

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

МАТЕРИАЛЫ ПО ЛИТОЛОГИИ
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ—1965

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
გეოლოგიური ინსტიტუტი

შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. III

**მესაღები სამხრეთ-აღმოსავლეთ საქართველოს
ლითოლოგიისათვის**

გამომცემლობა „მეცნიერება“

თბილისი — 1965

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, новая серия, вып. III

МАТЕРИАЛЫ ПО ЛИТОЛОГИИ
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»

ТБИЛИСИ—1965

552.5 (47,922)

М 341

В сборнике публикуются работы, посвященные литологии осадочных пород лейаса, вулканогенной толщи байоса и вулканогенно-осадочных образований палеогена Юго-Восточной Грузии. Рассматриваются палеогеография питающего субстрата лейасского бассейна и условия образования терригенных осадков палеогена. Обсуждаются некоторые вопросы терминологии и генезиса спилитов, а также особенности палеогенового вулканизма.

Редактор Г. С. Дзоценидзе

Г. А. ЧИХРАДЗЕ

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЛИТОЛОГИИ ЛЕЙАССКИХ И БАЙОССКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ

ВВЕДЕНИЕ

В связи с комплексным геологическим изучением Южной Грузии, сотрудниками литологического отдела Геологического института АН Грузинской ССР в течение 1956-59 гг. проводились исследования вулканогенно-осадочных отложений Локского и Храмского массивов, в результате которых изучены верхнепалеозойские образования Храмского массива, ниже- и среднеюрские, часть меловых и палеогеновых отложений, как Храмского, так и Локского массивов.

В данной статье приводятся результаты исследования ниже- и среднеюрских отложений.

Для ясности последующего изложения материала считаем целесообразным вначале привести общую стратиграфическую схему района, впервые разработанную К. Габуния и П. Гамкрелидзе с участием В. Эдилашвили (1942, 1943). По данным этих исследователей, на Локский кристаллический массив трансгрессивно налегает: 1. пачка конгломератов и кварцевых песчаников — базальная формация лейаса, постепенно переходящая выше, 2. в свиту слюдистых песчаников и сланцев лейаса, на которой трансгрессивно расположена, 3. вулканогенная свита средней юры, в свою очередь трансгрессивно перекрывающаяся, 4. вулканогенно-карбонатными отложениями сеномана, постепенно переходящими, 5 в вулканогенно-осадочную свиту турона, 6. в южной и частично юго-западной части Локского массива юрские отложения трансгрессивно перекрываются конгломератами, нуммулитовыми известняками, известковистыми песчаниками и вышеследующими вулканогенными образованиями среднего эоцена.

На Храмском массиве наблюдается иная картина. Там на древние породы массива налегают: 1. нижние туффиты, на которых трансгрессивно расположен, 2. лейас, представленный в той-же фации, но значительно меньшей мощности, чем на Локском массиве: лейасские отложения трансгрессивно перекрываются, 3. верхним мелом. Среднеюрские образования на Храмском массиве отсутствуют.

Такую стратиграфическую схему принимают все исследователи. О некотором отклонении от нее будет сказано ниже.

Древние кристаллические массивы и верхнепалеозойские туффиты нас интересуют, как возможные источники терригенного материала более молодых осадочных образований. Поэтому мы ограничимся здесь лишь перечислением слагающих их основных типов пород.

По работам Г. Заридзе и Н. Татришвили (1953) и др., в строении Локского массива участвуют: 1) кристаллические сланцы и филлиты, развитые узкой полосой на южной периферии массива, 2) габбро-диабазово-порфириновые породы и 3) гранитоиды разнообразного минералогического состава (лейкократовые гранитоиды, биотитовые гранито-

иды и др.). Кроме того в массиве встречаются секущие жилы порфири-
тов, диабазов и альбитофинов.

Храмский массив в общем схож с Локским, но в отличие от него в
строении Храмского массива участвуют гнейсовидные гранитоиды, миг-
матиты и микрограниты (кварц-порфиры и гранофиры) связанные с
верхнепалеозойскими, вулканогенно-осадочными образованиями, т. н.
«нижними туффитами». Н. Схиртладзе (1960), приводит детальную ли-
тологическую характеристику этих отложений; по литологическим при-
знакам автор расчленяет их на 3 горизонта: 1—нижний горизонт кварце-
вых порфиров; 2 — средний горизонт вторичных кварцитов и 3 — верх-
ний горизонт слоистых туфов, туфобрекчий с прослоями углистых крем-
ней, аргиллитов и линз известняков. Горизонт кварцевых порфиров,
занимая самую нижнюю часть разреза, тесно связан с гранитоидами
массива.

ЛЕЙАС

Лейасские отложения Локского массива были обнаружены в 1927 г.
К. Габуния, а в 1928 г. им же более детально изучены (1942).

В. Грушевой в 1935 г. описал эти отложения, как байосские. В том
же году (1935) П. Гамкрелидзе с участием В. Эдилашвили, под руко-
водством К. Габуния дополнительно исследовали их. По данным этих
авторов (1942) на Локском кристаллическом массиве трансгрессивно
налегает свита кварцевых песчаников; ее нижние горизонты представле-
ны конгломератами, которые выше постепенно становятся мелкогалеч-
ными и сменяются кварцевыми песчаниками; последние, в свою оче-
редь, постепенно переходят в толщу, сложенную богатыми слюдой пес-
чаниками и плотными, хрупкими листоватыми песчано-глинистыми
сланцами черного цвета.

Некоторые данные о литологии лейасских отложений приводятся в
работе В. Зесашвили (1955). Работая в 1949—50 гг. над уточнением
стратиграфии лейаса Локского массива, одновременно исследуя петро-
графический состав осадочных образований лейаса некоторых разрезов,
В. Зесашвили установил, что галька конгломерата состоит, главным
образом, из обломков кислых эффузивов и пришел к правильному вы-
воду о характере субстрата, снабжающего лейасский бассейн терриген-
ным материалом:

В те же годы (1949-50) на Локском массиве работал Ш. Джавахи-
швили, который, изучив петрографию и геологическое строение восточ-
ной части массива, дал общее описание лейасских отложений и, учиты-
вая мощности и характер базальной формации отдельных разрезов,
предположил привнос терригенного материала в Лейасское море с вос-
тока (1959).

С целью выявления нефтеносности лейасских отложений Локского
массива в 1954 г. их изучил Ш. Китовани, который дал в основном, ана-
логичную предыдущим исследователям характеристику лейасских по-
род. Однако, в отличие от них, отметил наличие вулканогенного мате-
риала в виде слоев туфа в верховьях р. Лок и алевроитовых и пелито-
вых туфов и туфогенных алевролитов в ущельях правых притоков
Гюль-Магомет у с. Лок-Джандар. Слой туффитов в верхнелейасских
отложениях, в верховьях правых притоков р. Джандар, отмечен также
О. Г. Барач.

Туфовый материал в лейасских отложениях нами не встречен и, поскольку указанные геологи не дают детального описания их состава и структуры, трудно судить — действительно ли имеем дело с туфами или с обычными для лейаса слабослюдистыми песчаниками? Последнее нам кажется более вероятным.

Лейасский возраст интересующих нас отложений фаунистически впервые установлен К. Габуния и П. Гамкрелидзе (1942); затем уточнен и детализирован А. И. Джанелидзе (1946), И. Кахадзе (1947) и другими.

Благодаря работам названных авторов, о возрасте осадочных пород лейаса существует единое мнение, чего нельзя сказать о возрасте кислых пород, распространенных в верхней части слюдистых песчаников и сланцев на северной периферии Локского массива.

В. Комар и Б. Высоцкий в ущельях рек Пиназаури и Лок отметив чередование покровов кварц-порфиров и их туфов со слюдистыми песчаниками и сланцами, относили их к верхнему лейасу (1945).

По наблюдениям П. Гамкрелидзе, эти кварц-порфиры в ущ. р. Пиназаури прорывают лейасскую толщу в виде даек. В ущелье же р. Лок кварц-порфир залегает несогласно на размытой поверхности верхне-лейасских отложений, поэтому он их относит к низам байоса (1949).

По мнению В. Зесашвили, локский кварц-порфир внедряется в складчатые отложения мела и возраст его может быть среднеэоценовым (1955). Ш. Джавахишвили считает этот кварц-порфир постсеноманским образованием (1959).

Наши наблюдения показали, что на участке Пиназаури секущие лейас кварцевые порфириты или кварц-порфиры не поднимаются до среднего эоцена (Подробнее см. ниже).

Описание разрезов

С целью литологического исследования лейасских отложений Локского и Храмского массивов были составлены детальные восходящие разрезы в пределах Локского массива в ущельях рек Дамблуди, Лок (в местности Ортапочта), в истоках р. Агсу, по правому притоку р. Паладаури-Баритис-Хеви, по левым притокам р. Гюль-магомет, в верховьях р. Джандар (к юго-западу от с. Лок-Джандар), в ущелье р. Пиназаури (Мошевани); один у слияния с последней р. Горас-Хеви и второй чуть выше впадения р. Карасу в Пиназаури и др.

На Храмском массиве же разрезы составлены вдоль дороги Нафтиани-Ахкалафа, в районе с. Гомарети и др.

Ниже дается описание нескольких основных разрезов и литологическая характеристика лейасских отложений Локского и Храмского массивов.

Локский массив

Разрез по ущ. р. Дамблуди

В ущелье р. Дамблуди на размытые гранитоиды Локского массива налегает: 1. брекчия, сложенная угловатыми обломками пород метаморфического комплекса с примесью заметно окатанных галек кварца, в верхней части переходящая в мелкозернистый песчаник того же состава, мощность брекчии... 7 м.

2. Выше следует свита кварцевых песчаников и конгломератов, начинающаяся грубозернистыми кварцевыми песчаниками. В свите чередуются кварцевые песчаники с конгломератами. Первые из них часто содержат пирит в значительном количестве. Мощность свиты около 140 м. Азимут падения 60—65°, \angle 20—38°.

