В Цалкском районе нами зафиксирован ряд складок, кратко охарактеризованных в опубликованной в 1948 г. работе (Заридзе, Татришвили, 1948).

Депрессии селений Каряк и Бешташени представляют синклинали. Бешташенская синклиналь в настоящее время заполнена Храмским запрудным озером; эта синклинальная складка продолжается до сел. Имера. Между двумя упомянутыми синклиналями лежит антиклинальная складка (рис. 44). Селение Цалка расположено также на синклинальной складке, которая, по-видимому, проходит через депрессию, находящуюся южнее горы Аило. Между Бешташенской и Цалкской синклиналями лежит антиклинальная складка, совпадающая с Корсусским хребтом, поэтому мы называем ее Корсусской антиклиналью.

Севернее сел. Ташбаш проходит хребет, совпадающий с короткой антиклиналью, называемой нами Ташбашской. По-видимому, она затухает на левом берегу р. Храми, у горы Гюнеиндаг. Селение Ташбаш расположено в обширной депрессии, совпадающей с Ташбашской синклиналью (рис. 45).

Так как созданный цалкскими лавами рельеф обязан своим происхождением складчатым структурам, можно полагать, что до складкообразования район представлял собой своеобразную равнину, частично покрытую водой (озером), в которую стекала лава. Образование различных покровов является результатом нескольких импульсов вулканизма.

Почти во всех обнажениях первые лавовые покровы (слои) расположены на осадочных (озерных) образованиях мощностью 20—30 *м*, характеризующихся прекрасно выраженной слоистостью и содержанием довольно хорошо обработанного материала. Под лавами эти образования состоят из песка, глины и мелких обломков лавы, свидетельствующих об их отложении в водном бассейне. Импульсов излияний лавы было несколько. В обнажениях фиксируется более 10 покровов. В промежутках между потоками имело место отложение новых слоев терригенного материала, начинающихся обломками лавы предыдущего потока, сцементированными лавой нового импульса, которая затем пере-

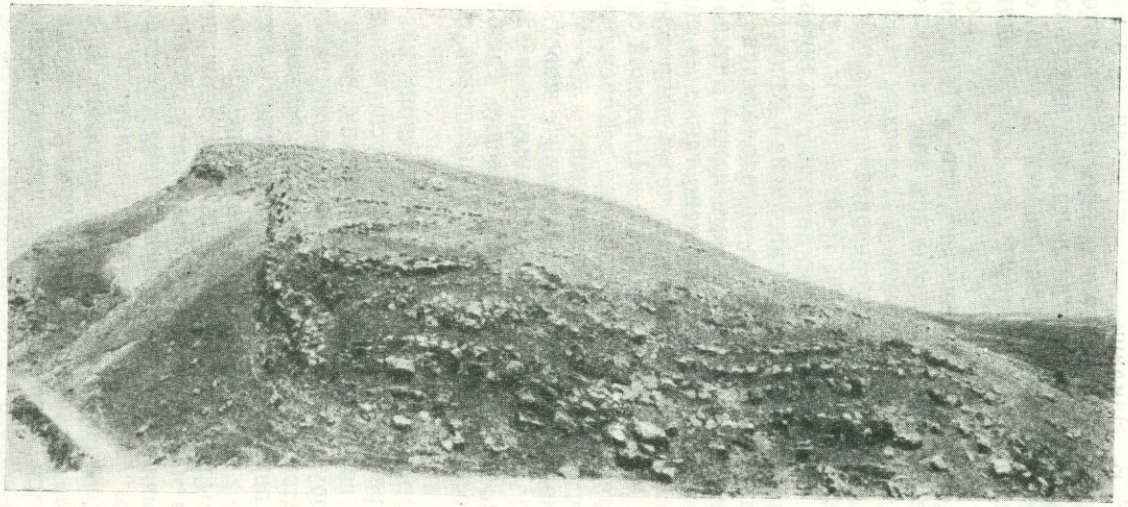


Рис. 44. Деталь южного крыла антиклинальной складки в Карякском каньоне. Фото Ш. А. Адамия

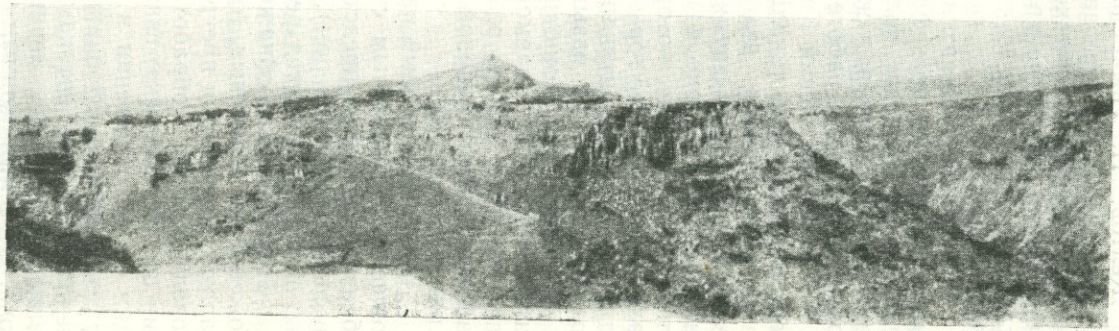


Рис. 45. Лавы сел. Ташбаш. Ущелье р. Храми; вид со стороны сел. Квемо-Хараба. Фото Ш. А. Адамия

ходит в покров того же состава. Часто можно заметить выклинивание лавы среди озерных отложений, свидетельствующее об остановке лавового потока.

Для лавовых покровов характерна столбчатая отдельность; диаметр отдельных столбов иногда превышает 1 *м*. Изредка лавы обнаруживают плитчатую отдельность.

Пелитовые озерные отложения (глины) в непосредственном соприкосновении с лавовым покровом обожжены и приобрели кирпичный облик. Иногда у них наблюдается прекрасно выраженная столбчатая отдельность; диаметр столбов не превышает 3—4 *см*, длина — 20 *см*. Глины со столбчатой отдельностью книзу становятся слоистыми.

Данные о возрасте цалкской лавовой свиты были получены нами в 1946 г. в результате обнаружения в озерных отложениях, находящихся между цалкскими складчатыми лавами, зуба слона, оказавшегося, по определению Н. Бурчак-Абрамовича, *Elephas (Archidiscodon) planifrons Falc.* et *Caut.* Впоследствии в этом месте наряду с другими фрагментами костей был найден зуб древнейшей лошади *Equus cf. stenonis* Cocchi. На основании этой фауны возраст дислоцированных цалкских лав удалось определить как акчагыльский.

В цалкских лавах встречаются базальты, андезито-базальты и долериты. Порфировые вкрапленники: полисинтетически сдвойникованный, обычно свежий плагиоклаз (№ 52—68), буро-фиолетовый, иногда лимонитизированный моноклинный пироксен, титан-авгит (*cNg* 50—52°) и оливин, замещенный лимонитом, хлоритом и иногда бовлингитом. Основная масса состоит из мелких зерен тех же минералов, микролитов (№ 78—80) и лейст плагиоклаза, рудного минерала, хлорита и иногда мутного стекловатого базиса. Имеется апатит. В андезито-базальтах горы Булагдаг был обнаружен ромбический пироксен. В порах содержатся хлорит и кальцит.

Верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые вулканогенные образования, помимо лавовых покровов, представлены пирокластолитами (бомбы, *лапиллы, шлак, пемза и т. п.) и континентальными отложениями, имеющими* иногда довольно большую мощность — до 100 *м*. В пределах Ахалкалакского плато лежащие ниже лавы представлены долеритами, чередующимися с континентальными отложениями. Выше следуют андезито-базальты, имеющие значительно подчиненное развитие; более подчиненную роль играют андезиты, расположенные в самой верхней части свиты. Таким образом, наблюдается возрастание кислотности снизу вверх. Центры извержения долеритов намечаются вдоль границы Ахалкалакского плато с зоной Аджаро-Триалетской складчатой системы, а также в южной части Кечутского хребта. Центры извержения андезито-базальтов в пределах Ахалкалакского плато имеют беспорядочное распределение.

В Самсарском хребте основные эффузивы отсутствуют. Здесь широко развиты андезитовые лавы (пироксеновые андезиты), связанные с полигенными вулканами центрального типа — горы Шавнабада, Годороеби и др.

Близкая к этому стратификация эффузивов наблюдается в Кечутском хребте, Цалкской котловине и в пределах Гомаретского и Башкичетского плато. Андезиты, занимающие верхние части разреза лавовой свиты, в пределах названных плато отсутствуют. Центры извержения долеритовых лав в Цалкской котловине намечаются вдоль северной периферии Храмского массива, в фронтальной части зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы и в южной части Кечутского хребта.

Долериты. Породы темно-серые, массивные. Структура их долеритовая с идиоморфными выделениями плагиоклаза и ксеноморфными — пироксена. Главной составной частью являются лабрадор, моноклинный пироксен, лимонитизированный оливин и магнетит.

Количественно-минеральный состав приведен в табл. 180.

Таблица 180

Количественно-минеральный состав долеритов цалкской лавовой свиты

Минералы	Состав
Лабрадор	56
Авгит	20
Оливин	11
Рудный	6
Хлорит	7
Сумма	99

Андезито-базальты. Породы темно-серые, почти черные, порфировой структуры. Гиалопилитовая основная масса состоит из призмочек лабрадора (№ 54—56), клинопироксена и рудного минерала. Стекло имеет темно-бурую окраску. В виде вкрапленников наблюдаются лабрадор (№ 58) и оливин.

Андезиты. Породы массивные или пористые, серые. Структура афировая или слабопорфировая. Полустекловатая основная масса слагается из микролитов андезина, зернышек пироксена и магнетита. В порфировых разностях вкрапленники представлены андезином и ромбическим пироксеном.

Химический состав верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых лав приведен в табл. 181.

Таблица 181

Химический состав верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых лав

Окислы	Состав						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	51,42	50,34	54,28	60,75	62,58	50,51	55,03
TiO_2	1,02	1,15	1,56	0,82	1,42	1,42	1,02
Al_2O_3	17,46	16,14	18,80	18,25	16,67	17,52	17,03
Fe_2O_3	1,75	3,75	3,75	4,61	2,95	2,04	3,00
FeO	7,50	6,99	3,89	0,86	1,92	7,13	4,80
MnO	—	0,20	0,13	0,06	0,09	0,15	0,14
MgO	6,29	6,05	4,82	1,95	2,11	7,22	5,11
CaO	9,52	8,90	6,86	6,42	5,13	9,59	7,95
Na_2O	2,55	4,06	2,69	3,88	3,34	2,82	2,86
K_2O	2,01	1,03	1,65	2,26	2,15	1,16	2,55
P_2O_5	0,07	0,69	0,15	—	—	—	—
SO_3	0,44	0,25	—	—	—	—	—
H_2O^-	0,14	0,04	1,00	0,66	0,63	0,04	0,04
H_2O^+	0,14	0,38	0,68	0,05	0,51	0,53	0,61
Сумма	100,31	99,97	100,17	100,56	99,50	99,75	100,13

1—долерит; гора Ахалкалаки (аналитик О. Ф. Размадзе);
2—базальт; перевал Цхрацкаро (аналитик О. Ф. Размадзе);
3—андезито-базальт; место между вершинами Самсар и Далидаг (аналитик О. Ф. Размадзе);
4—андезит; гора Годореби (аналитик М. В. Фрейде);
5—андезито-дацит; самсарский хребет (аналитик М. В. Фрейде);
6—долерит, сел. Ташбаш;
7—андезито-базальт; сел. Хараба.

Лавы этого возраста имеют ограниченное распространение по сравнению с описанными выше. В области Сомхитской глыбы они известны в следующих местах: в ущелье р. Куры (северо-западнее Ахалкалакского плато), на Самсарском и Кечутском хребтах и вдоль ущелий рек Машавера (рис. 46) и Дебеда.

В Самсарском хребте эти лавы представлены андезитами и андезито-дацитами. Их потоки, берущие начало от вулканических аппаратов центрального типа — Годореби, Шавнабада, Тавкветили и др., — характеризуются свежими поверхностями.

В Кечутском хребте распространены только долериты (иногда трахидолериты). С этого хребта берут свое начало лавы долеритов, заполняющие ущелья рек Машавера и Дебеда. В ущелье р. Куры имеются отдельные эрозионные останцы долеритового потока мощностью 40—50 *м*.

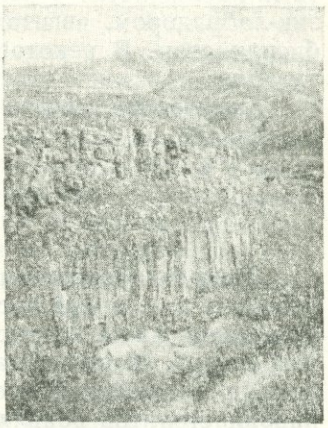


Рис. 46. Столбчатая отдельность в верхнеплейстоцен-голоценовых долеритах сел. Демурчилар и ущелья р. Мошевани (Пиназаури) правого притока р. Машавера. Фото Ш. А. Адамия

Долерит ущелья р. Куры. Порода темно-серая. Структура офитовая. Состоит порода из свежего лабрадора (№ 58—65), ксеноморфного титанистого авгита (*cNg* 46—48°; *Ng—Np* 0,021; $2V$ +58°), свежего оливина и магнетита. Между кристаллами лабрадора наблюдается бурая хлорито-стекловатая масса с рудным минералом.