3. Свита слюдистых песчаников, в низах которой еще встречаются слои кварцевых песчаников, но выше их уже нет и вся толща представлена слюдисто-кварцево-плагиоклазовыми пиритизированными песчаниками темно-серого цвета. В толще встречены пласт брекчиевидного песчаника, состоящего из обломков алеврито-пелитовых пород и прослой мягких алевритовых пелитолитов, слагающихся в основном чешуйчатым серицито-глинистым веществом. В нижней части толщи залегает жила измененного альбитофира. Мощность пачки 80 м, аз. пад. 355°, \angle 34—40°. Затем на расстоянии 300 м слоистость пород затусована тектоническими нарушениями и гидротермальными процессами. На этом расстоянии в пиритизированных алевритовых пелитолитах встречаются сильно измененные сульфидизированные, окварцованные и серицитизированные порфириновые породы серого цвета и пластовые жилы рогово-обманково-андезиновых порфиритов темно-серого цвета. В последних роговая обманка полностью хлоритизирована. Выше слоистость ясная и выделяется пачка песчано-алевроитовых кластолитов с прослоями алевритовых пелитолитов. Эти породы светлосеро-зеленоватого цвета. В них наблюдаются темные и светло-серые полосы. Темные полосы пелитовых алевролитов содержат гидроокислы железа и мелкие кристаллики пирита, светло-серые же очищены от гидроокислов железа и обогащены серицитом и кварцем. Кристаллы пирита в них присутствуют редко, но они значительно крупнее чем в темных полосках.

Пелитовые породы этой пачки состоят из чешуйчатой глинисто-серицитовой массы с примесью мелкораспыленных сульфидов и незначительного количества алевритового материала. Они являются мелкозернистыми кластолитами переработанными гидротермами. Мощность — 120 м. Азимут падения изменяется от южного до северо-восточного.

Дальше до меловых известняков, надвинутых на лейас, распространены интенсивно измененные, сульфидизированные, окварцованные, серицитизированные и хлоритизированные и, в меньшей мере, эпидотизированные породы, в которых не всегда удается установить первичную структуру. Часть пород, имеющих несомненно, порфиритовую структуру, можно отнести к интенсивно гидротермально измененным кварцевым порфиритам, хотя фенокристаллы кварца наблюдаются не во всех шлифах. Видимая мощность около 200 м.

Этот разрез в общем аналогичен другим разрезам лейасовых отложений Локского массива, но отличается от них: 1. наличием в самом основании брекчий метаморфических пород и 2. интенсивной гидротермальной измененностью пород. Кроме того, в свите конгломератов и кварцевых песчаников конгломераты выделяются на четырех уровнях. Первый из них — в низах толщи над указанной брекчией; состоит из окатанных обломков альбитофиров; кварцевых альбитофиров и кварца. Структура основной массы этих эффузивов большей частью фельзитовая. Второй — на 35 м от основания, состоит из галек кварцевого альбитофира, кварц-порфира, а также обломков кварцевого песчаника. Третий — на 53 м от основания, состоит в основном из обломков кварц-порфиром и гранофирам, встречаются кварцевые альбитофиры, альбитофиры и единичные роговики. Четвертый — на 95 м от основания, состоит из обломков гранофирам. Попадаются и кварц-порфиры. Эти породы характеризуются более зернистым сложением и гранофири-

вой структурой, т. е. в низах толщи наблюдается преобладание галек пород более эффузивного характера, а в верхней части — преобладание галек хотя и эффузивных, но более кристаллических пород.

Свита слюдястых песчаников в верхней части (около 100 м до кварцевых порфиритов) теряет характерную темную окраску и принимает зеленоватую, иногда белесоватую окраску, слюда почти исчезает, породы обогащаются серицитом, хлоритом, глиной, кварцем и сульфидами. По этому разрезу трудно судить, продолжают ли эти измененные слюдястые песчаники непосредственно вверх кварцевыми порфиритами, или последние являются трансгрессивными на них, более молодыми образованиями.

Этот разрез описали В. Комар и Б. Высоцкий (1946), которые установили следующую последовательность пород: а) конгломераты, б) кварцевые песчаники, в) конгломераты, г) кварцевые песчаники с прослоями конгломератов, д) мелкозернистые, кварцевые песчаники и аргиллиты, е) конгломераты и кварцевые песчаники переходящие в мелкозернистые слюдястые песчаники, в верхней части которых встречаются глинистые сланцы и эффузивы. Это вначале темно-серые дацитовые порфириты, аналогичные локчайским, над ними следуют кварцевые и кварцево-слюдястые песчаники, а затем кварцевый альбитофир с прослоями тех же песчаников.

Правильно подметив в общем последовательность пород в разрезе, авторами не упоминается наличие пластовой жилы кварцевого альбитофира в низах свиты слюдясто-кварцевых песчаников. Кроме этого, отмеченное ими проявление кислого эффузивного вулканизма в верхнем лейасе не убедительно. Они считают дацитовый порфирит верхнелейасским покровом и параллельзуют его с кварц-порфиром ущелья р. Лок. Но последний несогласно залегает на размытых слюдястых сланцах верхнего лейаса и естественно является более молодым.

В ущелье р. Лок на биотитовые гранитоиды массива налегает: 1. Конгломерат, сложенный в основном хорошо окатанными гальками кислых эффузивов и кварца; размер галек 3—5 см; мощность конгломерата 8 м. Выше постепенно переходит в кварцевые массивные песчаники серого цвета. Мощность их здесь всего 25 м.

2. Эти песчаники кверху переходят в свиту слюдястых песчаников сложенную плагиоклазо-слюдясто-кварцевыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и сланцеватыми пелитовыми алевролитами темного, почти черного цвета. Местами наблюдается полосчатость пород, обусловленная здесь расположением растительных остатков параллельно напластованию. Отдельные пачки алевролитов содержат твердые, мелкие конкреции, по составу отличающиеся от вмещающих пород лишь большим содержанием пелитового вещества и пирита. Общее падение свиты северное. Точная мощность не определяется из-за развития мелких складок.

В верхней части свиты расположены жилы кварц-порфира, альбитизированного порфирита и роговообманково-плагиоклазового порфирита. Там же на размытой поверхности сланцевых алевролитов залегает кварц-порфир, выше начинаются меловые отложения.

В ущелье р. Баритисхеви лейасские отложения дислоцированы внедрением гранитоидного интрузива. Однако достаточно хорошо устанавливается последовательность: базальная формация и следующая за ней свита слюдястых песчаников. Видимая мощность первой — 100 м, а второй — 140 м. Обе свиты аналогичны соответствующим свитам, описанным выше. Слюдястые песчаники здесь секутся жилами пироксеново-плагиоклазовых, кварцево-роговообманково-плагиоклазовых

порфиристов и авгитово-плагноклазовых диабазов.

Лейасские отложения на отдельных локальных участках гидротермально изменены. Кварцевые песчаники пропитаны баритом, эпидотоизитом и хлоритом. Слюдистые песчаники окварцованы, обогащены сульфидами и местами содержат маломощные жилы барита.

На южной периферии Локского массива южнее сел. Лок-Джандар, лейасские отложения представлены в обычной фации базальных конгломератов, кварцевых песчаников и слюдистых песчаников.

Однако, в отличие от предыдущих разрезов, здесь в конгломератах местами наблюдаются прослой слюдистых песчаников темного цвета и чередование кварцевых и слюдистых песчаников.

Следует, также отметить, что на этом участке отдельные слои слюдистых песчаников карбонатные, или обогащены лимонитом. Они содержат фауну двустворчатых и аммонитов.

Максимальная мощность конгломератов достигает 12 м, кварцевых песчаников — 80 м и слюдистых песчаников — 70 м.

В истоках рек Гюль-Магомет и Лок слюдистые песчаники перекрываются байосскими отложениями. Восточнее, в истоках р. Джандар, байосские, а затем лейасские — сначала слюдистые, потом кварцевые песчаники выклиниваются под средним эоценом.

В ущелье Горас-Хев'и выходит свита конгломератов и кварцевых песчаников. Основание свиты не обнажается. В юго-западном направлении под этой свитой, в опущенном крыле сброса, выходят слюдистые песчаники и сланцы, которые в верхней части содержат переотложенный материал лейасских же пород и перекрываются конгломератами среднего эоцена.

В северо-западном направлении от плоскости смещения наблюдается следующая восходящая последовательность пород: 1. конгломерат 1 м, переходящий в кварцевые песчаники мощностью 75 м, в низах расположена жила измененного альбитофира. В верхней части появляются слои слюдистых песчаников; аз. падения $S3-320^{\circ} \rightarrow 32^{\circ}$. 2. слюдистые песчаники вначале сланцевые, затем массивные, трещиноватые, с фауной аммонитов и двустворчатых, содержат мелкие, слабокарбонатные конкреции. Секутся жилой диабаза.

Аналогичные породы продолжают на левом берегу р. Пиназаури. Выше они становятся тонкослоистыми и чередуются со сланцами. Породы прорваны мощными дайками кварцево-роговообманковых порфиристов. Одна из даек, выходящая по дороге, имеет мощность 65 м, ее южная часть (30 м), в отличие от северной, более темного цвета, компактнее и имеет столбчатую отдельность. В верхней части свиты преобладают тонкослоистые сланцевые аргиллиты над песчаниками; последние составляют 35% всей пачки. В аргиллитах встречаются сферические или слабо удлинённые пелитовые, иногда пиритсодержащие конкреции.

Верхние части слюдистых песчаников датируются как верхнеэоценовые. Они в самом ущелье р. Пиназаури перекрываются байосскими отложениями, на левом склоне ущелья — конгломерато-брекчиями, состоящими из обломков меловых известняков. В северном направлении эти конгломерато-брекчии выклиниваются и туфобрекчии среднего эоцена налегают на лейасские слюдистые аргиллиты. В этих аргиллитах у контакта со средним эоценом встречена дайка роговообманково-кварцевого порфирита, которая размыва вместе с вмещающими породами и в средний эоцен не переходит. Дальше, в том же направлении, на лейас налегают верхнемеловые отложения.

Этот разрез, в основном не отличается от других разрезов лейаса Локского массива. Отметим, лишь, что 1. секущие лейас кислые породы занимают около 30% площади, занятой лейасскими отложениями. Чередование кислых эффузивов с синхроничными песчано-сланцевыми породами, отмеченное некоторыми исследованиями [18], на данном участке нами не встречено. Все они являются секущими телами и, следовательно, моложе вмещающих их лейасских отложений. С уверенностью можно сказать, что прорывая лейасские отложения от низов до самых верхних частей включительно, они не поднимаются до среднего эоцена, и вероятно, даже и до турона.

2. Алевритовые пелитолиты, доминирующие в верхней части разреза, в других местах не имеют столь широкого развития.

3. Карбонатно-сульфидные конкреции встречаются в средней части голши в слюдистых песчаниках и затем в верхней части, в алевритовых пелитолитах.

4. В отличие от других разрезов следует отметить наличие переотложенного материала в верхней части слюдистых песчаников в ущ. р. Горас-Хеви, что принимается за признак верхнелейасской регрессии.

Храмский массив

На Храмском массиве лейасские отложения отмечаются предыдущими исследователями (1949, 1957, 1948) у с. Гомарети, Мамула-сопели, у спуска от с. Верхняя Ахкалафа к ущ. р. Храми и по дороге от сел. Нафтиани в с. Верхняя Ахкалафа. Эти места, а также незначительные отдельные фрагменты лейаса на левом склоне Клдеисис-цкали нами были осмотрены.

Следует отметить, что во всех отмеченных пунктах отложения представлены слюдисто-кварцевыми песчаниками, за исключением Гомарети, где под слюдистыми песчаниками встречаются маломощная свита конгломератов и кварцевых песчаников.

Вдоль дороги с. Нафтиани — с. Верхняя Ахкалафа за «нижними туффитами» с перерывом следуют прерывистые обнажения лейасских слюдисто-кварцевых песчаников и сланцеватых алевролитов, с общим восточным падением $\angle 30-35^\circ$. По дороге они прослеживаются на расстоянии 100 м. Местами на их размытую поверхность налегают верхнемеловые отложения, начинающиеся конгломератами, с окатанным материалом лейасских слюдисто-кварцевых песчаников.

В окрестностях с. Гомарети на нижние туффиты налегают: 1. конгломераты и кварцевые песчаники 3—4 м, затем 2. средне- и мелкозернистые слюдисто-кварцевые песчаники и сланцеватые алевролиты... 50 м.

Галька конгломерата представлена измененными кварцевыми альбитофирами, их окварцованными туфами, вторичными кварцитами и гранофирами. Цемент конгломерата — кварцевый песчаник.

Кварцевый песчаник, как в виде цемента конгломерата, так и в виде самостоятельных слоев, состоит, главным образом, из зерен кварца с волнистым погасанием и эффузивного кварца. В меньшем количестве встречаются вторичные кварциты и окварцованные туфы кислых эффузивов. В обломках туфов часто содержатся лимонитизированные кристаллы пирита. В одном образце песчаника наблюдается угловатое зерно «микрорепегматитового» кварца. Зерно целиком состоит из кварца, но на общем фоне выделяются: 1) «микрорепегматитовые» образования кварца, имеющие формы вrostков; вероятно, они были в срastании с полевым шпатом и 2) содержащий, или цементирующий эти выделения кварц-более поздней генерации, которым, очевидно, замещен полевой шпат.

Кроме отмеченного материала в кварцевых песчаниках попадают измененные кислые плагиоклазы и мусковит. А в одном образце встречен обломок кварцитового сланца величиной в 6 мм. Цемент кварцевых песчаников и мелкозернистых псефитолитов того же состава, обычно серицитовый, часто пятнистый, серицитово-лимонитовый.

Петрографический состав лейасских пород Храмского массива аналогичен таковому Локского массива.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЕЙАССКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛОКСКОГО МАССИВА

Осадочные образования лейаса Локского массива представлены конгломератами и песчаниками. Последние делятся на кварцевые и слюдяные типы [4], фактически же в отложениях лейаса наблюдается непрерывный структурный ряд пород — от псефитолитов до алевролитов включительно. Встречаются также прослои и пачки аргиллитов в подчиненном количестве.

Конгломераты прерывистой полосой окаймляя массив на разных его участках, имеют различную мощность, местами вовсе не встречаются, кое-где они размывы последующими трансгрессиями, а на некоторых участках, вероятно, и не отлагались.

Общим для лейасских конгломератов во всех разрезах является: 1. хорошо окатанная галька, 2. преобладание в составе породы обломков кислых эффузивов, 3. цементация кварцевым песчаником с серицитовым цементом.

Вместе с обломками кислых эффузивов в конгломератах в подчиненном количестве присутствуют обломки пород метаморфической свиты, а также кварца, кварцитов, кварцевых песчаников и гранитоидов. Количественное распределение этих компонентов в некоторых разрезах приводится в таблице 1, а ниже дается их краткая микроскопическая характеристика.

Обломки кислых эффузивов представлены, в основном, кварц-порфирами, кварцевыми альбитофирами и их туфами. Цвет пород светло-серый или розовый. Макроскопически часть из них обнаруживает более или менее хорошо выраженную зернистость, другие характеризуются порфировой структурой, некоторые же представляют собой афировые породы. Кварц-порфиры и кварцевые альбитофиры под микроскопом имеют порфировидную или порфировую структуру, с поликристаллической, сферолитовой, микролитовой, микропиклитовой, микропегматитовой или фельзитовой основной массой, состоящей из кварца и почти всегда нацело серицитизированного полевого шпата. Фенокристаллы представлены кварцем и плагиоклазом. Часто встречаются крупные чешуйки мусковита, с которыми почти всегда связаны окислы железа. Последние развиты по краям чешуек мусковита или вдоль трещин спайности последних и вероятно, образованы за счет изменения биотита. Кварц встречается в виде хорошо развитых бипирамидальных, иногда в разной мере оплавленных кристаллов, которые часто содержат бухтообразные включения основной массы. Размер фенокристаллов кварца варьирует от 0,3 до 2 мм, редко достигает 4 мм. Большая часть фенокристаллов кварца имеет нормальное погасание, но встречаются также кристаллы с заметно волнистым погасанием. В некоторых шлифах одновременно присутствуют кристаллы с нормальным и волнистым погасанием.

Фенокристаллы полевого шпата в свежем виде почти не сохранились. Плагиоклаз устанавливается по характерным формам кристал-

лов, по продуктам изменения и следам полисинтетических двойников в них; как правило, полностью замещен серицитом или серицитово-пелитовым веществом, иногда с примесью карбоната и изредка гидрослюды. Серицитовые массы часто окрашены лимонитом. Исключение представляют обломки кислых эффузивов (кварцевых альбитофиров и кварц-порфиров) из конгломератов, распространенных в истоках реки Ах-су в которых плагиоклаз довольно свеж и представлен слабо серицитизированным альбитом.

Состав лейасских конгломератов Локского массива

Таблица 1

Наименование пород и их количество в % по отдельным разрезам	Ущ. р. Пиназаури (выше слияния с Карасу)		Ущ. р. Камышло (правый приток Пиназаури)		Истоки р. Агсу (лев. приток р. Поладаури)		Южнее сел. Лок-Джандар		Ущ. р. Дамблуди		Ущ. р. Лок		Примечание
Кварцовый альбитофир	24		50		34	63,4	—	24	30				В Дамблудском разрезе, в пересчет не включена самая нижняя пачка базальной формации — брекчия из обломков метаморфических пород
Альбитофир	16		6,25		27		80	16	26				
Их туфы	10	56	12,5	75	5,5		—	4	—	63			
Кварцпорфир	6		6,25		3,5		—	11	—	—			
Породы метаморфической свиты	9		6,25		3,5		—	4	—	—			
Гранитоид (плагиогранит)	6		—		3		10	4	12				
биотитовый	4	25	—		6		—	—	—				
Гранофир	15		—		—		—	20	10				
Диабаз-порфирит	—		—		—		—	—	—				
Вторичный кварцит	—		—		2		—	—	—				
Кварцевый песчаник	2		12,5		8,2		5	8	6				
Кварц	8		6,2		8,4		—	8	—				
					8,4		5	4	10				

В основной массе кислых эффузивов плагиоклаз образует мелкие зерна неправильной формы, призматические микролиты, а также призматические включения в зернах кварца или в сферолитах кварцево-полевошпатового состава. Они, подобно фенокристаллам, интенсивно серицитизированы и лишь изредка встречаются участки альбита не замещенные серицитом.

Калишпат в описываемых породах, по-видимому, подвергся более интенсивному изменению, чем плагиоклаз. Сколько-нибудь свежие, поддающиеся измерению зерна этого минерала нами не встречены. В некоторых шлифах наблюдаются интенсивно пелитизированные образования, по которым, в отличие от полностью серицитизированных плагиоклазов, развиты лишь отдельные чешуйки серицита. Часто в них наблюдаются тонкие микропегматитовые прорастания кварца. Пелитизированные участки, вероятно принадлежат калишпату.

Из аксессуарных минералов в кислых эффузивах встречаются мелкие хорошо ограненные кристаллы циркона и более крупные кристаллы апатита.

Наблюдается интенсивное изменение большей части обломков пород. Характерной является серицитизация основной массы и полевых шпатов. Нередко наблюдается разъедание кварца серицитом. Значительная часть кислых эффузивов сильно окварцована. Окварцевание часто стирает первичную структуру эффузивов, особенно альбитофиров и мелкозернистых кварц-порфинов, превращая их в кварцитоподобную

породу — вторичный кварцит. Окварцевание и серицитизация аналогичным образом изменяют кварцевые песчаники, в которых кластическая структура исчезает и в результате образуются породы, неотличимые от таковых, образованных из кислых эффузивов.