Долерит ущелья р. Машаверы. Порода состоит из слабо зонального лабрадора, авгита, иддингситизированного оливина и титаномагнетита.

Таблица 182

Химический состав верхнеплейстоцен-голоценовых лав

Окислы	Состав			
	1	2	3	4
SiO_2	64,10	54,78	49,08	50,27
TiO_2	0,31	0,99	1,14	0,84
Al_2O_3	16,19	16,57	18,37	20,81
Fe_2O_3	2,26	1,75	1,62	11,16
FeO	3,00	3,07	3,97	6,75
MnO	0,05	0,09	—	—
MgO	2,16	4,10	6,12	6,02
CaO	6,04	8,90	9,18	8,97
Na_2O	3,52	4,28	2,41	3,27
K_2O	3,49	1,91	1,42	0,78
P_2O_5	0,12	0,38	0,27	—
SO_3	0,18	0,47	0,04	—
H_2O^-	0,36	2,28	1,14	0,49
H_2O^+	0,16	0,12	0,18	—
Сумма	99,94	99,69	94,94	109,36

1—андезито-дацит; горы Годореби (аналитик О. Ф. Размадзе);
2—андезито-базальт; гора Коюндаг (аналитик О. Ф. Размадзе);
3—долерит; ущелье р. Машавера (аналитик О. Ф. Размадзе);
4—базальт; ущелье р. Дебеда (аналитик Х. С. Никогосян).

Черная, местами красноватая андезито-дацитовая лава из Самсарского хребта под микроскопом обнаруживает пилотакситовую структуру, основная масса которой состоит из флюидно расположенных микролитов плагиоклаза—олигоклаза (№ 20) или андезина (№ 35—38), моноклинного пироксена и магнетита. В промежутках между микролитами наблюдается буроватое стекло. Вкрапленники представлены андезин-лабрадором, авгитом, гиперстеном и полностью диссоциированным бисиликатом. В некоторых долеритах интенсивно проявляется гематитизация.

Химический состав верхнеплейстоцен-голоценовых лав приведен в табл. 182.

Выводы

Лавы и пирокластолиты верхнемиоцен-нижнеплиоценового возраста, развитые в северной части Арсианского хребта, на Эрушетском нагорье и частично на Самсарском и Кечутском хребтах, имеют средний и кислый состав (роговообманково-гиперстеновые андезиты и андезито-дациты, роговообманковые дациты, липарито-дациты, липариты). Среди пирокластолитов появляются линзы конгломератов, песков и диатомитов, отложившиеся в озерах. В восточной части области развития свиты в нижних ее частях пирокластолиты среднего и кислого состава сменяются долеритовыми лавами, которые по простиранию выклиниваются и фациально переходят в пирокластолиты среднего и кислого состава. Выше всюду имеются лавы и пирокластолиты среднего и кислого состава. Н. И. Схиртладзе установлено, что лавы и пирокластолиты различного состава извергались из отдаленных друг от друга центров. Однако установлены они только в Самсарском хребте, где имеются разрушенные вулканы Абул и Самсар, извергавшие лавы и пирокластолиты среднего и кислого состава. Центры извержения средних и кислых по составу лав и пирокластолитов, развитых в пределах Арсианского хребта и Эрушетского нагорья, следует предполагать в южном и юго-западном направлениях от их распространения, возможно, за пределами Грузии, на основании возрастания размера обломочного материала и мощностей лав.

Мощности основных лав (долеритов и базальтов) возрастают в восточном и северо-восточном направлениях, где можно полагать центры их извержения, не сопровождающиеся эксплозионным материалом.

По химическому составу все эти лавы Н. И. Схиртладзе относит к известково-щелочным (тихоокеанским) типам, с заметным преобладанием Na_2O над K_2O.

Лавы верхнеплиоцен-нижнеплейстоценового возраста встречаются на Ахалкалакском плато, на Самсарском и Кечутском хребтах, в Цалкской котловине, на горе Бедена и плато Гомарет, Башкичет и Нижнекартлинском. В первом из названных пунктов, по свидетельству Н. И. Схиртладзе (1958), в нижней части развиты долериты; выше следуют андезито-базальты, затем — андезиты, играющие подчиненную роль.

По данным названного автора, различные по составу лавы извергались из различных центров, которые точно не устанавливаются. Предположительно отмечается наличие центров извержения долеритов первого пункта на стыке Ахалкалакского плато и зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы, а также в южной части Кечутского хребта, к югу от г. Емликли. Центры извержения андезито-базальтов на Ахалкалакском плато распределены неравномерно. Они представлены шлаковыми конусами, не сопровождающимися в значительном количестве лавами. Эти конусы находятся к югу от г. Ахалкалаки в районе

селений Сулди и Оками и к северу от этого пункта близ сел. Арчеули. Центры извержения с лавами андезитового состава расположены еще севернее — на границе Ахалкалакского плато и на Самсарском хребте у сел. Арагви.

На Самсарском хребте из вулканов центрального типа (Шавнабада, Годореби и др.) извергались пироксеновые андезиты.

На Кечутском хребте наблюдается аналогичная с Ахалкалакским плато картина. Внизу имеются долериты, которые в восходящем разрезе сменяются сначала андезито-базальтами, а затем пироксеновыми андезитами. Центры извержения перекрыты более молодыми лавами, *но, судя по возрастанию мощностей, они должны находиться в южной* части хребта. Центры, извергавшие андезито-базальты, расположены линейно, вдоль западного подножия хребта в виде вулканов Мадатапа, Ильхидаг, Шиштепе, Инякдаг и Бикети. С этим же направлением совпадают центры извержения андезитовых лав. Вулканами, давшими андезиты, являются: Юмратепе, Гандза, Родионовка и др.

Долериты Цалкской котловины также приурочены к низам лавовой свиты, сменяющейся кверху андезито-базальтами. С лавами чередуются озерные отложения. На северо-восточном склоне Кечутского хребта андезито-базальты перекрыты пироксеновыми андезитами горы Булагдаг, представляющей щитовой вулкан. Нахождение центров извержения цалкских, беденских и нижнекартлинских долеритовых лав предполагается в полосе стыка Храмского кристаллического массива с зоной *Аджаро-Триалетской складчатой системы. В южной части* Кечутского хребта, по-видимому, извергались гомаретские, башкичетские и цалкские андезито-базальты.

Наиболее молодые (верхнеплейстоцен-голоценовые) лавы Сомхитской глыбы имеют значительно меньшее развитие, чем относительно древние послепалеогеновые лавы. По данным Н. И. Схиртладзе (1958), они распространены на Самсарском и Кечутском хребтах и в ущельях рек Куры, Машавера и Дебет. На Самсарском хребте состав их андезитовый и андезито-дацитовый; центрами извержения являются горы Годореби, Шавнабада, Тавкветили и др. На Кечутском хребте имеются долериты, иногда трахидолериты; центры их извержения расположены на гребне южной части хребта, от которых лавы стекали в ущелье рек Машавера и Дебет. Таким образом, и в данном случае различные *центры извергали различные по составу лавы. По мнению К. Н. Паф*фенгольца, центры излияний этих потоков находятся у подножия восточного склона хребта.

По химическому составу верхнеплиоцен-голоценовые лавы в целом относятся к известково-щелочному типу (Схиртладзе, 1958). Наблюдается преобладание Na_2O над K_2O. Однако здесь встречаются породы, характерные как для складчатых областей (андезиты, андезито-дациты), так и для платформ (долериты).

Выводы по послепалеогеновым образованиям

*В результате анализа фактического материала по послепалеогено*вым вулканогенным образованиям Н. И. Схиртладзе отмечает резкое различие в вещественном составе вулканических образований, развитых в различных геотектонических областях — в зонах Сомхитской и Грузинской глыб, Аджаро-Триалетской складчатой системы и складчатой системы Южного склона Большого Кавказа.

В зоне складчатой системы Южного склона Большого Кавказа проявлялись извержения центрального типа (кратерные вулканы и экструзивные конусы), приуроченные к значительно приподнятым и

сильно дислоцированным флишевым осадкам. Здесь извергались главным образом лавы; эксплозивные же продукты играли весьма подчиненную роль. Фиксируется следующий ряд пород: андезито-базальт, андезит, дацит, липарит; наиболее распространены андезиты и андезит-дациты, под которыми обычно располагаются андезито-базальты. Эти лавы являются известково-щелочными, характерными для геосинклинальных (орогенных) поясов; по своему химическому составу они соответствуют средним и кислым излияниям новейших вулканов Тихоокеанской вулканической области.

В зоне Аджаро-Триалетской складчатой системы наблюдаются аналогичные по составу (пироксеновые андезиты и андезито-дациты) извержения центрального типа.

Постпалеогеновый вулканизм в зоне Грузинской глыбы и в смежных с нею зонах и подзонах (Гурийская подзона — IV_1^1) имеет совершенно иной характер. Форма залегания эффузивов покровная, штокообразная и дайковая. По составу породы недосыщенные кремнекислотой — базальтовые (долеритовые) с оливином, основным лабрадором, моноклинным пироксеном (титан-авгитом) и натриевым цеолитом (анальцим, натролит). Они близки к базальтам океанических островов и окраинных орогенных областей.

В Гурии (подзона IV_1^1), занимающей промежуточное положение между зонами Аджаро-Триалетской складчатой системы и Грузинской глыбы, развиты породы, по составу отвечающие как натриевому, так и калиевому типам (преобладает последний).

В зоне Сомхитской глыбы наблюдается более сложная картина вулканизма. Здесь от верхнего миоцена до среднего плиоцена состав вулканических пород средний и кислый, реже основной. Центры извержения средних и кислых лав и их пирокластолитов не совпадают с таковыми основных эффузивов.

В минеральный состав развитых здесь базальтов входят: оливин, титан-авгит, основной плагиоклаз и иногда цеолит, что заставляет относить их к платформенным типам пород.

Средние и кислые лавы и их пирокластолиты, широко развитые на Арсианском хребте, Эрушетском нагорье, Самсарском хребте и в северной части Кечутского хребта, относятся к центральному типу извержений и по составу являются известково-щелочными. Здесь развиты пироксеновые андезиты, пироксен-роговообманковые андезито-дациты, роговообманковые дациты и (реже) липариты, характерные для складчатых поясов, в частности для зоны геосинклинали Южного склона Большого Кавказа.

Вулканическая активность в верхнем плиоцене — нижнем плейстоцене и верхнем плейстоцене — голоцене на Арсианском хребте и Эрушетском нагорье не имела места; она проявлялась на Самсарском и Кечутском хребтах и на Храмском массиве. В Самсарском хребте происходила вулканическая активность центрального типа, характерная для орогенных областей; состав пород пироксен-андезитовый и андезито-дацитовый.

На Кечутском хребте образовались долериты, базальты и отчасти андезито-базальты. Центры извержения находятся в районе горы Емликли и перевала Гаворагядук. Эти лавы слагают обширное Ахалкалакское плато и распространяются в сторону Храмского массива и Цалкской котловины, селений Гомарети и Дманиси, а также Бедени. В состав слагающих пород входят: оливин, плагиоклаз (лабрадор-битовнит), авгит и иногда натриевые цеолиты. По химическому составу они более щелочные, чем синхроничные им лавы Самсарского хребта, и примыкают как к платформенному, так и к кратогенному типам пород.

Жильные тела камптонитов, мончикитов и тешенитов Ахалцихского района, которые, если не полностью, то, по крайней мере, частично

являются послепалеогеновыми (секущими олигоценовые отложения) образованиями, по составу отвечают кратогенному вулканизму, хотя и развиты в орогенной области. Если же часть этих пород связана с верхнеэоценовым вулканизмом, как это полагает П. Д. Гамкрелидзе (1949), то в таком случае мы имеем дело с вулканизмом, по составу лав отвечающим кратогенному типу, но проявившимся в период геосинклинального развития.

Мы полагаем, что не следует говорить об орогенных и кратогенных областях в отношении послепалеогенового периода развития Кавказа, так как в это время как Малый, так и особенно Большой Кавказ уже полностью представляли собой кратогенные (платформенные) области. Следовательно, параллелизация послепалеогеновых эффузивов Грузии с тихоокеанской и платформенной вулканическими областями является неоправданным распространением на более молодые образования взглядов Г. С. Дзоценидзе (1948). Последний тихоокеанские эффузивы удачно сравнил с эффузивами типичных геосинклиналей Грузии—среднеюрскими Южного склона Большого Кавказа, верхнемеловыми и среднеэоценовыми Аджаро-Триалетского хребта.