Кроме сильного окварцевания, породы часто секутся прожилками кварца, иногда кварц-серицита и окрашены лимонитом. Прожилки расположены хаотично.

Значительная часть обломков обогащена пиритом и другими сульфидами. Явление пиритизации наблюдается не только на участках, где в конгломератах содержится органическое вещество (в ущ. р. Пиназаури), но и на участках, лишенных такового.

Среди галек кислых эффузивов значительное место занимают альбитофиры — породы с порфировой структурой, обладающие неяснозернистой, субмикроскопически-зернистой серицитизированной (вероятно до изменения, содержащей много стекла) или микролитовой основной массой. В виде вкрапленников в этих породах присутствует только слабоизмененный альбит или серицитизированный плагиоклаз, и определяются, как фельзитовые альбитофиры.

Туфы кислых эффузивов в обломках встречаются в небольшом количестве. Все они имеют псаммитово-пелитовую или псаммитовую структуры. Различаются кристаллокластические и литокристаллокластические туфы. Из псаммитовых частиц в туфах наблюдаются обломки эффузивного кварца и реже — кварца с волнистым погасанием, серицитизированного плагиоклаза или слабопелитизированные зерна альбита неправильной формы и листочки мусковита, с выделениями окислов железа. Попадаются крупнозернистые туфы, в которых наряду с обломками кислых эффузивов, встречаются обломки кварцитоподобных мелкозернистых алевролитов. Цемент туфов пелитовый, а иногда окварцованный пепловый материал. В отдельных образцах пелитовый цемент составляет 80—90% всей породы. Туфы серицитизированы, окварцованы и некоторые заметно лимонитизированы.

Гранофиры и Гранитоиды. В эту группу нами объединены породы, часть которых по облику более тяготеет к эффузивам, а другая часть — к гранитоидам. В большей части исследованных образцов количественное соотношение минералов не является характерным для гранитов: они содержат 75—90% кварца, при этом значительная его часть присутствует в виде фенокристаллов. Полевые шпаты составляют ничтожную часть породы и встречаются в виде совершенно серицитизированных и иногда лимонитизированных фенокристаллов и микропегматитовых сростков, в них, как и в вышеописанных породах, почти всегда встречается мусковит с гидроокислами железа.

В некоторых шлифах фенокристаллы полевых шпатов не встречаются и порода состоит из полнокристаллической основной массы с микропегматитовой структурой. Но часто наблюдается увеличение количества полевых шпатов до 40—50%, количество же кварца убывает и порода определяется, как гранитоид гипидиоморфной структуры с микропегматитовой структурой основной массы. Некоторые из этих гранитоидов имеют микрографическую структуру и они слабо изменены. Кальципат и альбит лишь слегка пелитизированы. Вероятно, гранофиры являются связующим звеном между гранитоидами и кислыми эффузивами.

Интересно, что если в кварцпорфирах вокруг фенокристаллов кварца имеются каемки кварца с ничтожной примесью полевого шпата, то вокруг фенокристаллов кварца в гранофирах таких каемок нет. За пре-

делами фенокристаллов кварц образует микропегматитовые срастания с полевым шпатом, причем, отходящие от фенокристаллов кварца сростки ориентированы подобно фенокристаллу. В первом случае как-будто имеем обрастание фенокристаллов кварца кварц-полевошпатовым материалом, а во втором — прораствание полевого шпата кварцем.

Кроме этих пород в истоках Ах-су были встречены обломки мелкозернистых гранитоидов гипидиоморфно-микропегматитовой структуры, в которых хотя и наблюдаются участки с микропегматитовой структурой, но фенокристаллов кварца в них нет. Порода состоит из пертитово-проросших полевых шпатов и ксеноморфных зерен кварца. Калишпат нерешетчатый, довольно интенсивно пелитизированный. Плаггиоклаз представлен очень тонко полисинтетически сдвойнированным пелитизированным альбитом. Других компонентов в породе нет и ее можно отнести к мелкозернистым аляскитам.

Следует остановиться на сильно выветрелых гранитоидах, которые на первый взгляд, очень похожи на кварцевые песчаники с серицитовым цементом. Но внимательное наблюдение показало, что они являются биотитовыми гранитоидами (некоторые из них сохранили гранитовую структуру). Состоят из кварца, часто сильно катаклазированного, полностью серицитизированных полевых шпатов и мусковита, образованного за счет изменения биотита.

Серицитовая масса — продукт изменения полевых шпатов, часто окрашена лимонитом.

Породы метаморфической свиты в конгломератах представлены серицито-кварцевыми, серицито-плаггиоклазово-кварцевыми, хлоритово-плаггиоклазово-кварцевыми сланцами, а также песчано-серицито-пелититовыми сланцами черного цвета. Последние в значительной части окремнены. Хлоритово-кварцевые сланцы состоят из катаклазированного кварца, свежего или слегка помутневшего альбита и хлорита. Последние имеют очень слабое двупреломление и как бы цементируют кварц и плаггиоклаз. В значительно большем количестве, чем хлоритово-кварцевые сланцы, представлены кварцево-серицитовые сланцы. Эти породы, состоящие из полосок мелкочешуйчатого серицита и зерен кварца, обладая параллельной текстурой, не несут следов столь интенсивного метаморфизма, как хлоритово-кварцевые или кварцитовые сланцы, но метаморфизованы сильнее, чем песчано-серицитовые сланцы.

Заканчивая описание пород метаморфической свиты, отметим следующее: среди этих пород встречаются сланцы, состоящие из кварца, серицита (мусковита), хлорита и плаггиоклаза. Характерным для этих сланцев является наличие полисинтетически сдвойнированного свежего, иногда слабо пелитизированного альбита, редко олигоклиз-альбита, и вместе с ним более интенсивно пелитизированного несдвойнированного плаггиоклаза. Это следует подчеркнуть, так как в слюдястых песчаниках (см. ниже) часто имеется точно такой же терригенный материал. Это обстоятельство заставляет предполагать, что описанные выше кристаллические сланцы в какой-то мере поставляли материал в лейаский бассейн и в период отложения слюдястых песчаников.

Обломки кварцевых песчаников в конгломератах представлены крупно и мелкозернистыми разновидностями. Первые слагаются из угловатых обломков кварца, альбитофинов, кварцево-серицитовых сланцев, кварцита и мусковита. Следы окатанности заметны лишь на некоторых обломках метаморфических пород, кварцита и альбитофинов. В одном валуне кварцевого разнозернистого песчаника из конгломератов уд. р. Ах-су содержится: кварц эффузивный (фенокристаллы) — 3% кварц с волнистым погасанием — 39%, обломки метаморфизованных

пород — 20%, обломки альбитофиров и их туфов — 18%, обломки кварцитов — 2%, мусковит — 1%, серицитовый цемент — 17%.

Но встречаются и такие обломки песчаника, где больше половины породы составляют мелкозернистый, серицито-кварцевый кварцито-подобный песчаник, обломки альбитофиров и зерна эффузивного кварца. Количество других компонентов незначительно. Большим постоянством состава характеризуются мелкозернистые серицито-кварцевые песчаники, состоящие, в основном, из зерен кварца, небольшого количества мусковита, редко встречающегося кислого плагиоклаза и слабо лимонитизированного серицитоцементита. Часто такие песчаники на некоторых участках имеют кварцевую структуру, а иногда они превращены в кварциты и первичный их характер можно установить лишь по еле заметной обломочной структуре, затушеванной частичным растворением зерен кварца и выделением его в породе. Состав мелкозернистых серицито-кварцевых песчаников качественно отличается от состава крупнозернистых кварцевых песчаников, что указывает на различие их источников питания.

Здесь нужно отметить также, что в конгломератах встречаются обломки серицито-кварцевых пород, которые также трудно отнести к песчаникам, как и к гранитоидам. Дело в том, что эти породы состоят из зерен кварца, большинство которых катаклазировано и имеет волнистое погасание, но часть зерен представлена эффузивным кварцем. Цемент серицитовый. Как будто имеем кварцевый песчаник с серицитовым цементом. Но отдельные участки цемента иногда напоминают измененный плагиоклаз и порода оставляет впечатление измененного гранитоида. Многие зерна эффузивного кварца, как и зерна кварца с волнистым погасанием, разведены и разделены серицитом на отдельные участки. Наблюдая такую «агрессию» серицита и стирание первичной структуры породы, приходится предполагать, что они могут быть или серицитизированными кварцевыми песчаниками или серицитизированными гранитоидами.

Как видно из вышеприведенного описания, конгломераты состоят из обломков пород четырех типов: 1. кислых эффузивов различной структуры, но почти одинакового состава и их туфов, 2. пород метаморфического комплекса, 3. гранитоидов и 4. осадочных пород. В исследованных образцах конгломератов ущелья р. Ах-су попался единственный обломок частично альбитизированного и слабо эпидотизированного диабаз-порфирифта.

Перейдем к рассмотрению песчаников.

Кварцевые песчаники в основном крупно- и среднезернистые. В 70% всех исследованных образцов размер зерен варьирует от 0,7 до 1,5 мм. В нижней части толщи встречаются более крупнозернистые, а в верхней — мелкозернистые песчаники (фото 1, 2). Кварцевые песчаники состоят, главным образом, из угловатых обломков кварца, кислых эффузивов, метаморфизованных пород, гранофиров, мусковита, кислого плагиоклаза, кварцита и цементирующего вещества.

Количество кварца в кварцевых песчаниках варьирует от 40 до 80% и редко доходит до 90%. Остальная часть пород складывается другими компонентами и цементом.