Объяснение изменчивого (от основных к кислым) состава излившейся магмы в высоко приподнятых горных сооружениях с гранитным субстратом процессом глубинной ассимиляции, по-видимому, является наиболее убедительным. Исходная основная магма приобрела относительно более кислый состав, вероятно, при ее длительном соприкосновении с породами древнего кислого (гранитоидного) субстрата.

Следует отметить, что излившаяся в домиоценовых геосинклиналях Грузии магма в целом имела основной характер, в глыбовых же областях состав магмы был средним, кислым или щелочным, что подтверждено работами Г. С. Дзоценидзе (1948), а также нами совместно с Н. Ф. Татришвили (1947) на примере соответствующих образований Грузии. Следовательно, ряд пород: андезит-базальт, андезит, андезит-дацит, риолит, несмотря на их в целом известково-щелочной характер, по минеральному составу и кислотности не соответствует породам геосинклинального вулканизма Грузии, а также тихоокеанской вулканической области.

Последовательность образования различных эффузивных, пластовых и жильных пород Грузии в послепалеогеновое время схематически представится следующим образом:

Верхний миоцен — нижний плиоцен

Зона Сомхитской глыбы

Лавы и пирокластолиты роговообманково-гиперстеновых андезитов и андезито-дацитов, роговообманковых дацитов, липарито-дацитов и липаритов северной части Арсианского хребта, Эрушетского нагорья и частично Самсарского и Кечутского хребтов (годердзская свита); пирокластолиты среднего и кислого состава, переходящие в долеритовые лавы (нижняя часть северного продолжения годердзской свиты).

Верхний миоцен — плиоцен

Зона Грузинской глыбы

Базальты и долериты г. Сталинири и селений Ванати, Квасатали, Перевиси, Горадзири, Наманеви и района Окриба, а также камптониты, мончикиты, эссекситы и тешениты Западной Грузии и тешениты ущелья р. Иори.

Зона Аджаро-Триалетской складчатой системы

Гурийская подзона Северной зоны

Базальты сел. Ваке, анортоклазовые трахиты селений Чинати и Бегеби, цеолитизированное габбро сел. Акети, анальцимовые базальты сел. Хварбети, анортоклазовые трахиты сел. Кончкати, базальты селений Тхинвали и Богила, трахиты сел. Кокати.

Центральная зона

Андезиты сел. Дабадзвели, андезито-базальты и андезиты рек Тана и Тедзами (селения Чхониани, Дидицерети и Горисджвари); щелочные трахиты горы Гома и андезиты сел. Цинавели.

Ахалцихская подзона Южной зоны

Жилы камптонитов, мончикитов и тешенитов района Ахалцихе.

Плиоцен (доледниковый период)

Большой Кавказ

Дациты и андезито-дациты (Малый Непискало), дациты (купол Кели), гиперстеновые андезиты, андезито-дациты и дациты (Кельское лавовое плато), андезито-базальты (Сакохе-Садзели), андезито-базальты, гиперстеновые андезиты и андезито-дациты, роговообманково-гиперстеновые дациты (Эрманское лавовое плато), дациты (гряда Кай-Дона и Фидар-Хоха), андезиты (Мна-Дона) и др.

Постплиоцен (послеледниковый период)

Гиперстен-авгитовые и кордиеритовые дациты (Малый Непискало), трахиандезиты (Ходжский поток), андезито-дациты (вулкан Хорисар), дациты (вулканы Кабарджина, Цителдзири и Милиони), дациты, андезито-дациты (верховье р. Ксани, горы Настыцуб, Гиух и Цителимта), гиперстеновые андезиты, гиперстен-роговообманковые трахидациты (лавы вулкана Казбек), андезито-дациты (ахубетские), андезиты (кезчимасские и др.

Верхний плиоцен — нижний плейстоцен

Андезито-базальты (нижняя часть) и пироксеновые андезиты (верхняя часть) Ахалкалакского вулканического плато, пироксеновые андезиты (верхняя часть) Кечутского хребта, долериты (нижняя часть) и андезито-базальты (верхняя часть) Цалкской котловины, базальты горы Бедена, а также Гомаретского, Башкичетского и Нижнекартлинского плато.

Верхний плейстоцен — голоцен

Центральная зона

Андезиты горы Мухера и Сарагви Бакурианского плато; андезитовые потоки ущелья р. Куры и сел. Цихисджвари.

Андезиты и андезито-дациты Самсарского хребта, долериты, редко трахидолериты Кечутского хребта, лавовые потоки долеритов и базальтов ущельев рек Машавера и Дебеда.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ (МАГМАТИЗМА, МЕТАМОРФИЗМА, МЕТАСОМАТОЗА, РУДООБРАЗОВАНИЯ) НА ТЕРРИТОРИИ ГРУЗИИ В СВЯЗИ С ЕЕ ОБЩИМ ГЕОЛОГИЧЕСКИМ РАЗВИТИЕМ

В настоящее время территорию Грузии следует считать петрографически относительно лучше исследованной по сравнению с остальной частью Кавказа, однако более углубленное ее изучение является делом будущего, которое несомненно потребует уточнения или изменения наших представлений о возрасте и способе становления различных эндогенных образований.

1. В допалеозойское время территория Грузии и Кавказа в целом находилась в стадии геосинклинального развития. В докембрии и в начале палеозоя зародились геосинклинали, в которых имели место интенсивная вулканическая активность основной магмы и осадконакопление, в результате чего возникли мощные вулканогенные и терригенные образования, давшие после метаморфизации: а) кристаллические сланцы (амфиболиты, роговообманково-биотитовые, биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые и другие сланцы, кварциты, мраморы и другие нацело преобразованные осадочные породы), развитые в области геоантиклинали Главного хребта Большого Кавказа, Дзирульского и Локского массивов; гнейсовидные и массивные кварцевые диориты Дзирульского массива, метаморфизованные габброиды и амфиболиты Локского массива; кварцевые диоритовые гнейсы Храмского массива со слюдистыми массами, представляющими метаморфизованный цемент терригенных пород (песчаников) и без слюдистых масс, содержащих преобразованные реликты основных магматических пород; б) основные (габбро-диабазо-порфириты) и ультраосновные (серпентиниты, перидотиты) породы, связанные с метаморфической свитой Абхазии и Верхней Рачи; нижнепалеозойская метаморфическая свита Дзирульского кристаллического массива, состоящая из аркозовых, граувакковых и серицитовых песчаников, углисто-глинистых, слюдисто-глинистых, хлорито-глинистых, кварц-хлорит-мусковитовых, кварц-мусковит-графитовых, гранат-хлоритоид-мусковитовых и других сланцев, а также основные (габбро-диабаз-порфириты) и ультраосновные (серпентиниты) породы; габбро-диабаз-порфириты, а также пироксениты Храмского массива, секущие кристаллические сланцы и филлиты Локского массива и кварцевые диоритовые гнейсы Храмского массива.

В каледонскую эпоху тектогенеза в части древнейших геосинклиналей имеет место процесс складкообразования полная стабилизация которых происходит в герцинскую эпоху складчатости.

2. В связи с тектоническими фазами в пределах нижнепалеозойских геосинклиналей наблюдается интенсивный процесс метасоматической гранитизации и постепенное становление гранитоидов и близких к ним

пород в течение весьма большого отрезка геологического времени — от каледонской, до герцинской эпох складчатости.

Метасоматическая гранитизация происходит стадиально путем привноса в определенной последовательности преимущественно кремния, натрия и калия.

В результате этого процесса все породы, связанные с древнейшими геосинклиналями, в той или иной степени преобразованы. Конечным продуктом является гранит.

С кварцевыми жилами, приуроченными к герцинским гранитоидам Грузии, по-видимому, повсеместно связано золото, в относительно ощутимых количествах обнаруживаемое в россыпях рек, омывающих древние массивы. С серпентинитами Дзирульского массива связано незначительное хромово-никелевое рудопроявление. В пегматитах, приуроченных к гранитоидам Дзирульского массива, имеются небольшие проявления редких металлов.

После герцинской эпохи складчатости в связи с зарождением первых жестких участков (глыб) территория Грузии в геотектоническом отношении становится более сложной — отдельные ее части в последующие периоды развития обнаруживают свои особые черты.

3. Вслед за стабилизацией бывших геосинклинальных участков в начале верхнего палеозоя возобновляется вулканическая деятельность основной магмы, о чем свидетельствуют многочисленные дайки габбро, диабазов и порфиритов, секущие гранитоиды и не претерпевшие процессы гранитизации, но подвергшиеся зеленокаменным преобразованиям — хлоритизации, кальцитизации и реже окварцеванию и альбитизации.

Верхнепалеозойской, по-видимому, является часть даек Храмского массива, пересекающаяся кварцевыми порфирами и гранит-порфирами и рассматриваемая нами как корни путей, питавшие верхнепалеозойский вулканизм.

4. В верхнем палеозое (средний — верхний карбон) на территории Храмского и Дзирульского массивов имели место вулканическая активность и осадконакопление в условиях мелких морей, в результате чего образовались вулканогенно-осадочные свиты, состоящие из пирокластолитов и эффузий кварцевых порфиров и гранит-порфиров, а также терригенного материала и мраморов.

5. В верхнем палеозое — триасе геосинклинальный режим сохранился в области складчатой системы Южного склона Большого Кавказа, в Чхалтинско-Лайлинской зоне и в некоторых местах зоны Главного хребта. В первой из названных зон развита мощная метаморфическая свита, именуемая дизской, состоящая из различных филлитовых сланцев, кварцитов, мраморов, порфиритов и туфов, а также секущих их габбро-диабаз-порфиритов. В связи с фазой складчатости, дислоцировавшей дизскую свиту, протекал процесс метасоматической гранитизации. В результате привноса химически активными флюидами кремния, натрия и калия в определенной последовательности и их воздействия на основные магматические породы, представляющие собой корни путей, питавших вулканизм дизской свиты, возникли в различной степени преобразованные породы — кварцевые монцониты, кварцевые сиенито-диориты и гранитоиды.

Кварцевые жилы, связанные с дизской свитой, содержат вкрапленное золото и, кроме того, незначительные проявления свинца и цинка.

6. В мезозое, в лейасовом и байосском веках, в геосинклинальных условиях происходит интенсивная вулканическая деятельность основной магмы. Этот вулканизм проявился по всей области Южного склона Большого Кавказа, о чем свидетельствует наличие в Западной Грузии мощной (до 3 *км*) и широко развитой вулканогенно-осадочной свиты

байоса и силловых и секущих тел габбро-диабаз-порфиритов в сланцах лейаса, а также в древних кристаллических породах геоантиклинали Главного хребта. Кроме того, в Восточной Грузии, в зоне складчатой системы Южного склона Большого Кавказа кое-где обнажается погруженный под более молодыми осадками вулканогенный байос.

В состав вулканогенно-осадочной свиты байоса входят туфобрекчии и лавовые брекчии, кристаллокластические, литокластические, витрокластические, пепловые и смешанные туфы, аркозовые, граувакковые, и туфогенные песчаники, покровы и секущие тела авгит-лабрадоровых (битовнитовых), роговообманковых и плагиоклазовых порфиритов, авгит-лабрадоровых, анальцимовых и кварцевых диабазов и спилитов, а также кварцевые порфириты и кварцевые альбитофиры.

Исходная магма, по-видимому, авгит-битовнитового состава подвергалась глубинной ассимиляции вследствие вплавления некоторой части пород кислого субстрата, в результате чего происходили менее основные извержения.

Уже после первых вулканических пароксизмов начали действовать *поствулканические эманации, которые вызывали некоторые преобразования* (автометаморфизм) исходных пород, в частности в результате привноса натрия возникли спилиты.

Наложенные процессы в периоды, по-видимому, временных затуханий вулканической деятельности неоднократно возобновлялись, вызывая в вулканогенных породах различные вторичные процессы.

7. Наложенные процессы особенно интенсивно проявились после полного прекращения вулканизма и начала складкообразования (батская фаза). В связи с этим нисходящее движение южной части байосского геосинклинального бассейна сменилось восходящим движением. Началось постепенное обмеление моря, и в батском веке отлагается регрессивная угленосная свита.

С этим периодом развития магматической деятельности в южной части байосской геосинклинали совпадает гранитообразование в результате последовательного привноса химически сильно активными флюидами кремния, натрия и калия, производящих метасоматическую гранитизацию байосских основных магматических пород, а также байосских и лейасовых терригенных образований.

В результате постепенного нарастания этого процесса последовательно возникают следующие породы: кварцевые габбро; кварцевые диабазы; роговики; кварц-анортоклазовое габбро и диабазы; кварц-анортоклазовые роговики (мелкозернистые микропегматитовые гранитоиды); кварцевые монцониты; различные гранитоиды и, наконец, *типичные граниты.*

В связи с определенным этапом постмагматической стадии юрского вулканизма в сланцевой свите Южного склона Большого Кавказа в полосе от Западной Абхазии до Азербайджана возникло рассеянное медно-пирротиновое оруденение.

В полосе соприкосновения двух тектонических зон — геоантиклинальной Главного хребта Большого Кавказа и складчатой системы Южного склона Большого Кавказа, особенно же в последней, образовались многочисленные месторождения различного масштаба: молибденитовое (гора Кароби), реальгар-аурипигментовое, вольфрамитовое, сурьмяное, киноварное (Лухуми, Зопхито, Ноцара, Талахиани и др.), арсенопиритовое (гора Цурунгал, ущелье р. Ахупач, гора Схапач и др.), антимонитовое (сел. Эцери), свинцово-цинковое (ущелья рек Амтхел, Тхмори, Дзышра, Апшра, Брдзышха, Оджи, Рцхмелури, Квайса), баритовое (Кутаисский район, сел. Хаиши, Чорди, Апшра).

8. В зоне Сомхитской глыбы байосский вулканизм проявился в Болнисской тектонической зоне (подзона Локского поднятия), в результате чего образовались туфы, покровы и секущие тела альбитовых,

роговообманково-плагиоклазовых (альбитизированных) и авгит-лабрадоровых порфиритов, диабаз-порфиритов и диабазов, а также кварцевых порфиритов и кварцевых альбитофиров.

В этих породах наблюдаются также различные вторичные процессы, в том числе альбитизация.

9. В связи с батской фазой складчатости путем постепенной метасоматической гранитизации формируются Поладаурская и Бардадзорская гранитоидные интрузии, залегающие в лейасовых осадках и байосской вулканогенно-осадочной свите.

10. После определенного перерыва вулканическая активность вновь проявилась в верхней юре. В результате этого в Западной Грузии в условиях лагунного водного бассейна образовалась пестроцветная свита, состоящая из брекчий, конгломерато-брекчий, туфопесчаников, граувакков, пелитолитов и коллоидно-глинистых пород, перемежающихся с оливиновыми базальтами, оливиновыми трахибазальтами и анортоклазовыми трахитами.

11. После верхней юры пробуждение гораздо более интенсивного вулканизма на территории Грузии наблюдается в мелу. Он проявляется в зонах Грузинской глыбы, Аджаро-Триалетской складчатой системы и Сомхитской глыбы.

В первом из названных пунктов в турон-сантоне излияния магмы происходили в подводных, местами же субаэральных условиях, в которых отлагались различные терригенные породы — микробрекчии, микроконгломераты, известняки, граувакковые и глауконитовые песчаники и туфы, авгит-роговообманково-анальцимовые базальты, чередующиеся с лавами, преимущественно оливин-анальцимовых базальтов. В одном случае зафиксирован покров фонолита. Имеются также секущие тела.

Исходные породы, по-видимому, представляли собой оливин-авгитовые порфириты (базальты), подвергшиеся впоследствии различным наложенным процессам, особенно цеолитизации (анальцимитизации) и карбонатизации, являющихся результатом высвобождения кальция при цеолитизации основного плагиоклаза и разрушении железисто-магнезиальных минералов. Кроме того, эти породы подвергались другим наложенным процессам — хлоритизации, серпентинизации и калишпатизации, играющим подчиненную роль.

12. Средне-верхнемеловой вулканизм в зоне Аджаро-Триалетской складчатой системы проявился в геосинклинальных условиях, в результате чего образовались туфы и лавы альбитовых, лабрадоровых, авгит-лабрадоровых (андезиновых) порфиритов, а также терригенные породы, среди которых преобладают карбонаты, образующие цемент туфов и туфобрекчий или слои, сложенные из туфогенно-песчанистых известняков, вмещающих небольшие линзы халцедона, образующего также жилки и замещающего микрофауну.

Из сопоставления видно, что исходные меловые вулканические породы (авгит-лабрадоровые порфириты) Аджаро-Триалетского хребта были менее основными, чем турон-сантонские (оливин-авгитовые базальты) Грузинской глыбы, хотя в породах первой области также в небольшом количестве содержится оливин, указывающий на одинаковый состав исходной магмы, которая в зоне Аджаро-Триалетской складчатой системы подверглась некоторой глубинной ассимиляции.

В отличие от турон-сантонских вулканогенных пород в меловых вулканогенных образованиях натриевый метасоматоз проявился главным образом в альбитизации, наблюдающейся в их нижних горизонтах. Цеолитизация здесь играет подчиненную роль, проявляясь позднее альбитизации. Еще позже протекали процессы серпентинизации, хлоритизации, карбонатизации, магнетитизации и др., развивающиеся по железисто-магнезиальным минералам.

Привнос кремния в этих породах не происходил или происходил в весьма незначительном количестве, на что указывают линзы и жилки халцедона и замещение этим минералом микрофауны.

13. Интенсивный вулканизм в верхнем мелу наблюдается в области Болнисской зоны Сомхитской глыбы. Здесь развиты всевозможные туфы, покровные и секущие тела, по составу отвечающие пироксеновым диабаз-порфиритам, пироксеновым, пироксен-роговообманковым и плагиоклазовым порфиритам. Туфы и лавовые образования перемежаются с туфопесчаниками, кварцевыми песчаниками, кварц-плагиоклазовыми песчаниками, карбонатными песчаниками и карбонатными породами. Общая мощность этих образований достигает 3 *км*.

Магма верхнемелового вулканизма, возникшая под Сомхитской глыбой, имела аналогичный Аджаро-Триалетской меловой магме основной состав. Об этом свидетельствует наличие лав и пирокластолитов пироксен-лабрадоровых порфиритов и близких к ним пород наряду с менее основными лавами и пирокластолитами, имеющими состав плагиоклазовых и кварцевых порфиритов, сменяющими друг друга без какой-либо закономерности, что исключает приложение гипотезы дифференциации для объяснения этого явления.

После первых импульсов подводного вулканизма происходит наложение различных вторичных процессов, интенсивность которых, повидимому, нарастает после полного прекращения вулканической деятельности.

Среди этих процессов важную роль играют кремниевый и натриевый метасоматозы, наряду с которыми проявляются также хлоритизация, цеолитизация, карбонатизация, эпидотизация, калишпатизация и лимонитизация. В связи с этими процессами иногда происходит полная перестройка породы в отношении как структуры, так и минерального состава. Возникают некоторые рудные и акцессорные минералы — магнетит, пирит, гематит, ильменит, апатит, сфен, гранат и др.

14. В результате сильных преобразовательных процессов за счет исходных диабазовых порфиритов и кварцевых порфиритов возникают кварцевые альбитофиры и кварцевые порфириты (дациты), содержащие иногда калиевый полевой шпат в незначительном количестве.

В связи с указанными наложенными процессами образуется ряд эндогенных месторождений и рудопроявлений, в частности Поладаурское гематитовое месторождение, Тетрицхаройское марганцевое рудопроявление, Марнеульское халькопирит-сфалерит-галенит-баритовое месторождение, Дамблудское свинцово-цинковое рудопроявление и др.

15. Палеогеновый вулканизм проявился исключительно в зонах Аджаро-Триалетской складчатой системы и Сомхитской глыбы.

В последней из названных областей (Болнисская тектоническая зона) подводный вулканизм эпиконтинентального характера проявляется в палеоцене — нижнем эоцене в ущелье р. Алгети. Здесь развиты лавы, лавовые и туфовые брекчии, туфы и туфогенные песчаники роговообманковых и роговообманково-биотитовых дацитов.

16. В зоне Аджаро-Триалетской складчатой системы (Центральная тектоническая зона) в верхних частях палеоцен-нижнеэоценовой флишевой свиты Боржомского района продукты подводного геосинклинального вулканизма имеют основной состав. Здесь встречаются литокристаллокластические туфы роговообманково-лабрадоровых порфиритов.

Извержения основной магмы непрерывно продолжаются до конца среднего эоцена, а также после некоторого перерыва — в верхнем эоцене (адигенская свита).

17. В нижнем — среднем эоцене в Боржомском районе (Центральная и Южная зоны) образуются литокластические, литокристаллокластические, кристаллокластические и смешанные туфы, а также покровы и

секущие тела авгит-лабрадоровых (андезиновых) и роговообманково-андезиновых порфиритов.

18. В среднем эоцене (Центральная и Южная зоны) наблюдается еще более интенсивная вулканическая активность основной магмы, в результате чего образуются различные туфы, лавы и секущие тела авгит-лабрадоровых (битовнитовых) и авгит-альбитовых (андезиновых) порфиритов. Наряду с этим происходит накопление терригенного материала, перемежающегося с вулканическими продуктами.

В нижних частях среднеэоценовой вулканогенно-осадочной свиты Боржомского района и Западной Грузии наблюдается образование спилитов. В юго-восточном ее продолжении низы вулканогенной части свиты представлены пирокластолитами авгит-андезин-лабрадоровых порфиритов и покровами лабрадоровых и авгит-лабрадоровых порфиритов; верхи же сложены из пирокластолитов и маломощных покровов альбит-олигоклазовых (андезиновых) и авгит-андезиновых порфиритов и слоистых порфировых туфов альбит-олигоклазового состава.

Интрузии и дайковые тела среднеэоценового возраста залегают не только в среднеэоценовой свите, но частично и в верхнемеловых и палеоцен-эоценовых образованиях, на что указывают одинаковый минеральный состав и наложенные процессы сравниваемых пород.

При кристаллизации основной магмы мелкие дайковые тела обычно приобрели порфировую структуру, а крупные — кристаллически-зернистую, в периферической же части они нередко переходят в порфириты.

Среднеэоценовые эффузивные образования, дайки и интрузии основного состава подвергались различным наложенным процессам: окварцеванию, альбитизации, калишпатизации, хлоритизации, цеолитизации, анальцимитизации, амфиболизации, карбонатизации и магнетитизации. В начальной стадии более интенсивно проявлялись цеолитизация и хлоритизация.

Контактовые изменения вмещающих секущие тела основных пород вызывались не под воздействием основной магмы во время ее внедрения, а главным образом отмеченными выше наложенными (постмагматическими) процессами.

В результате разрушения железисто-магнезиальных минералов основных магматических пород, под воздействием водных флюидов и газов высвобождалось железо, которое переходило в раствор и, мигрируя вдоль трещин, при благоприятных условиях выпадало из химически активных растворов, производящих метасоматическое воздействие на определенные части вмещающих пород. По-видимому, такое происхождение имеет Дзамское скарново-магнетитовое месторождение.

19. Процессы окварцевания, альбитизации, калишпатизации и биотитизации особенно интенсивно проявились в Аджарии и Гурии, по-видимому, в связи с проявлением триалетской фазы складчатости, вызвавшей складкообразование палеоценовых и эоценовых вулканогенно-осадочных образований. В результате этого за счет основных интрузий габбро-диабаз-порфиритового состава, а также других пород свиты последовательно возникали кварцевое габбро, анортоклазовое габбро, кварц-анортоклазовое габбро, анортоклазовые габбро-диориты, кварцевые сиенит-диориты и сиениты.

С определенными стадиями формирования интрузий метасоматическим путем, в парагенетической с ними связи возник ряд эндогенных рудных месторождений, в частности упомянутое выше Дзамское скарново-магнетитовое месторождение, Вакиджварское магнетитовое рудопроявление в пегматите, Цабланское серноколчеданное месторождение, Мерисское и Зекарское медно-свинцово-цинковое месторождения.

20. Верхнеэоценовый геосинклинальный вулканизм Аджаро-Триалетской складчатой системы характеризуется лавами (в подчиненном количестве) и пирокластолитами андезитового, андезит-базальтового и

базальтового состава, чередующиеся с глинисто-песчанистыми отложениями (мощность 1 *км*), трансгрессивно перекрывающими средний эоцен.

21. В Гурийской подзоне (Северная зона) Аджаро-Триалетской складчатой системы, обнаруживающей некоторые тектоно-фациальные особенности Грузинской глыбы и поэтому рассматриваемой как *переходная между названными тектоническими единицами, в верхнем эоцене* проявляется вулканизм, резко отличный по своему составу от синхроничного геосинклинального вулканизма. Здесь наблюдаются эффузии и туфы биотитовых, санидиновых и анальцимовых трахитов, авгит-биотитовых андезито-базальтов и щелочных базальтов, перемежающиеся с туфопесчаниками, песчанистыми глинами и мергелями.

Секущие тела тефритов, анальцимовых сиенитов и т. п., залегающие в среднеэоценовой свите, по-видимому, связаны с развитием верхнеэоценового вулканизма щелочного состава.

22. После палеогена на территории Грузии геосинклинальные условия развития полностью прекратились. В течение всего олигоцена и нижнего миоцена вулканизм дремлет. По-видимому, он проявляется всюду, начиная с верхнего миоцена, но не везде одновременно.

В зонах Геоантиклинали Главного хребта и складчатой системы Южного склона Большого Кавказа вулканическая активность по сравнению с другими частями территории Грузии, очевидно, несколько запаздывает. Здесь в плиоцене (доледниковый период) извергались главным образом лавы из вулканов центрального типа; рыхлые продукты играли весьма подчиненную роль. К этим относительно древним лавам относятся дациты и андезито-дациты Малого Непискало, дациты купола Кели, гиперстеновые андезиты, андезито-дациты и дациты Кельского лавового плато, андезито-дациты Сакохе-Садзели, андезито-базальты, гиперстеновые андезиты и андезито-дациты, роговообманково-гиперстеновые дациты *Эрманского лавового плато, дациты гряды Кей-Дона* и Фидар-Коха, андезиты Мна-Дона и др.