Большая часть кварца характеризуется волнистым, а меньшая нормальным погасанием. Эффузивный кварц часто имеет кристаллографические очертания, или включения основной массы. Что касается волнистого кварца, то некоторая часть его относится также к эффузивному, так как нередко наблюдается катаклаз и волнистое погасание фенокри-

сталлов кварца. Зерна кварца угловаты. Особенно часто остроугольный и копьевидный кварц встречается в сравнительно мелкозернистых песчаниках. В кварцевых зернах часто содержатся включения мелких кристаллов циркона, рутила, пузырьков газа, мусковита и серицитизированных участков.

Нередко значительная часть кварца, наблюдаемого в шлифе, разъедена серицитом. Подобные изменения кварца отмечаются большей частью на участках гидротермального изменения, где песчаники обогащены также и сульфидами. Однако, встречаются песчаники и без признаков сульфидизации, но в то же время коррозия кварца серицитом довольно значительная. Некоторые образцы таких песчаников под микроскопом ничем не отличаются от серицитово-кварцевых песчаников с корродированным кварцем из галек конгломерата.

После кварца по количеству в песчаниках второе место занимают обломки кислых эффузивов, в первую очередь альбитофиров, которые представлены часто слабоокатанными обломками основной массы, состоящей из серицита, мелких зерен кварца и изредка серицитизированного плагиоклаза, или из серицита и продуктов изменения, вероятно стекла, содержащего серицитизированные микролиты плагиоклаза.

В меньшем количестве встречаются обломки эффузивов полнокристаллической гранофировой и сферолитовой основной массы, т. е. почти все те структурные типы, что были описаны в конгломератах. Эти обломки в нижней части толщи часто составляют 30—37% всей породы, и если к ним прибавить кварц, отделенный от них при дезинтеграции, то станет очевидным, какую значительную роль они играют в сложении кварцевых песчаников. Из обломков метаморфической свиты различаются хлоритовые, кремнисто-серицитовые, кварцитовые сланцы, песчано-серицитовые сланцы и филлиты. Количество их в отдельных образцах песчаников нижней части толщи не превышает 10%, а выше, с уменьшением крупности зерна, количество их также убывает. Преобладают обломки кремнисто-серицитовых и кварцитовых сланцев, они отличаются заметной окатанностью, но это, видимо, не характерно, так как в одном и том же шлифе можно встретить как хорошо окатанные зерна кварцитового сланца, так и угловатые.

Полевые шпаты в составе кварцевых песчаников играют ничтожную роль. Плагиоклаз хотя и встречается во многих шлифах, но в количестве лишь одного-двух зерен; представлен слабопелитизированным альбитом или олигоклаз-альбитом, или совершенно серицитизированными или замещенными гидрослюдой единичными зернами. Калишпат же является редким исключением, а микроклин вообще не встречен.

Обломки мелкозернистых кварцевых песчаников, алевролитов, кварцитоподобных песчаников и кварцитов в шлифах наблюдаются редко и лишь в нескольких образцах составляют около 3%. Первые состоят из алевритовых зерен кварца, часто альбита, редких листочков мусковита и серицитового цемента порового типа; во вторых — количество цемента, по сравнению с первым, сильно уменьшено и по составу он больше мусковит-серицитовый, по типу контактный. В кварцитах не видно плагиоклаза. Зерна кварца вдавлены друг в друга без цемента или с очень тонкой каемкой грязноватого цвета между зернами. Иногда обломки мелкозернистой основной массы измененных кислых эффузивов и кварцитовых сланцев трудно отличимы от кварцитов.

Обломки кварцевых алевролитов часто содержат мелкие кристаллики лимонитизированного пирита.

Слюда в кварцевых песчаниках встречается в незначительном количестве, в большинстве случаев меньше 1% и представлена слабо измененным или свежим мусковитом и иногда зеленоватыми или буроватыми листочками с биотитовой схемой абсорбции и низким двуупреломлением.

Цемент кварцевых песчаников по типу цементации относится преимущественно к типу выполнения пор; редко бывает базальным. По составу преобладает серицитовый, реже встречаются пелитово-серицитовый (в верхней части толщи), мусковитово-серицитовый и иногда карбонатно-серицитовый. Широкое распространение серицитового цемента требует объяснения. По нашему мнению, серицит является терригенным, образованным с одной стороны за счет дезинтеграции серицитизированных полевых шпатов и частью гидратизованного мусковита кислых эффузивных пород, и, с другой стороны — серицита, освобожденного и измельченного при разрушении серицитовых и других серицитосодержащих метаморфических сланцев. Часть серицита может быть гидротермального происхождения, во всяком случае в гидротермально измененных кварцевых песчаниках часто наблюдается как-бы «обновление» серицита, очищение его от пелитового вещества, более крупная чешуйчатость и частичное превращение в мусковит. Карбонат всегда вторичный, проникая по трещинам часто вместе с лимонитом, замещает серицит. Редко встречается кварцевый, баритовый, хлоритово-карбонатный и эпидот-цоизитовый цемент с выделениями актинолита; последние три часто отмечаются в песчаниках ущ. р. Баритис-хеви (следует отметить, что в песчаниках с баритовым цементом нет хлорита и эпидот-цоизита и, наоборот — в песчаниках с эпидот-цоизитовым цементом нет барита). Цемент, состоящий из перечисленных минералов, является вторичным, приурочен к зонам, подвергшимся действию гидротерм, связанных, вероятно, с неинтрузиями гранитоидов и разнообразных даек, вкрапленных в песчаники. Интенсивное изменение кварцевых песчаников вплоть до их гранитизации под влиянием гранитоидного интрузива, в ущелье р. Поладаури у моста Ит-Керпи, описан Ш. Джавахишвили (1959). Это явление подтверждается и нашими наблюдениями. Действительно, мы имеем постепенное разведение кварца серицитом и последующее образование полевых шпатов и гранитизацию кварцевого песчаника. Однако, в других разрезах, изученных нами, непосредственный контакт неогранитоидов с кварцевыми песчаниками не встречен.

Гидротермально измененные зоны или участки кварцевых песчаников и конгломератов обогащены сульфидами. Сульфидизация этих пород отмечается и предыдущими исследователями, но качественная и количественная стороны этого вопроса не изучались.

Более внимательное изучение сульфидизированных песчаников показывает на некоторых участках преобладание сфалерита над другими сульфидами. Со сфалеритом иногда ассоциируют галенит и борнит. Для выяснения вещественного состава сульфидизированных песчаников из ущелья р. Лок было сделано два анализа: спектральный анализ тяжелой фракции кварцевого песчаника и химический анализ средней пробы того же песчаника на Zn и Pb. Спектральный анализ выполнен в спектральной лаборатории Геологического института АН Грузинской ССР Н. Гварамадзе, а химический анализ — в КИМС Л. Гвелесиани.

Результаты спектрального анализа тяжелой фракции кварцевого песчаника (из ущелья р. Лок) таковы: Si — есть, Al — есть, Mg — есть, Fe — есть. Mn — есть, Co — есть, Ba — много, Zr — есть, Cu — много, Pb — есть, Ag — есть, Zn — много, Cd — есть, Mo — следы, Ti — есть.

Химический анализ средней пробы показал наличие цинка в количестве 3,79% и свинца — 0,28%. Как видно из анализов более детальное и всестороннее изучение сульфидизированных кварцевых песчаников лейаса не лишено, во всяком случае, минералогического интереса.

Слюдистые песчаники. В эту группу объединяются мелкозернистые песчаники, песчанистые алевролиты, алевролиты, глинистые алевролиты. Эти породы отличаются друг от друга, в основном, различным количественным соотношением слагающих их псаммитового, алевритового и пелитового материалов. В нижней части толщи преобладают мелкозернистые песчаники и алевролиты, а в верхней части в разрезах, где имеются более высокие горизонты лейаса — алевролиты, пелитовые алевролиты и даже алевритовые пелитолиты, т. е. наблюдается определенное уменьшение крупности зерна в восходящем разрезе. Однако, это происходит не совсем постепенно, т. е. переход от мелкозернистых песчаников к алевролитам и дальше, в некоторых разрезах к глинистым алевролитам и аргиллитам, часто прерывается чередованием пачек разнозернистых пород. Но в верхней части свиты доминируют глинистые алевролиты и алевритовые аргиллиты, а песчаники и алевролиты составляют около 30%.

Эти отложения, как показывают их названия, богаты слюдой (фото 3). Количество ее в породах колеблется от 4 до 15%, редко — до 27%. Замечается постепенное уменьшение количества слюды в верхней части Пиназаурского разреза. Слюда представлена мусковитом, серицитом и, нередко, зеленоватыми листочками со слабым плеохроизмом и двупреломлением (хлорит). Кое-где в незначительном количестве наблюдаются листочки гидробнотита.

Следует отметить, что в породах где размеры обломочных зерен 0,1—0,2 мм и меньше, слюда присутствует в виде листочков длиной 0,5—0,7 мм. Последние вследствие больших размеров и характерного блеска, лучше различимы простым глазом и часто располагаясь параллельно напластованию, создают впечатление будто порода состоит в основном из слюды. На самом же деле главными компонентами слюдистых песчаников являются кварц и плагиоклаз, а слюда присутствует в подчиненном количестве.

В слюдистых песчаниках кварц волнистого погасания. Эффузивный кварц встречается в нижней части толщи близко к кварцевым песчаникам, а выше попадает лишь изредка. Заметно окатанные зерна кварца почти не встречаются.

Плагиоклаз в составе слюдистых песчаников, в отличие от кварцевых песчаников, играет значительную роль. Количество его, как в отдельных разрезах, так и в образцах, взятых на расстоянии 1—2 м непостоянное. Например, в разрезе у с. Локджандар, среднее процентное содержание плагиоклаза из 10 образцов составляло около 3,7%. При этом были образцы, в которых плагиоклаз присутствовал в количестве меньше 1%, и такие где содержание его достигало 4,3%. В ущелье р. Лок, среднее из 10 образцов составило 6,1%. И здесь были образцы содержащие плагиоклаз 1%, но в большинстве образцов содержание его было больше максимального содержания Лок-Джандарского образца.