23. К более молодым антропогеновым (послеледниковым) извержениям относятся гиперстен-авгитовые и кордиеритовые дациты Малого Непискало, трахиандезиты Ходжского потока, андезит-дациты вулкана Хорисар, дациты вулканов Кабарджина, Цителидзири и Милиони, дациты и андезито-дациты верховьев р. Ксани и гор Настыцуб, Гиух и Цителимта, гиперстеновые андезиты, гиперстен-роговообманковые трахидациты вулкана Казбек, андезит-дациты ахубетские, андезиты кезчимасские и др.

24. В зоне Грузинской глыбы в результате извержения основной магмы в верхнем миоцене — плиоцене возникли оливиновые базальты с титан-авгитом и цеолитом, образованные под воздействием поствулканических натрийсодержащих растворов.

Извержения покровного характера происходили в районе г. Сталинири и селений Ванати, Квасатали, Перевиси, Горадзири, Наманеви, а также в районе Окриба, где образовали пластовые интрузии в батских отложениях.

Остывшая на глубине магма, давшая эти эффузивы, образовала полнокристаллические породы с диабазовой (долеритовой), габбровой и другими структурами. В результате же наложения процессов цеолитизации, анортоклазитизации и других возникли камптониты, мончикиты, эссекситы и тешениты Западной Грузии, а также тешенитовая пластовая *жила ущелья р. Иори (Восточная Грузия)*.

25. В переходной в зону Грузинской глыбы Гурийской подзоне Северной зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы происходят извержения магмы базальтового и трахитового состава. К ним относятся: базальты сел. Ваке, анортоклазовые трахиты селений Чинати и Беглеби, цеолитизированное габбро сел. Акети, анальцимовые базальты сел. Хвар-

бети, анортоклазовые трахиты сел. Кончкати, базальты селений Тхинвали и Богила и трахиты сел. Кокати.

26. В Центральной зоне Аджаро-Триалетской складчатой ситемы из вулканов центрального типа извергаются главным образом лавы пироксен-андезитового и андезито-дацитового состава, но имеются и щелочные лавы. Эти извержения происходили в следующих пунктах: сел. Дабадзвели — андезиты; ущелья рек Тана и Тедзами — андезито-базальты и андезиты; сел. Цинавели — андезиты; гора Гома — щелочные трахиты.

27. Возможно, часть жил ахалцихских камптонитов, мончикитов и тешенитов (Ахалцихская подзона Южной зоны), залегающих в среднем эоцене, местами же в олигоцене, образовалась в интервале времени: верхний миоцен — плиоцен.

28. Более молодые (верхнеплейстоцен-голоценовые) извержения Центральной зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы ознаменовались извержениями андезитов на горах Мухера и Сарагви, а также Бакурианском плато. К этому же возрасту относятся андезитовые потоки ущелья р. Куры и сел. Цихисджвари.

Последним пунктом проявления послепалеогенового вулканизма является Сомхитская глыба. По составу лавы этого вулканизма значительно отличаются от одновозрастных лав Грузинской глыбы. Следует вспомнить, что то же самое наблюдается в составе лав мелового вулканизма сравниваемых двух глыб.

29. В верхнем миоцене — нижнем плиоцене в различных пунктах Сомхитской глыбы происходили следующие извержения: лавы и пирокластолиты роговообманково-гиперстеновых андезитов и андезито-дацитов, роговообманковых дацитов, липарито-дацитов и липаритов северной части Арсианского хребта, Эрушетского нагорья и частично Самсарского и Кечутского хребтов, объединяемые под названием годердзской свиты; пирокластолиты среднего и кислого состава, переходящие в нижней части северного продолжения годердзской свиты в долеритовые лавы.

30. В верхнем плиоцене — плейстоцене нижнюю часть Ахалкалакского плато перекрыли андезито-базальты, верхнюю же часть — пироксеновые андезиты; верхнюю часть Кечутского хребта заняли пироксеновые андезиты. В Цалкской котловине внизу образовались долериты, которых перекрыли андезито-базальты. В этом же промежутке времени образовались базальты горы Бедена и плато Гомарети, Башкичети и Нижней Картли.

31. Наиболее молодые (верхнеплейстоцен-голоценовые) извержения на Сомхитской глыбе происходили на Самсарском хребте, где извергались андезиты и андезито-дациты, на Кечутском хребте изливались в основном долериты, редко трахидолериты, а ущелья рек Машавера и Дебет залились долеритами и базальтами.

Такова приближенная схема последовательности проявления различных эндогенных процессов на территории Грузии во времени и пространстве, на фоне ее общего геологического развития.

Эта схема является более полной, чем ранее предложенные автором, однако она все еще не претендует на точность во всех ее звеньях, что является делом будущего.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Едва ли кто-либо сомневается в том, что процессы магматизма и рудообразования тесно связаны. В литературе существует много примеров тесной связи процессов рудообразования с магматизмом. Подобные примеры приводились и нами (1953—1959). Наряду с этим в ряде областей, в том числе и на территории Кавказа, известны эндогенные рудные месторождения, которые трудно связать с определенными магматическими породами.

На примере некоторых эндогенных рудных месторождений уже давно отмечались процессы метасоматоза, обусловленные воздействием растворов или газов различного состава. Но эти растворы всегда связывались с соответствующими магмами (магматическими породами). В настоящее время часть петрографов склоняется к мнению, что образование магматических пород (гранитоидов, сиенитов и др.) происходит в результате метасоматической гранитизации, путем привноса в определенной последовательности различных элементов, в числе которых количественно преобладающую роль играют кремний, калий и натрий. Выясняется, что многие гранитоиды Кавказа образованы именно этим путем, что особенно наглядно видно на примере палеозойских гранитоидов. Далее можно утверждать, что не только породы, но нередко и гранитная магма возникает таким же образом. Бывают случаи, когда гранитообразующие растворы, особенно кремниевые, на определенной стадии привноса содержат в себе в том или ином количестве рудные элементы, которые отлагаются в соответствующих условиях и создают видимую связь с гранитоидным телом. В ряде же случаев состав метасоматизирующих растворов не приводит к образованию гранитоидов или каких-либо других пород интрузивного облика; это бывает тогда, когда происходит преимущественно привнос, например кремния, содержащего рудные элементы, которые при отложении в соответствующих благоприятных условиях образуют рудные месторождения того или иного масштаба. В данном случае процесс рудообразования представляет собой определенную форму проявления магматизма (интрузивной деятельности) вне непосредственной связи с магмой или магматическими породами, и поэтому тщетно искать или предполагать на глубине наличие интрузива.

Наглядным примером эндогенного рудного месторождения, не связанного с магматическим процессом, служит Поладаурское гематитовое месторождение, расположенное в Юго-Восточной Грузии (Сомхитская глыба). Названное месторождение залегает в верхнемеловой вулканогенной свите. Изучение пород, слагающих эту свиту, дало нам возможность прийти к заключению, что исходными породами являлись здесь плагиоклазовые, роговообманковые и пироксеновые порфириты, диабазо-порфириты и их туфы. После формирования этих образований имел место интенсивный наложенный процесс окварцевания (кремниевый

метасоматоз) и альбитизация (натриевый метасоматоз). В результате этого породы приобрели облик эффузивных кварцевых альбитофиров и кварцевых порфиритов (дацитов).

Об интенсивном кремниевом метасоматозе свидетельствует, как отмечено выше, сильное окварцевание основной массы порфиритов. Местами кварц полностью замещает фенокристаллы плагиоклаза. Можно наблюдать, как псевдоморфозы кварца по плагиоклазу соединяются с жилкой (подводящим каналом) кварца.

Привнос натрия вызвал постепенную деанортитизацию плагиоклаза основного состава, который стал более кислым. Натриевый метасоматоз выражен иногда и в цеолитизации.

В результате разрушения железисто-магнезиальных минералов и стекловатой основной массы порфиритов высвобождаются кальций (он высвобождается также при разрушении основного плагиоклаза), железо и магний. Существенная часть кальция идет на образование карбонатитов, магний расходуется на возникновение хлорсерпентина и серпентина, железо — на образование рудных минералов магнетита, ильменита и гематита, содержащихся иногда в породе в большом количестве. Они образуют псевдоморфозы, отдельные зерна, зернистые скопления совместно с кварцем и жилки. Имеются также сильно гематитизированные порфириты. В результате интенсивного выноса гематита в окрестностях сел. Поладаури возникло метасоматическое гематитовое месторождение. Здесь мы не касаемся источника других металлов, образующих в зоне Сомхитской глыбы соответствующие месторождения; они, по-видимому, ювенильные. Такого же происхождения Дзамское магнетитовое месторождение эоценового возраста.

В качестве другого примера можно привести Урупское колчеданное месторождение на Северном Кавказе, залегающее в девонских (?) метасоматических сланцах, которое по примеру уральских генетически связывают с эффузивами кварцевых абьбитофиров. Рудное тело по составу и структуре в различных местах является изменчивым. На участке «Скалистая» руда образует послойные инъекции в сланцах, похожие на мигматиты, характерные для областей развития процессов метасоматической гранитизации. На других участках руда массивная, подобно гранитным массивам в областях, где процесс гранитизации (метасоматоза) находится на более высокой стадии своего развития. В данном случае процесс рудообразования по стадиям своего развития подобен процессу метасоматической гранитизации. Следует отметить, что кварцевые альбитофиры так же, как и в описанном до этого случае, являются вторичными образованиями. Источник металлов здесь не устанавливается; по-видимому, они ювенильные.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ГРУЗИИ

Вопросы связи магматических процессов и эндогенного рудообразования Кавказа с этапами его геосинклинального развития рассматривались нами в ряде работ, в том числе территории Грузии, начиная с 1944 г. В частности, в области развития среднеюрской геосинклинали складчатой системы Южного склона Большого Кавказа были установлены пять последовательных стадий развития магматизма (Заридзе, 1944; Заридзе, Татришвили, 1959).

В составленной нами позднее схеме (1954) все магматические породы и рудные месторождения Кавказа, в том числе территории Грузии, в пределах отдельных подвижных зон были сгруппированы в две фазы (стадии) — предтектоническую (доскладчатую) и синтектоническую (синскладчатую).

В дальнейшем эта схема в отдельных своих частях уточнялась и исправлялась нами (табл. 183).

В последнее время Г. А. Твалчрелидзе (1957, 1958), разделяя, в общем, основные положения Ю. А. Билибина (1959), выделяет в пределах каждой орогенической (металлогенической) эпохи доскладчатую, складчатую и постскладчатую стадии. Выделение таких стадий, с нашей точки зрения, правильнее проводить не для Кавказа в целом, в историко-геологическом отношении весьма разнородного, а для каждой из его геосинклинальных свит в отдельности.

В нашей схеме развития магматизма и эндогенного рудообразования Кавказа (табл. 183) соответствующие интрузии и парагенетически связанные с ними эндогенные рудные месторождения для разновозрастных отдельных геосинклинальных свит отнесены к двум фазам, или стадиям: доскладчатой, собственно геосинклинальной, и синскладчатой, связанной с процессом складкообразования, вплоть до его полного завершения.

Анализируя приведенный в схеме фактический материал по магматизму и эндогенному рудообразованию на территории Грузии, можно прийти к следующим заключениям.

1. Палеозойская металлогеническая эпоха в Грузии выражена очень слабо, несмотря на то, что палеозойские (герцинские) гранитоиды имеют здесь широкое развитие. На Северном Кавказе богатые и разнообразные месторождения образовались в связи с герцинской эпохой складчатости. Известные здесь колчеданные, арсенопиритовые и свинцово-цинковые месторождения парагенетически связаны с герцинскими малыми интрузиями.

2. В юрский период образуются различные месторождения. На Южном склоне Большого Кавказа образование ряда гранитоидных интрузий и рудных месторождений увязывается с батской фазой складчатости, дислоцировавшей байосскую геосинклинальную осадочно-вулканогенную свиту,

Таблица 183

Схема развития магматизма и эндогенного рудообразования на территории Грузии

Вмещающие породы	Интрузии		Месторождения и рудопроявления	
	доскладчатые	синскладчатые	доскладчатые	синскладчатые
1	2	3	4	5
Зоны Геоантиклинальная Главного хребта и складчатой системы Южного склона Большого Кавказа				
Гранитоиды Главного хребта и юрские глинистые сланцы и песчаники	Дайки диабазов и порфиритов	Каробский (Верхняя Рача) и цурунгальский (Нижняя Сванетия) дациты и кварцевые альбитофиры; кварцевые альбитофиры гор Рехеба и Хврелието; дациты горы Купри		Арсенопиритовое (гора Цурунгал), молибденитовое (гора Кароби), вольфрамитовое, сурьмяное, ртутное, реальгар-аурипегментовое (Ноцара, Зопхито, Ахей Талахиани, Лухуми и др.)
Зона складчатой системы Южного склона Большого Кавказа				
Юрские глинистые сланцы и песчаники	Дайки диабазов и порфиритов, образующие пояс	Дайки батских и кварцевых порфиритов и кварцевых альбитофиров (Кахетии, Верхней Рачи, Нижней Сванетии и др.)		Медно-пирротиновое рудопроявление, образующее пояс от Западной Абхазии до Азербайджана
Чхалтинско-Лайлинская зона				
Дизская метаморфическая (геосинклинальная) свита верхнего палеозоя—триаса, сложенная филлитами, глинистыми сланцами, песчаниками мраморами и метаморфизованными вулканическими образованиями	Интрузии габбро-диабазов, пироксенитов и др.	Гранитоиды, сиенит-диориты, диориты, кварцевые диориты, кварцевые монциониты и т. п. Позднегерцинские		Золоторудное (Верхняя Сванетия, ущелье р. Лассиль)
Казбекско-Лагодехская зона				
Юрские глинистые сланцы и песчаники (сел. Эцери; Верхняя Сванетия)	Дайки диабазов и порфиритов	Эцерские юрские гранитоиды и альбитофиры; кварцевые диориты горы Бангуриани		Антимонитовое (сел. Эцери)
Гагринско-Джавская зона				
Среднеюрская (байос) вулканогенно-осадочная диабаз-порфиритовая геосинклинальная свита, в южной своей части переходящая в область Грузинской глыбы	Дайки и покровные тела порфиритов, диабазов, диабаз-порфиритов, габбро-диабазов и др.	Абхазские и Хевская гранитоидные интрузии батского возраста		Свинцово-цинковое (ущелья рек Амтхел, Тхмори, Дзышра. Апшра, Брдзышха, Оджи, Рцхмелури, Квайса), баритовое (Кутаисский район, селения Хаиши, Чорди, Апшра), арсенопиритовое (ущелье р. Ахупач, гора Схапач и др.)
Зона Грузинской глыбы				
Дзирульская зона поднятия				
Кристаллические сланцы и амфиболиты, а также нижнепалеозойская метаморфическая свита Дзирульского массива, состоящая из серицитовых, слюдяных, хлоритовых и других сланцев, песчаников, мраморов и метаморфизованных порфиритов	Габбро-диабазы, амфиболиты и серпентиниты	Гранитоиды преимущественно герцинские, образованные в результате метасоматической гранитизации сланцев и каледонских кварцевых диоритовых гнейсов	Хромо-никелевое рудопроявление	Незначительные проявления редких металлов в пегматитах
Зона Аджаро-Триалетской складчатой системы				
Центральная и Южная зоны				
Палеоцен-нижнеэоценовые и среднеэоценовые геосинклинальные вулканогенно-осадочные образования, состоящие из пирокластолитов, порфиритовых лав и терригенного материала	Дайки диабазов и порфиритов	Гранитоиды, сиенит-диориты, сиениты, кварцевые диориты, кварцевые монциониты и габбро-диориты Аджарии и Гурии (верхи среднего эоцена — низы верхнего эоцена)		Скарново-магнетитовое (сел. Дзама), магнетитовое в пегматите (сел. Вакиджвари), серноколчеданное (сел. Цаблана), медно-свинцово-цинковое (сел. Мериси и Зекарский перевал)
Северная зона				
Верхнеэоценовая мергелисто-глинистая вулканогенная (трахитовая) свита ущелья р. Супса		Анальцимовый сиенит ущелья р. Супса — верхний эоцен		Серноколчеданно-золоторудное (сел. Зоти, ущелье р. Губадзеули)

Продолжение табл. 183

Вмещающие породы	Интрузии		Месторождения и рудопроявления	
	доскладчатые	синскладчатые	доскладчатые	синскладчатые
1	2	3	4	5
		Зона Сомхитской глыбы		
Болнисская зона				
Верхнемеловая вулканогенно-осадочная свита, состоящая из различных пирокластолитов, лав и секущих тел преимущественно среднего (порфиритового), реже основного и кислого состава, подвергшихся окварцеванию и альбитизации, а также терригенного и карбонатного материала	Дайки диабазов, порфиритов и кварцевых порфиритов	Дайки верхнемеловых кварцевых альбитофиров и кварцевых порфиритов (дацитов)		Гематитовое (сел. Поладаури), марганцевое (сел. Тетрицкаро), халькопирит-сфалерит-галенит-баритовое (сел. Маднеули)
Та же зона				
Глинистые сланцы, песчаники и конгломераты лейаса и трансгрессивная вулканогенная средняя юра, представленная альбитовыми, андезин-роговообманковыми и андезин-пироксеновыми порфиритами, их пирокластолитами и терригенными породами	Дайки диабазов и порфиритов	Поладаурская и Бардадзорская батские гранитоидные интрузии и кварцевые диориты ущелья р. Дамблуд		Свинцово-цинковое (ущелье р. Дамблуд)
Та же зона				
Нижнепалеозойские метаморфические сланцы и амфиболиты Храмского и Локского массивов	Дайки диабазов, порфиритов и габбро	Кварцевые диоритовые гнейсы — каледонские и продукты их гранитизации (гранитоиды — слюдяные роговообманковые и аляскитовые) — герцинские		Кварц-золоторудное и молибденовое (Храмский массив)

3. В области соприкосновения двух тектонических зон — Геоантиклинали Главного хребта Большого Кавказа и складчатой системы Южного склона Большого Кавказа — в парагенетической связи с дациговыми и кварц-альбитофировыми интрузиями гор Кароби, Цурунгал, Рехеба, Хврелието и Купри образуется ряд месторождений: на горе Цурунгал — арсенопиритовое, на горе Кароби — молибденитовое, у ледника Зопхито — сурьмяное, у сел. Талахиани (Верхняя Рача) и сел. Ахей (Абхазия) — ртутное, в районе сел. Лухуми — реальгар-аурипигментовое, у сел. Ноцара — вольфрамитовое и др.

4. Кобальтоносное медно-пирротиновое оруденение, выходы которого протягиваются вдоль зоны складчатой системы Южного склона Большого Кавказа, приурочено к мощной глинисто-сланцево-песчаниковой толще юры (лейаса). Непосредственной связи с интрузиями не наблюдается. Встречающиеся здесь дайковые тела нерудоносны.

5. В Казбекско-Лагодехской зоне в парагенетической связи с Эцерской интрузией наблюдается антимонитовое рудопроявление. Южнее (Гагринско-Джавская зона) развиты свинцово-цинково-баритовые (Абхазия, Квайса, Хайши, Кутаисский район и др.) месторождения.

6. С развитием среднеэоценовой Аджаро-Триалетской геосинклинали связан ряд интрузий, а в парагенетической связи с последними — следующие небольшие месторождения: скарново-магнетитовое (сел. Дзама), серноколчеданное (сел. Цаблана) и медно-свинцово-цинковое (сел. Мериси).

7. В Северной зоне Аджаро-Триалетской складчатой системы, являющейся переходной к зоне Грузинской глыбы, известен ряд щелочных интрузий, залегающих в верхнеэоценовых мергелисто-глинистых осадках и вулканогенных образованиях трахитового состава. Здесь (сел. Зоти, ущелье р. Губадзеули) наблюдаются серноколчеданно-золотые рудопроявления.

8. В тесной связи с наложенными процессами, развитыми в верхнемеловой вулканогенно-осадочной свите зоны Сомхитской глыбы, образуются гематитовые (сел. Поладаури) и халькопирит-сфалерит-галенит-баритовые (сел. Маднеули) месторождения. Подобного типа и возраста месторождения в пределах Большого Кавказа отсутствуют.

ЛИТЕРАТУРА

Адамия Ш. А. О возрасте «молодых» гранитов Храмского кристаллического массива. Сообщ. АН Груз. ССР, т. 21, № 4, 1958.

Афанасьев Г. Д. Явления микроклинизации в гранодиоритовых интрузиях батолитового типа Западного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1949.

Баласанян С. И. К вопросу о возрасте абиссальных и гипабиссальных пород Алавердского рудного района. Докл. АН Арм. ССР, т. 2, № 2, 1956.

Беликов В. П. Изверженные породы северо-восточного склона Триалетского хребта. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавк., вып. 15, 1935.

Беликов Б. П. Розенбергский (Александерсгильфский) кристаллический массив. Мат. по геол. и петрогр. Груз. ССР, вып. 3. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавк., вып. 20, 1936.

Беликов Б. П. и Кузнецов С. С. О габбровой интрузии на северо-восточных склонах Триалетского хребта (Закавказье). Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 6, 1934.

Беликов Б. П. и Кузнецов С. С. Геолого-петрографическое строение южных склонов Триалетского хребта. Мат. по геол. и петрогр. Груз. ССР. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавк., вып. 20, 1936.

Белянкин Д. С. Об альбитовом диабазе из Красной Поляны и о контакте его со сланцами. Изв. Санкт-Петерб. политехн. ин-та, т. 15, 1911.

Белянкин Д. С. Об авгитовом порфире из окрестностей Ананури на Кавказе. Изв. Санкт-Петерб. политехн. ин-та, т. 15, 1911.

Белянкин Д. С. Тешениты из Курсеби и их положение в системе горных пород. Изв. Санкт-Петерб. политехн. ин-та, т. 17, вып. 1, 1912.

Белянкин Д. С. О дарьяльском граните. Геол. исслед. в области перевальной ж. д. С.-Пб, 1914.

Белянкин Д. С. 1. К петрографии Архотского тоннеля. 2. Геологическая карта по линии Архотского тоннеля. Геол. исслед. в области перевальной ж. д. через Главн. Кавказский хребет. С.-Пб, 1914.

Белянкин Д. С. Неограниты и кварцевые дациты с ледника Дых-Су в Центральном Кавказе. Изв. Санкт-Петерб. политехн. ин-та, т. 23, вып. 2, 1915.

Белянкин Д. С. К вопросу о возрасте некоторых кавказских интрузий. Изв. Геол. ком., 1924.

Белянкин Д. С. Магматические горные породы и некоторые полезные ископаемые Западной Грузии. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 6, М., 1934.

Белянкин Д. С. К вопросу о неоинтрузиях Центрального Кавказа. Изв. АН СССР, 1939.

Белянкин Д. С., Еремеев В. П., Петров В. П., Фаворская М. А. О неоинтрузиях бакского (эцерского) типа на Кавказе. Зап. ВМО, сер. 2, ч. 72, вып. 3—4, 1943.

Белянкин Д. С., Маслов К. С. и Петров В. П. Магматические проявления в северо-западной части Гурии. Тр. Петрографич. ин-та АН СССР, вып. 14, 1939.

Белянкин Д. С. и Петров В. П. Петрографы Академии наук СССР в Грузии летом 1935 года. Вестн. АН СССР, № 2, 1936.

Белянкин Д. С. и Петров В. П. Заключительные замечания к неоинтрузиям Сванетии и Абхазии. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии, ч. 2. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавк., вып. 24, 1940.

Белянкин Д. С. и Петров В. П. Тешенито-камптонито-мончикитовые интрузии окрестностей г. Ахалциха. Изв. АН СССР, вып. 21, сер. петрограф., № 7, 1940.

Белянкин Д. С. и Петров В. П. Петрография Грузии. Изв. АН СССР, 1945.

Белянкин Д. С., Петров В. П. и Еремеев В. П. Неоинтрузии Аджаристана и Гурии. Мат. по геол. и петрогр. Груз. ССР. Тр. СОПС АН СССР, вып. 14, 1935.

Бендукидзе Н. С. К вопросу о возрасте свиты Мтавари. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XV, № 3, стр. 163—166, 1954.

Бетехтин А. Г. Чиатурское марганцовое месторождение и его промышленная характеристика. Тр. ЦНИГРИ, вып. 60, 1936.

Бетехтин А. Г. Роль вмещающей среды в процессах эндогенного рудообразования. Зап. ВМО, сер. 2, ч. 86, вып. 2, 1957.

Варданянц Л. А. Очерк геологии ущелья р. Дидихеви и Кахетии (предварительный отчет). Изв. ВГРО, вып. 98, 1932.

Варданянц Л. А. Интрузивы Северной Кахетии. Пробл. сов. геол., № 4, 1938.

Габуния К. Е. и Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Бсрчалинского района. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. 1, 1942.

Габуния К. Е. и Гамкрелидзе П. Д. Геология южной части Триалетского хребта. Бюлл. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., № 1 (6), 1942.

Гамкрелидзе А. К. Об одной особенности вакиджварских пегматитовых жил. Сообщ. АН ГССР, т. 20, № 1, 1958.

Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Ин-т геол. и минер. АН Груз. ССР, 1948.

Гамкрелидзе П. Д. Объяснительная записка к тектонической карте Груз. ССР, Атлас Грузии. Изд. АН Груз. ССР, 1961.

Гамкрелидзе П. Д. и Чихелидзе С. С. К геологии части долины р. Дзирулы. Изв. Геол. ин-та Грузии, т. 1, вып. 2, 1932.