Плагиоклаз представлен очень тонкополисинтетически sdвойникованными и несдвойникованными угловатыми обломками ряда альбита, олигоклаз-альбита. В некоторых разрезах встречаются олигоклаз-андезины № 30—32.

Плагиоклазы встречаются, как интенсивно измененные, серицитизированные и пелитизированные, так и слабо измененные и совершенно

свежие, водяно-прозрачные. Такие плагиоклазы нами были описаны выше в кристаллических сланцах. Поскольку подобные плагиоклазы не встречаются в кислых эффузивах и гранофировых гранитоидах, характеризованных выше, следует предполагать привнос плагиоклазов из кристаллических сланцев и, может быть, из гранитоидов глубоко эродированных частей массива; в частности из плагиогранитов, подстилающих лейасские конгломераты в ущ. р. Ах-су. Они состоят в основном из кварца и такого же плагиоклаза, какой встречается в лейасских отложениях.

В отличие от кварцевых песчаников, в слюдястых песчаниках плагиоклаз часто замещен карбонатом (особенно в Баритис-хеви и у Лок-Джандара).

Обломки кислых эффузивов в слюдястых песчаниках попадают sporadически в виде осколков основной массы сферолитовой и гранофировой структур. Очень редко, но все же наблюдаются мелкие обломки слюдястых песчаников. Зерен, разложившихся и оглинившихся, здесь гораздо больше, чем в кварцевых песчаниках.

В связи с увеличением количества слюды, плагиоклаза и цементирующего вещества в слюдястых песчаниках количество кварца значительно уменьшается, но все же кварц является главным компонентом, лишь редко уступая по количеству плагиоклазу и слюде. Слюдястые песчаники по составу определяются, как полимиктовые слюдясто-плагиоклазово-кварцевые и редко слюдясто-кварцево-плагиоклазовые песчаники и алевролиты (часто сланцеватые) с разнообразным цементом: серицитовым, серицитово-гидрослюдястым, пелитово-лимонитовым, карбонатным. Песчаники содержат органическое вещество, придающее им темный, порой черный цвет, и пирит, лимонитизация которого окрашивает песчаники в ржавый цвет. По типу цементации преобладает цемент порового и базального типа. Первый из них характерен для пород нижней части свиты; количество цемента вверх постепенно увеличивается: начинает преобладать базальный цемент, составляя в верхней части иногда половину всей породы. Замечается определенное изменение и в составе цемента. Снизу вверх — от кварцевых песчаников к слюдястым — увеличивается количество пелитового вещества, лимонита и кальцита за счет уменьшения количества серицита, гидрослюды, что наряду с другими причинами, можно объяснить также метаморфизмом цементирующего вещества в более глубоких горизонтах. Кальцит в цементе всегда микрокристаллический, приурочен к верхним частям разрезов (Джандар, Пиназаури) имеет «пятнистое», неравномерное распространение. В одних слоях встречается в малом, а в других в большом количестве. Некоторые образцы под микроскопом можно назвать **песчанистыми известняками** (Джандар-Пиназаури).

Из аксессуарных минералов в шлифах слюдястых песчаников наблюдаются: циркон, апатит, турмалин и почти всегда рудный минерал, — пирит или лимонит, часто оба вместе. Кроме отдельных мелких кристаллов пирита, рассеянных в породе, иногда встречаются конкреции известняка, обогащенные пиритом и редко конкреции сидерита. Это указывает на наличие сероводородной среды при их отложении. Однако, пирит не является обязательным спутником слюдястых песчаников всех участков и всех пачек одного и того же разреза. Бывают случаи, когда нижние и верхние пачки или слои пиритосодержащие, а слои или пачки, расположенные между ними, не содержат пирита. Зато в них иногда наблюдается лимонитовый или лимонитово-пелитовый цемент.

Минералогический состав тяжелой

№№ п/п	№№ образцов	Тип отложений	Минералы			
			Гематит	Магнетит	Лимонит	Пирит
1	521	Слюдисто-кварцевый песчаник	—	9	40	—
2	522	" "	—	—	65	—
3	523	" "	—	—	50	—
4	524	" "	80	—	—	—
5	525	Слюдисто-плагиоклаз. квар. песч.	—	—	—	70
6	526	" "	—	—	70	—
7	528	Кварцевый песчаник	—	—	10	—
8	529	" "	—	4,2	61,8	—
9	530	" "	—	8,8	70,8	—
10	531	" "	—	—	95	—
11	532	" "	—	—	—	83,5
12	533	" б	—	—	80	—
13	534	" "	—	2,8	—	19,2
14	535	" "	—	—	81	—
15	536	" "	—	—	90	—
16	538	" "	—	—	92,5	—
17	539	Кварцевый альбитофир	—	—	86,2	—
18	540	Сланц. м. з. песчаник	—	6,2	87,6	—
19	541	Изменен. эффузив, пор.	—	43,8	33,3	—
20	543	Кварцевый песчаник	—	—	45,4	—
21	544	" "	—	—	45,4	—
22	545	Слюдисто-кварцевый песчаник	—	—	—	84,8
23	546	Кварцевый песчаник	—	—	—	87,4
24	347	" "	—	3,3	47,8	—
25	551	Слюдисто-кварцевый песчаник	—	6,7	18,1	20,4
26	552	" баритизиров.	—	—	2	—
27	553	Слюдисто-кварцевый песчаник	—	—	44,9	—
28	554	" "	—	—	—	85
29	555	" "	—	—	66,5	—
30	556	" "	—	—	10,7	3,4
31	557	" "	—	—	22,8	35
32	558	" "	—	—	63,6	—
33	559	" "	—	5,6	21,4	4,2
34	575	Кварцевый песчаник	—	—	48	—
35	576	Слюдисто-кварцевый песчаник	—	—	29,8	64,1
36	577	" "	—	37,2	—	14,8
37	578	" "	—	—	—	50
38	579	" "	—	8,6	65,2	—
39	581	" "	—	5	—	80
40	583	" "	—	—	—	68,6
41	584	" "	—	—	37,8	—
42	585	" "	—	—	—	73,6
43	586	" "	—	—	38	52,3
44	587	" "	—	10	45	—
45	588	" "	—	—	90,9	—
46	591	" "	—	—	40	—
47	593	Кварцевый песчаник	—	12,5	8,3	12,5
48	594	" "	—	—	—	80

Частичная лимонитизация пирита наблюдается часто. И в тех случаях, когда имеем лимонит в виде примеси к цементу, или включений неправильной формы, он также образован за счет окисления пирита, при почти полном исчезновении последнего.

фракции пород лейаса уш. Баритис-хеви

Таблица 2

тяжелой фракции в %-х											
Циркон	Апатит	Гранат	Барит	Карбонат	Рутил	Турмалин	Бур. рог. обм.	Сидерит	Эпидот-цинцит	Ангидрит	Хлоритонд
40	5		—	—	—	—	—	—	6	—	—
17	12		—	—	—	—	—	—	—	—	6
35	10		—	—	—	—	—	—	—	—	5
—	19		—	—	—	—	—	—	—	1	—
25	5		—	—	—	—	—	—	—	—	—
25	5		—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—		90	—	—	—	—	—	—	—	—
21,4	3,5		—	—	—	—	—	—	—	—	9,1
20,4	—		—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	5		—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	16,5		—	—	—	—	—	—	—	—	—
15	—		—	—	—	—	—	—	—	—	5
32,6	—		38,8	—	—	—	—	6,6	—	—	—
13,5	—		5,5	—	—	—	—	—	—	—	—
7	3		—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	5		—	—	—	—	—	—	—	—	2,5
—	3,4		10,4	—	—	—	—	—	—	—	—
6,2	—		—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	22,9		—	—	—	—	—	—	—	—	—
9,1	—		—	—	—	—	—	—	45,5	—	—
45,4	—		—	—	—	—	—	—	—	—	9,2
11,5	1,9		—	—	—	—	—	—	—	—	1,8
12,6	—		—	—	—	—	—	—	—	—	—
48,9	—		—	—	—	—	—	—	—	—	—
43,6	4,5		—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—		98	±	—	—	2,2	—	—	—	4,5
6,2	—		48,9	—	—	—	1	—	—	—	—
8	—		—	—	—	—	—	—	—	—	7
25,3	4,1		—	—	—	—	—	—	—	—	4,1
10,7	4,5		70,7	—	—	—	—	—	—	—	—
21,3	—		15,7	—	—	1,7	—	—	—	—	3,5
29,2	3,6		—	—	—	—	—	—	—	—	3,6
47,5	—		—	—	18,5	2,8	—	—	—	—	—
38	2		4	—	—	—	—	—	—	—	8
—	—		4,4	—	—	—	—	—	—	—	—
48	—		—	—	—	—	—	—	—	—	1,7
4,6	4,7		22,7	—	9	—	—	—	—	—	9
13,4	—		—	—	2,1	2,1	—	—	—	—	8,6
—	—		—	10	—	—	—	—	—	—	5
23,3	1,8		—	—	—	—	—	—	—	—	8,3
50,1	3,3		—	8,8	—	—	—	—	—	—	—
6,6	6,6		—	—	3,3	3,3	—	—	—	—	6,6
3,3	2,1		—	4,3	—	—	—	—	—	—	—
30	—	I	—	—	10	2,5	—	—	—	—	2,5
3,1	—		—	3	—	—	—	—	—	—	3
—	—		60	—	—	—	—	—	—	—	—
37,5	4,3		—	8,3	—	4,1	—	—	—	—	12,5
15	2		—	—	3	—	—	—	—	—	—

На некоторых участках, при наличии органического вещества, часто расположенного параллельно напластованию, не наблюдаются выделения пирита. Вероятно, не всегда были благоприятные условия для его образования.

Хорошо выраженная слоистость в слюдистых песчаниках, хорошая отсортированность (но не окатанность) составляющего их материала и нахождение в них морской фауны, указывает, что слюдистые песчаники отлагались в бассейне открытого и более глубоководного моря, чем кварцевые песчаники. Однако, наличие растительных остатков и следов слабого размыва говорит за то, что море не было глубоким, что естественно представить для периферии массивов при постепенном затоплении отнюдь не сивелированных участков последних.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Кроме петрографического исследования пород проведен минералогический анализ тяжелой и легкой фракции (см. таблицы 2, 3).

Из тяжелых фракций описаны магнетит, лимонит, шпирит, циркон, рутил, апатит, турмалин и маргарит. В некоторых образцах в большом количестве встречаются барит, эпидот-цоизит, сидерит, гранаты и ангидрит.

Из приведенных таблиц видно, что количество магнетита изменяется в пределах от 3% до 15%. Лимонит образован за счет окисления пирита и наблюдается во всех разрезах; количество его варьирует от 10 до 90%.

Пирит выделяется во многих образцах. Он приурочен к гидротермально измененным участкам и к участкам (например, нижняя часть Лок-Джандарского разреза), обогащенным органическим веществом. В последних пирит аутигенный.

Характерным для разреза является циркон, количество которого во фракциях изменяется в пределах 5—50%. Апатит не везде встречается. Его больше в нижней и верхней частях разрезов — 1—30%. Рутил заметно концентрируется в верхней части разреза. Максимальное количество его достигает 20%. К верхним же частям приурочен хлоритоид—маргарит, характерный минерал метаморфических пород. Турмалин мало распространен, максимальное количество его в отдельных фракциях достигает 10%. Хотя в значительном количестве, но лишь спорадически встречаются барит и эпидот-цоизит. Последние большей частью гидротермального происхождения, но не исключена возможность, что часть эпидота является привнесенной из гранитоидов, эпидотизация плагиоклазов которых наблюдалась нами в биотитовых гранитоидах ущ. р. Лок.

Ведущим компонентом в легкой фракции является катакластический угловатый кварц и серицитово-глинистая масса. В малом количестве наблюдается кислый плагиоклаз. Калишпат редко встречается.

Вышеприведенная ассоциация тяжелых минералов, указывает, что питающие бассейн осадконакопления области были сложены гранитоидами или их эффузивными аналогами, или обоими вместе и метаморфическими породами. В пользу первых говорят циркон, апатит и турмалин, а в пользу вторых — хлоритоид—маргарит, серицитовая масса и катакластический кварц.

Жильные породы

Как отмечалось при описании разрезов, в лейасских отложениях жильные породы пользуются широким распространением. Среди них можно выделить: альбитофиры, кварц-порфиры, порфириты и диабазы.

Альбитофиры встречаются в ущ. р.р. Пиназаури, Дамблудки и Лок. Представлены светлыми, иногда бледно-розоватыми, часто значительно измененными, окварцованными породами. В основной массе, состоящей из кварца и кислого плагиоклаза, выделяются фенокристаллы полностью серицитизированного плагиоклаза. В некоторых альбитофирах основная масса фельзитовая, порфириновые же выделения представлены кварцем и серицитизированным плагиоклазом. Иногда присутствует рудный минерал.

Кварцпорфиры менее распространены, чем альбитофиры. Встречаются в ущ. р. Лок в виде секущих лейасские песчаники жил. Почти полнокристаллическая, мелкозернистая основная масса состоит из несколько изометричных ксеноморфных зерен кварца, пойкилитово включающего чешуики серицита (видимо, продукт разложения полевого шпата), микролиты плагиоклаза, мусковита и зеленого хлорита. Вокруг зерен, составляющих основную массу породы, часто видны узкие коричневые полоски, вероятно, измененного лимонитизированного стекла основной массы. Среди порфировых выделений различаются: плагиоклаз — иногда зональный, полностью замещенный серицитом и, частично, кальцитом. Роговая обманка в виде псевдоморфоз хлорита и хлорит-кальцита. Попадаются также кристаллы эффузивного кварца.

Порфириты пользуются небольшим распространением. Встречаются в ущелбе р. Баритис-Хеви. Среди них различаются: а) роговообманково-плагиоклазовый порфирит, б) кварцево-плагиоклазово-роговообманковый порфирит и в) альбитизированный порфирит;

а) Роговообманково-плагиоклазовый порфирит имеет хорошо выраженную порфировую структуру. Основная масса замещена хлоритово-глинистым веществом, кварцем, серицитом, карбонатом, реже — лимонитом. Порфириновые выделения обычно также целиком замещены: плагиоклаз-серицитом, хлоритопелитовыми массами, темный же силикат — хлоритом, карбонатом и рудным минералом. Судя по формам (шестигранные разрезы) — это роговая обманка и реже пироксен (восьмигранники). Иногда в менее измененных участках можно заметить зональность плагиоклаза. Изредка же менее измененные фенокристаллы плагиоклаза определяются как альбиты.

б) Кварцево-плагиоклазово-роговообманковые порфириты, по составу аналогичны вышеописанным плагиоклазово-роговообманковым; разница лишь в том, что здесь присутствуют фенокристаллы кварца. В то же время в некоторых разрезах (в ущ. р. Пиназаури) эти породы отличаются крупностью (до 2-х мм) порфировых выделений роговой обманки.

в) Альбитизированные порфириты макроскопически темно-серого цвета. Имеют преимущественно гялопилитовую основную массу, состоящую из микролитов плагиоклаза, сравнительно редких ксеноморфных выделений вторичного кварца и хлоритизированного стекла. Порфириновые выделения представлены плагиоклазом и темным силикатом, часть плагиоклазов серицитизирована, иногда же местами замещена хлоритом. Остальная часть представлена «рыжеватым» альбитом. Темный силикат всецело замещен хлоритом и реже кальцитом.

Минералогический состав тяжелой

№№ п/п	№№ образ- чиков	Тип отложений	Минералы			
			Гематит	Магнетит	Лимонит	Пирит
1	360					
2	361	Кварцевый песчаник	61,2	—	—	5
3	362		—	—	—	37,7
4	363	Кв. песчаник с орг. веществ	—	4,7	—	80
5	364	" " " "	—	—	—	27,9
6	365	Кв. песчаник	—	—	72,9	53,8
7	366	" "	—	—	—	70
8	367	" "	—	—	—	85
9	568	" "	—	—	35	60
10	369	М/з слюдисто-кварцевый песч. с орг. вещ.	—	—	35,6	44,2
11	371	Слюдисто-кварцевый песчаник	—	—	40	50
12	372	" "	—	—	80	—
13	373	" "	—	—	81	—
14	374	" "	—	—	84,7	—
15	375	" "	—	4	76	—
16	377	" "	—	—	87	—
17	378	" "	—	—	81	—
18	379	" "	—	—	95	—
19	380	" "	—	—	35	—
20	382	" "	—	—	66	—
21	383	" "	—	—	87	—
22	384	" "	—	—	87	—
23	385	" "	—	—	88	—
24	386	" "	—	—	82	—
25	387	" "	—	—	90	—
26	389	" "	—	—	82	—
27	390	" "	—	—	73	—
28	391	" "	—	—	64,4	—
29	392	" "	—	—	74	—
30	393	" "	—	—	67	—
31	394	" "	—	—	53	—
32	395	" "	—	—	75	—

По характерным формам (восьмигранники) относится к пироксену, но не исключена возможность наличия и роговой обманки.

Диабазы пользуются значительным распространением. Выходы их наблюдаются в ущ. р.р. Баритис-хеви и Пиназаури. В Баритис-хеви они представлены кварцевыми разновидностями. Порода имеет хорошо выраженную диабазовую структуру. Состоит из крупных призматических кристаллов плагиоклаза, олигоклаз-андезинового и андезинового рядов, промежутки между которыми выполнены пироксеном и хлоритом. Плагиоклаз сравнительно свежий, иногда слабо серицитизированный, тогда как пироксен большей частью замещен хлоритом или хлоритом и карбонатом. В породе присутствует кварц в виде идиоморфных кристаллов, а также в виде ксеноморфных выделений неправильной формы. Иногда видны также крупные кристаллы роговой обманки. Порода значительно изменена, хлоритизирована, карбонатизирована. В большом количестве присутствует рудный минерал, представленный магнетитом и скелетообразными формами ильменита. На некоторых участках наблюдаются пегматитовидные выделения калишпата.

Заканчивая петрографическое описание пород, коснемся некоторых вопросов палеогеографии питающего субстрата лейасских отложений.