Герасимов А. П. Тешениты с р. Иори (Кахетия). Тр. ГГРУ ВСНХ СССР, вып. 29, 1931.

Герасимов А. П. Эссекситовая интрузия в Ахалцихском бассейне. К 45-летию научн. деятельности Н. Ф. Погребова. ОНТИ, 1937.

Голубев Н. А. и Соловьев С. П. Геологические очерки Западной Сванетии. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 135, 1941.

Грушевой В. Г. Интрузивные породы Армянской ССР (северная часть Армении и соседней Грузии). Тр. Груз. геол. упр., вып. 2, 1941.

Джавахишвили Ш. И. Петрография и геологическое строение восточной части Локского массива. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. минерал.-петрограф., т. 4, 1958.

Джанелидзе А. И. Материалы для геологии Рачи. Изв. Тбил. гос. ун-та, 1926.

Джанелидзе А. И. К вопросу об орогенетических фазах. Сов. геол., № 5—6, 1940.

Джанелидзе А. И. Геологические наблюдения в Окрибе. Бюлл. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. 5, 1941.

Дзоценидзе Г. С. Материалы по петрографии порфировой серии. Верхняя Рача и Юго-Осетия (на груз. языке, резюме на русск. языке). Изв. геол. ин-та Грузии, т. 3, в. 3, 1938.

Дзоценидзе Г. С. К вопросу о возрасте Чаухских диабазов. Сообщ. АН Груз. ССР, т. 4, № 1, 1943.

Дзоценидзе Г. С. Молодые диоритовые породы окрестности г. Кутаиси. Изд. Тбил. гос. ун-та им. Сталина, 1948 (на грузинском языке).

Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. АН Груз. ССР, 1948.

Дзоценидзе Г. С. и Крестников В. Н. Геолого-петрографический очерк Южного склона Главного Кавказского хребта в пределах Хевсуретии. Тр. Груз. геол. упр., вып. 5, 1941.

Додин А. А. Геологическое строение Алавердско-Садахлинского района ЗСФСР. Тр. ВНИИМС, вып. 88, 1936.

Дубянский В. В. О горных породах Казбека. Зап.-Кав. отд. РГО, кн. 24, вып. 3, 1904.

Дубянский В. В. На вершине Казбека. Зап. Крым. горного клуба, 1906.

Еремеев В. П. Петрографическое исследование цеолитового габбро из района сел. Гвердзинети в Грузии. Тр. Ин-та геолог. наук АН СССР, вып. 36, петрограф. сер. (№ 11), 1940.

Еремеев В. П. и Петров В. П. Неоинтрузии Сванетии. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии, ч. 2. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавк., вып. 24, 1940.

Еремеев В. П. и Петров В. П. Петрографическая характеристика неоинтрузии горы Квиран (Груз. ССР). Тр. Ин-та геолог. наук АН СССР, вып. 36, сер. петрограф. (№ 10), 1940.

Еремеев В. П. и Петров В. П. Петрографическое описание неоинтрузий, выходящих в бассейне Кодора. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии, т. 2. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавк., вып. 24, 1940.

Залесский Б. В. и Петров В. П. Кристаллические породы Клухори и Гвандры. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии, ч. 2. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавк., вып. 24, 1940.

Заридзе Г. М. Хевская неоинтрузия в Дзирульском массиве. Бюлл. Геол. ин-та Грузии, т. 4, вып. 1, 1938.

Заридзе Г. М. Габбро-диоритовая неоинтрузия по Военно-Сухумской дороге у устья р. Зима. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии, ч. 2. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавк., вып. 24, 1940.

Заридзе Г. М. Бабильская диабазовая интрузия в Нижней Сванетии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. 2, № 6, 1941а.

Заридзе Г. М. Кислые жильные породы селений Рцхмелури и Циплакаки (ущелье р. Цхенис-Цхали) в Нижней Сванетии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. 2, № 9, 1941б.

Заридзе Г. М. Среднеюрский магматический цикл Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. 5, № 2, 1944.

Заридзе Г. М. Два магматических цикла в палеогене Малого Кавказа. Сообщ. АН Груз. ССР, т. 5, № 4, 1944.

Заридзе Г. М. Магматический цикл верхнего миоцена — плиоцена в Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. 5, № 6, 1944.

Заридзе Г. М. Петрографический очерк Нижней Сванетии. Изв. Ин-та геол. и минерал. АН Груз. ССР, т. 12, 1947.

Заридзе Г. М. Закономерности развития вулканизма в Грузии. Гостехиздат Груз. ССР, 1947.

Заридзе Г. М. О проблеме генезиса гранитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1952.

Заридзе Г. М. Состояние и задачи петрографии магматических пород Грузии. Тр. Ин-та геол. и минерал. АН Груз. ССР, геол. сер., т. 7 (12), 1953.

Заридзе Г. М. О происхождении кавказских гранитоидов и их рудоносности. Тр. Первого Всесоюзн. петрограф. совещания АН СССР, 1955.

Заридзе Г. М. Происхождение гранитоидов и их рудоносность на примере Кавказа. Сов. геол. № 4, 1958.

Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф. К возрасту гранитоидов ущелья р. Дамблуд. Сообщ. АН Груз. ССР, т. 6, № 10, 1945.

Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф. Введение в магматическую геологию Грузии. Гостехиздат, Груз. ССР, 1947.

Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф. О возрасте цалкинского лавового комплекса. Докл. АН СССР, т. 9, № 1, 1948.

Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф. Некоторые юрские и третичные интрузивные породы Сванетии. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. минералог.-петрограф., т. 2, 1950.

Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф. О второстепенных минералах гранитоидов. Зап. ВМО, сер. 2, ч. 80, 1952.

Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф. О возрасте и генезисе древних гранитоидных пород Храмского массива. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1953.

Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф. О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Дзирульского массива. Тр. Геолог. ин-та АН Груз. ССР, сер. минералог.-петрограф., т. 3, 1953.

Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. Госгеолтехиздат, 1959.

Заридзе Г. М. и Чичинадзе К. И. Эцерская неоинтрузия на Кавказе. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 44, петрограф. сер., (№ 14), 1940.

Казарьян Г. А. Жильные породы Алавердского района. Тезисы докладов Закавк. конф. молодых научных работников АН Груз. ССР, Аз. ССР и Арм. ССР, 1958.

Казахашвили Т. Г. Геолого-петрографический очерк Храмского кристаллического массива. Тр. Груз. геол. упр., вып. 5, 1941.

Казахашвили Т. Г. и Топурия П. А. Неоинтрузия ущелья реки Супсы (Восточная Гурия). Тр. Груз. отд. ВНИИМС, вып. 2, 1938.

Кахадзе И. Р. Среднеюрская фауна Грузии. Тр. Геол. ин-та Груз. ССР, сер. геол., т. 1 (6), вып. 3, 1942 (на грузинском языке).

Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время. Изд. АН Груз. ССР, 1947.

Кахадзе И. Р. Заметка о тектонике Квайсинского района. Сообщ. АН Груз. ССР, т. 12, № 2, 1951.

Киласония П. Ф. К петрографии Бардадзорского интрузива. Ин-т геол. и минерал. АН Груз. ССР, сб. трудов, 1951.

Киласония П. Ф. К вопросу о взаимоотношении гранитоидных пород Дзирульского массива. Докл. АН СССР, т. 82, № 4, 1952.

Киласония П. Ф. Петрография некоторых магматических пород Марнеульского и Болнисского районов. Тр. Тбил. гос. ун-та им. Сталина, т. 52, 1954.

Конюшевский Л. К. Материалы для геологии Кавказа, сер. 4, кн. 2, 1914.

Кузнецов С. С. Аджаро-Триалетская складчатая система. Мат. по геол. и петрогр. Груз. ССР, вып. 4, Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавк., вып. 22, 1937.

Кузнецов И. Г. Геологическое строение района курорта Шови (бассейн Чанчахи в Центральном Кавказе). Тр. ВГРО ВСНХ СССР, вып. 151, 1931.

Кузнецов И. Г. Об открытии в Закавказье кембрийских отложений. Изв. ВГРО, вып. 100, 1931.

Кузнецов И. Г. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна Чвешури в Центральном Кавказе. Мат. ЦНИГРИ, Региональная геология и гидрогеология, сб. 1, 1933.

Кузнецов И. Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структур Центрального Кавказа. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 131, сер. геол., № 52, 1951.

Кузьмин С. А. Кристаллический комплекс Верхней Сванетии. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии, ч. 2. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавк., вып. 24, 1940.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрографическая часть в книге Иностранцева А. А. «Через Главный Кавказский хребет». СПб, 1896.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Исследования по тектонической петрографии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа. Тр. Имп. Сакт-Петерб. об-ва естествоиспытателей, т. 16, вып. 5, 1898.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Геологические исследования в массиве и отрогах Казбека. Мат. для геол. России, 21, вып. 1, 1901.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вулканическая область Центрального Кавказа между перевалами Рокским и Архотским. Геол. исслед. в области перевальной ж. д. через Главн. Кавказский хребет, С.-Пб, 1914.

Мефферт Б. Ф. Геологические исследования в Рачинском уезде Западной Грузии в 1928 г. Мат. по общ. и прикл. геологии, вып. 140, 1930.

Мефферт Б. Ф. Геологический очерк области Боржоми и Бакуриани между Карельской долиной Куры и Ахалкалакским лавовым нагорьем. Тр. ВГРО НКТП СССР, вып. 303, 1933.

Паффенгольц К. Н. К стратиграфии вулканогенных толщ Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья (Закавказье). Сб. трудов Ин-та геол. и минерал. АН Груз. ССР, 1951.

Паффенгольц К. Н. Новые данные по стратиграфии лав Казбекского района и Кельского вулканического плато (Центральный Кавказ) и древнему оледенению этой области. Сов. геол., № 12, 1958.

Паффенгольц К. Н. Эльбрус (геологический очерк). Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1959.

Петров В. П. Жильные породы Аджаристана. Мат. по геол. и петрограф. Груз. ССР. Тр. СОПС АН СССР, вып. 14, 1935.

Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. ВГФРО ВСНХ СССР, вып. 148, 1932.

Роква М. П. Наманевский базальт. Изв. Груз. индустр. ин-та, № 11, 1939.

Рубинштейн М. М. Об абсолютном возрасте некоторых магматических образований Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. 16, № 6, 1955.

Рубинштейн М. М. Новые данные об абсолютном возрасте магматических образований Грузии. Тр. V сессии по опред. абс. возраста геолог. формаций, 1958.

Смирнов Г. М. Геологическое описание части Рачинского уезда Кутаисской губернии. Мат. для геол. Кавказа, сер. 3, кн. 7, 1908.

Смирнов Г. М. и Заридзе Г. М. Неоинтрузия в Дзирульском кристаллическом массиве. Докл. АН СССР, т. 1 (11), № 1 (78), 1936.

Смирнов Г. М., Татришвили Н. Ф., Казахашвили Т. Г. Геолого-петрографический очерк северо-восточной части Дзирульского кристаллического массива. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. II, 1937.

Смирнов Г. М., Татришвили Н. Ф. и Казахашвили Т. Г. Геолого-петрографический очерк юго-восточной части Дзирульского кристаллического массива. Тр. Груз. отд. ВНИИ МС, вып. 2, 1938.

Симонович С. Е. Геологические наблюдения в бассейне верхнего течения р. Рioни. Мат. для геол. Кавказа, сер. 1, кн. 9, 1880.

Сорокин А. И. Геологические наблюдения в местности между Ксаном и Большой Лиахвой и верховьях р. Квирилы. Мат. для геол. Кавказа, сер. 1, кн. 9, 1879.

Схиртладзе Н. И. Кампгонито-мончикитовые жильные породы Кутаисского и Тквибульского районов. Сообщ. АН Груз. ССР, т. 3, № 3, 1942.

Схиртладзе Н. И. Тешенитовая формация Западной Грузии (на грузинском языке). Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. минералог.-петрограф., т. 1, 1943.

Схиртладзе Н. И. Новые данные о литологии годердзской свиты. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 21, № 4, 1950.

Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН Груз. ССР, 1958.

Табагари В. И. Тешениты Баноджа и Мелаури (Кутаисский район Груз. ССР). Тр. Груз. геол. упр., вып. 5, 1941.

Татришвили Н. Ф. Диабазы Верхней Рачи. Тр. Тбил. гос. ун-та им. Сталина, вып. 13, 1940.

Татришвили Н. Ф. К петрографии Южного склона Главного Кавказского хребта в пределах Верхней Рачи. Тр. Груз. геол. упр., вып. 5, 1941.

Татришвили Н. Ф. Неоинтрузии Верхней Рачи. Сообщ. АН Груз. ССР, т. 2, № 4, 1941.

Татришвили Н. Ф. Магматическая деятельность в Грузии в допалеозое и палеозое. Гостехиздат Груз. ССР, 1948.

Татришвили Н. Ф. и Везиришвили Е. К. К вопросу образования Вакиджварских пегматитовых жил. Сб. трудов Геол. ин-та АН Груз. ССР, 1959.

Топурия П. А. Рквийский интрузив порфировидного гранита в Дзирульском массиве. Бюлл. Геол. ин-та Грузии, т. 3, вып. 4, 1938.

Устиев Е. К. Интрузия палеозойских гранитов в Борчалинском районе Грузии. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 7—8, 1936.

Ферсман А. Е. Пегматиты. Изв. АН СССР, 1940.

Харашвили Г. И. Геолого-петрографический очерк Каробского месторождения и условия его формирования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1939.

Харашвили Г. И. Изверженные породы Заалазанской Кахетии. Сб. трудов Ин-та геол. и минерал. АН Груз. ССР, 1951.

Цагарелин А. Л. Верхний мел Грузии. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, 1954.

Чихелидзе С. С. Геологические наблюдения в юго-восточной части Дзирульского массива. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол. тр. № 4/9, 1948.

Чичинадзе К. И. Металлогения Горной Рачи и Сванетии. Изв. АН СССР, 1945.

Чхотуа Г. Р. К петрографии древних основных и ультраосновных пород верховьев реки Кодора и Абхазии. Бюлл. Геол. ин-та Грузии, т. 3, вып. 1, 1938.

Чхотуа Г. Р. Интрузивы Абхазии. Сб. «Интрузивы Закавказья». Тр. Груз. ГРУ, вып. 11, 1941.

Шейнманн Ю. М. Карбонатиты. Бюлл. научн.-техн. информации № 2(7). Госгеолтехиздат, 1957.

Шония Н. Ф. Сакаурская неоинтрузия в Верхней Раче. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 44, петрограф. сер., (№ 14), 1940.

Abich H. Predromus einer Geologie der Kaukasischen Länder. Mém. d. I. Ac. d. Sci de st. Petersb., 4 ser. t. 7, 1858.

Favre E. Recherches géologiques dans la partie centrale de la chaine du Caucase. Geneve, 1875.

Fournier E. Description géologique du Caucase central. Marseille, 1896.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Предисловие 3

Тектоническое строение 5

Палеозойские образования 10

Геоантиклинальная зона Главного хребта Большого Кавказа 10

Общие сведения (10). Кристаллические сланцы, амфиболиты и филлиты (12). Основные и ультраосновные интрузии (17). Гранитоиды (20). Диабазы (32). Выводы (33)

Зона складчатой системы Южного склона Большого Кавказа 33

Верхнепалеозойско-нижнемезозойская дизская свита 33

Основные и ультраосновные породы (33). Кварцевые сиенит-диориты, гранитоиды, кварцевые габбро-монцониты (37). Выводы (40)

Зона Грузинской глыбы 41

Дзирульский кристаллический массив 41

Общие сведения (41). Кристаллические сланцы и амфиболиты (42). Нижнепалеозойская метаморфическая свита (45). Основные интрузии, секущие кристаллические сланцы и амфиболиты (50). Основные интрузии, секущие нижнепалеозойскую метаморфическую свиту (53). Гранитоиды, связанные с кристаллическими сланцами (58). Диабаз-порфириты, секущие гранитоиды, связанные с кристаллическими сланцами (60). Гранитоиды, связанные с нижнепалеозойской метаморфической свитой (61). Кварцевые порфириты и кварцевые порфиры, связанные с нижнепалеозойской метаморфической свитой (61). Диабаз-порфириты, секущие гранитоиды, связанные с нижнепалеозойской метаморфической свитой (62). Верхнепалеозойская вулканогенно-осадочная свита (62). Выводы (64).

Зона Сомхитской глыбы 65

Храмский кристаллический массив 65

Общие сведения (65). Кварцевые диоритовые гнейсы (66). Основные интрузии, секущие кварцевые диоритовые гнейсы (69). Гранитоиды (70). Основные интрузии, секущие гранитоиды (73). Кварцевые порфиры и гранит-порфиры, секущие гранитоиды (73). Химическая характеристика (75). Результаты спектрального анализа (77). Верхнепалеозойская вулканогенно-осадочная свита (78). Первый склон р. Клленси, вдоль шоссе (78). Выводы (81).

Зона Локского кристаллического массива 84

Общие сведения (84). Кристаллические сланцы, амфиболиты, хлоритовые, серицитовые и другие сланцы (85). Метаморфизованные габброиды и амфиболиты (87). Основные интрузии, секущие метаморфическую свиту (88). Гранитоиды (90). Породы, секущие гранитоиды (94). Химическая характеристика (94). Результаты спектрального анализа (96). Выводы (96).

Выводы по палеозойским образованиям 97

Стр.

Мезозойские образования 102

Средняя юра 102

Зона складчатой системы Южного склона Большого Кавказа 102

Среднеюрские интрузии, связанные с лейасовыми сланцами 102

Общие сведения (102). Габброидные и гранитоидные интрузии ущелий рек Западная и Восточная Гумиста (103). Интрузия кварц-анортоклазового габбро верховьев р. Амтхел (107). Гранитоидная интрузия горы Лыхта (109). Интрузия гранодиорит-порфира ущелья р. Лыхта (111). Габброидные и гранитоидные интрузии гор Жургия и Ахсирхва (112). Диабазы и порфириты ущелья р. Кодори (113). Гранитоидные интрузии перевалов Санчар и Адзапша (114). Диабазовые интрузии ущелья р. Чхалта (116). Джарквальская интрузия (117). Диабаз-порфиритовые интрузии ущелий рек Твибери и Цанери (118). Эцерская гранитоидная интрузия (120). Интрузии кварцевых альбитофиров и кварцевых диоритов горы Бангуриани (121). Интрузии гранитоидов и гранит-порфиров верховьев р. Цхенисцхали (122). Интрузии района селений Циплакаки и Рцхмелури (126). Интрузия анортоклазового габбро ущелья р. Ражанисгеле (130). Диабазовая интрузия южного склона горы Лушха (131). Жилы авгитовых порфиритов сел. Цхумали (132). Габбро-диабазовая интрузия горы Рахаш (132). Жила кварцевого диоритового порфирита ущелья р. Хелодисгеле (134). Бабильская диабазовая интрузия (134). Основные и кислые интрузии Верхней Рачи (138). Интрузии ущелий рек Пшавской Арагви и Хевсуретской Арагви (146). Жилы диабазов и порфиритов Кахетии (153). Выводы (154).

Вулканогенно-осадочная свита байоса 155

Общие сведения (155). Кластические породы (155). Порфириты и диабазы (156). Выводы (159).

Среднеюрские интрузии, связанные с вулканогенно-осадочной свитой байоса 160

Общие сведения (160). Интрузия кварцевого габбро-монцонита ущелья р. Восточная Гумиста (160). Габброидные интрузии горы Чумкузба (161). Гранитоидная интрузия южного выхода ущелья р. Келасури (165). Гранитоидная интрузия северного выхода ущелья р. Келасури (166). Интрузии кварц-анортоклазового габбро и кварцевого диорита верховьев р. Келасури (172). Гранитоидная интрузия местности Линча (173). Интрузия кварц-анортоклазового габбро местности Баргана (174). Гранитоидная и габброидная интрузия горы Гораб (175). Интрузия авгит-биотитового габбро-порфирита сел. Шапатквара (180). Интрузия кварц-анортоклазового габбро устья р. Зима (181). Интрузия кварц-анортоклазового габбро местности Дауч (182). Интрузии района сел. Хаиши (183). Хевская интрузия (184). Чалванская гранитоидная интрузия (192). Выводы (193).

Зона Сомхитской глыбы 194

Вулканогенно-осадочная свита байоса 194

Общие сведения (194). Характеристика пород свиты (194). Порфириты и диабазы (195). Выводы (196).

Среднеюрские интрузии, связанные с вулканогенно-осадочной свитой байоса 196

Общие сведения (196). Поладаурская гранитоидная интрузия (197). Бардадзорская гранитоидная интрузия (198). Выводы (200).

Верхняя юра 201

Зона Грузинской глыбы 201

Верхнеюрская вулканогенно-осадочная свита 201

Общие сведения (201). Терригенные образования (201). Эффузивные образования (201). Выводы (203).

Мел 204

Зона Грузинской глыбы 204

Стр.

Верхнемеловая вулканогенно-осадочная свита 204

Общие сведения (204). Вулканогенные и терригенные образования (205). Эффузивные образования (206). Выводы (207).

Зона Аджаро-Триалетской складчатой системы 208

Меловая вулканогенно-осадочная свита 208

Общие сведения (208). Петрографическая характеристика (208). Выводы (210).

Зона Сомхитской глыбы 211

Верхнемеловая вулканогенно-осадочная свита 211

Общие сведения (211). *Туфовые образования* (213). *Туфопесчаники и* песчаники (226). Карбонатные породы (227). Эффузии и дайки (230). *Химическая характеристика* (238). *Выводы* (239).

Выводы по мезозойским образованиям 245

Кайнозойские образования 250

Палеоген 250

Зона Аджаро-Триалетской складчатой системы 250

Общие сведения 250

Палеоцен-нижнеэоценовая флишевая свита 250

Палеоцен-нижнеэоценовая вулканогенная свита 251

Нижне-среднеэоценовая вулканогенно-осадочная свита 252

Среднеэоценовая вулканогенно-осадочная свита 253

Туфовые образования (254). *Эффузивные образования* (255).

Интрузии и дайки, приуроченные к верхнемеловым и палеогеновым образованиям 256

Интрузии и дайки Аджарии (268). *Сиенит-диоритовые и сиенитовые* интрузии Гурии (278).

Верхнеэоценовые вулканогенно-осадочные свиты 288

Адигенская свита (288). Трахитовая свита (290). Эффузивные и туфовые образования (290). Интрузивные образования (293).

Выводы по палеогеновым образованиям 295

Неоген — постплиоцен 297

Лавы геоантиклинальной зоны Большого Кавказа в пределах территории Грузии 297

Кельское вулканическое нагорье (298). Лавы вулканов Сакохе-Садзели, Хорисар, Кабарджина, Милиони и Цителдзири (301). Лавы верховьев р. Ксани и гор Настыцуб, Гиух, Цителимта и др. (303). Лавы вулкана Казбек (303). Крез-Чимасские лавы (305). Выводы (306).

Эффузивные образования зоны Грузинской глыбы 307

Ванат-сталинир-квасатальские базальты (307). Базальты сел. Перевиси (308). Базальты сел. Горадзири (309). Базальты сел. Наманеви (309). Долериты и базальты Окрибы (310). Выводы (312).

Тешениты Западной Грузии и ущелья р. Иори 312

Общие сведения (312). Тешениты селений Чквищи, Кведа-Шавра и Патара-Они (313). Тешениты Кутаисского района (315). Камптониты, мончикиты и эссекситы Кутаисского района (318). Диориты и диорит-порфириты Кутаисского района (322). Тешениты ущелья р. Иори (323). Выводы (324).

Эффузивные и жильные образования зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы 327

Эффузивные и жильные образования Гурии (327). Эффузивы ущелий рек Тана и Тедзами, района курорта Боржоми и горы Гома (330). Жилы камптонитов, мончикитов и тешенитов Ахалцихского района (333). Вулканические пеплы Кахетии (341).

Эффузивные образования зоны Сомхитской глыбы 344
Общие сведения (344). Верхнемиоцен-нижнеплиоценовая вулканогенно-осадочная годердзская свита (346). Верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые лавы (348). Верхнеплейстоцен-голоценовые лавы (353). Выводы (354).

Выводы по послепалеогеновым образованиям 355

История развития эндогенных процессов (магматизма, метаморфизма, метасоматоза, рудообразования) на территории Грузии в связи с ее общим геологическим развитием 359

Некоторые вопросы рудообразования 367

Закономерности размещения эндогенных рудных месторождений на территории Грузии 369

Литература 374

Георгий Михайлович Заридзе

ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД
ГРУЗИИ

Редактор *К. Н. Паффенгольц*
Редактор издательства *С. В. Овчинникова*
Переплет художника *Г. А. Крулёва*
Технический редактор *В. В. Быкова*
Корректор *А. П. Гальцова*

Сдано в набор 9/VI-1961 г.
Подписано к печати 25/X-1961 г.
Формат бумаги 70×108$^{1}/_{16}$ Бум. л. 12.
Печ. л. 32,88. Уч.-изд. л. 33,7
Т-11932. Тираж 700 экз.
Зак. 636 Цена 2 р. 56 к.

Картфабрика Госгеолтехиздата
Ленинград В-26, 19 линия, дом 20.

Опечатки

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
65	I5,I6,I7 и I8 сверху	нижнепалеозойские-каледонские	нижне=верхнепалеозойские
83	9 снизу	нижнепалеозойские-каледонские	нижне=верхнепалеозойские
84	9 сверху	Зона Локского кристаллического массива	Локский кристалличекский массив
I00	27-28 сверху	нижнепалеозойский	нижне=верхнепалеозойский
I40, I4I, I42	в заголовках и в таблицах 55,56 и 57	альбитизированный дацит	кварцевый альбитофир

Заказ 636

2D 66L

1209