фракции лейасских отложений у сел. Лок-Джандар

Таблица 3

ф р а к ц и и в % - а х

Циркон	Апатит	Гранат	Барит	Карбонат	Рутил	Турмалин	Бур. рог обмен.	Сидерит	Эпидот	Ангидрит	Хлорогонд
4,3	—	—	24,6	—	—	—	—	—	—	4,9	—
4,6	2,6	—	14,5	38,3	—	—	1	—	1,3	—	—
7	4	—	—	9	—	—	—	—	—	—	—
44,8	—	—	—	—	—	—	—	22,6	—	—	—
37,2	7,8	—	—	—	—	1,2	—	—	—	—	—
12,9	—	—	—	—	—	14,2	—	—	—	—	—
27	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	—	—	—	10	—	—	—	—	—	—	—
5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
15	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	6	—	—	—	6	—	—	—	—	—	3
5	7,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,8
12,5	5	—	—	—	—	—	2,5	—	—	—	—
—	2	—	—	—	4	—	—	—	—	—	7
8	7	—	—	—	—	2	—	—	—	—	2
3	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
35	10,5	5,5	—	—	—	7	—	—	—	—	7
11	19	—	—	—	4	—	—	—	—	—	—
5	4	—	—	—	—	2	—	—	—	—	2
10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3
3	—	—	—	—	1	3	—	—	—	—	5
3	2	—	—	—	5	—	—	—	—	—	8
—	2	—	—	—	4	—	—	—	—	—	4
6	2	—	—	—	5	2	—	—	—	—	3
2	12	—	—	—	5	2	—	—	—	—	6
4,5	22,9	—	—	—	6,4	1,8	—	—	—	—	—
6	8	—	—	—	8	4	—	—	—	—	—
8	10	—	—	—	9	2	—	—	—	—	4
13	8	—	—	—	12	7	—	—	—	—	7
12	2	—	—	—	7	2	—	—	—	—	2

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПИТАЮЩЕГО СУБСТРАТА

Конгломераты, окаймляя узкой полосой Локский массив, в некоторых местах отсутствуют и на палеозойский массив налегают более высокие горизонты лейаса. На СВ и СЗ перифериях массива мощность конгломератов больше, чем на ЮЗ, Ю и ЮВ перифериях. На южной периферии, южнее сел. Лок-Джандар, мощность их 12 м, отсюда юго-восточнее, в истоках р. Лок и в левых притоках р. Гюль-магомет конгломераты или маломощны, или же замещены кварцевыми песчаниками. На этой периферии в конгломератах и, особенно в кварцевых песчаниках, часто встречаются и слюдистые песчаники. На противоположной стороне массива в ущ. Баритис-хеви, в истоках Ах-су, в ущ. р. Дамблуди и Пиназаури (Мошевани), выше впадения р. Кара-су, мощность конгломератов измеряется десятками метров (20—50 м). В конгломератах размер галек в среднем 3—5 см; более крупные наблюдаются на

СЗ периферии в ущ. р. Пиназаури, у слияния с р. Кара-су (30×25 см) и на СВ периферии в истоках Ах-су (20 см). Обломки таких размеров не являются характерными, но в названных участках конгломераты более крупногалечные. Галька хорошо окатана (исключением являются брекчии Дамблудского разреза). Несколько плоская галька расположена параллельно напластованию. Конгломераты, чередуясь с кварцевыми песчаниками, в основном нормально слоистые, что вместе с их широким распространением указывает на их морское происхождение. В нижних частях слоистость местами неясная и поэтому не исключается, что в неровностях древнего рельефа при трансгрессии уцелели континентальные отложения, существовавшие, вероятно, перед лейасской трансгрессией. Наряду с различием по мощности и по крупности галек, конгломераты отдельных участков мало, но все же отличаются по составу. Материал галек в основном представлен кислыми эффузивами (60%), в которых различаются сильно измененные, серицитизированные и окварцованные кварцпорфиры, кварцевые альбитофиры, альбитофиры и их туфы (см. табл. 1). Кроме того, в значительном количестве присутствуют обломки гранофиров и в незначительном количестве — породы метаморфической свиты — кварцево-серицитовые, серицитово-хлоритово-кварцево-плагиоклазовые сланцы и реже — филлиты. Встречаются также обломки жильного кварца, кварцевых песчаников, гранитоидов и вторичных кварцитов.

Установление источника терригенного материала лейаса Локского массива затруднено, так как главный компонент лейасских конгломератов — кислые эффузивы — на Локском массиве отсутствуют, материал же гранитоидов и других пород Локского массива в конгломератах и кварцевых песчаниках лейаса наблюдается в малом количестве.

По нашим наблюдениям лейасские отложения отдельных разрезов по составу их материала имеют следующие особенности: 1. В Дамблуди, в нижней части конгломератов выделяется брекчия, состоящая из метаморфических пород и галек кварца, а выше в чередовании конгломератов и кварцевых песчаников замечается, что нижняя часть богаче галькой альбитофиров более «эффузивного» облика, затем появляется галька гранофиров и в самых верхних частях встречаются только последние, т. е. можно предполагать, что в начале трансгрессии лейаса привносился материал метаморфических сланцев, затем альбитофиров и, наконец, — гранофиров—гранитоидов. В других разрезах подобной картины не наблюдается и поэтому невозможно судить об общем ходе привноса материала в лейасский бассейн. 2. Наличие незначительного количества обломков гранофиров у с. Сафарло, р. Дамблуди и р. Лок и гранофировых гранитоидов в Ах-су отличает эти разрезы от других и заставляет предполагать, что этот материал привносился с невыветрелых участков суши. Подтверждением может служить свежесть полевых шпатов в обломках кислых эффузивов и гранитоидов, особенно в Ах-су, чего почти никогда не наблюдается в других разрезах. 3. Базальная формация лейаса в большинстве исследованных разрезов налегает на размытую поверхность крупнозернистых гранитоидов, т. е. очевиден факт размыва последних; несмотря на это обломки крупнозернистых гранитоидов в конгломератах встречаются исключительно редко. Для объяснения этого факта можно предполагать наличие особых условий выветривания при которых гранитоиды подверглись почти полному разложению на отдельные составляющие минералы с разложением полевых шпатов.

В некоторых местах конгломераты лежат на породах метаморфической свиты; материал последних присутствует в конгломератах, но в незначительном количестве; основную же часть галек составляют кислые эффузивы — породы ныне не встречающиеся в обнаженной части Локского массива. Это же можно сказать о гальках крупнозернистых кварцевых песчаников, которые можно рассматривать, как представителей осадочных пород древнее лейаса и моложе кислых эффузивов, поскольку наряду с зернами кварца и обломками метаморфических сланцев, они содержат в значительном количестве материал кислых эффузивов. Следует отметить, что часть этих песчаников является хрупкой.

4. Кварцевые песчаники лейаса Локского массива, как было отмечено выше, полимиктовые, состоящие из того-же материала, что и галька конгломератов, но в другом соотношении. Например, если в конгломератах обломки кислых эффузивов составляют $> 60\%$, обломки кварца в среднем 10% , то главным компонентом песчаников является кварц, а первые — вместе с материалом метаморфических пород играют второстепенную, часто ничтожную роль. За счет чего получается такая концентрация кварца? Во-первых за счет дезинтеграции и перетирания кварцевых альбитофинов и кварцпорфиров предполагаемой древней осадочной толщи, метаморфических пород, и за счет гранитоидов (типичного аркозового материала в песчаниках нет, не отрицать его присутствие нельзя, так как хотя и редко и не во всех разрезах, но все же в конгломератах имеется галька сильно выветрелых биотитовых гранитоидов); плагиоклазы же, в малом количестве встречающиеся в кварцевых песчаниках, с одинаковым правом можно считать принесенными, как из кислых эффузивов, так и из плагиогранитов.

Исходя из сказанного можно предполагать, что перед лейасом часть Локского массива была покрыта толщей кислых эффузивов, которая денудировалась перед лейасом, а во время лейасской трансгрессии — полностью размывалась и отложилась вокруг массива; гранитоиды же размывались слабее, так как они, по-видимому, были перекрыты кислыми эффузивами. Таким образом, можно объяснить широкое распространение материала кислых эффузивов и ничтожную роль гранитоидного материала в конгломератах лейаса, а также незначительное количество полевых шпатов в кварцевых песчаниках (хотя это может быть также результатом долейасского выветривания). Для однозначного решения этого вопроса нужно иметь более детальные данные о петрографическом характере пород Локского, и других массивов. Пока можно лишь с уверенностью сказать, что такой ясной картины отображения материала подстилающих пород какой установлен Г. С. Дзоценидзе, Н. Схиртладзе и И. Чечелашвили в лейасских отложениях Дзирульского массива (1950), на Локском массиве не наблюдается, что, видимо, обусловлено различными физико-географическими и геологическими условиями, существовавшими в то время на Локском и Дзирульском массивах.

5. Слюдистые песчаники северной и северо-западной периферии Локского массива обогащены кислым плагиоклазом, чего нельзя сказать о Джандарском участке, где слюдистые песчаники в основном состоят из кварца, слюды, обломков кислых эффузивов и метаморфических пород.

Появление свежего кислого плагиоклаза с очень тонкими полисинтетическими двойниками в слюдистых песчаниках показывает, что после размыва толщи кислых эффузивов, или измененных пород, стали размываться породы, содержащие такой же плагиоклаз — метаморфические породы и гранитоиды Локского массива. Мы не располагаем точ-

ными данными о петрографическом характере отдельных участков метаморфического комплекса, но взятые нами образцы из метаморфических пород на северо-западной периферии Локского массива у с. Сафарло в ущелье р. Кара-су оказались аналогичны обломкам, встречающимся в конгломератах лейаса. Это хлорито-серицито-плагиоклазо-кварцевые сланцы. Плагиоклаз в них по облику и по составу точно такой же, как и в слюдистых песчаниках, т. е. метаморфические сланцы этого участка содержат все те компоненты, которые слагают свиту слюдистых песчаников. Учитывая это обстоятельство можно прийти к выводу, что материнскими породами слюдистых песчаников являлись именно породы метаморфической свиты, и что массив в то время представлял собой небольшой довольно выравненный остров; перемытый тонкозернистый материал переносился на короткое расстояние и отлагался так быстро, что плагиоклазы оставались неизменными. Вместе с тем отсутствие в слюдистых песчаниках Лок-Джандара вышеописанного плагиоклаза, при наличии в них значительного количества материала метаморфического комплекса, указывает, что размывались участки метаморфического комплекса неодинакового состава и различной степени метаморфизма.

Исходя из того факта, что материал метаморфического комплекса встречается во всем лейасе и, кроме того, в Дамблуди он расположен ниже материала кислых эффузивов, можно предполагать, что толща кислых эффузивов на Локском массиве не покрывала всю метаморфическую свиту.

Мы разделяем мнение предыдущих исследователей о возможном существовании перед лейасом на Локском массиве свиты кислых эффузивов, которая разрушаясь и перемываясь снабжала материалом лейасский бассейн. Однако, по имеющимся данным нельзя игнорировать возможность привноса терригенного материала в лейасский бассейн из соседних областей.

Теперь попробуем выйти за пределы Локского массива. По данным Ш. Джавахишвили, Храмский массив, имея сходство с Локским, отличается от него тем, что в строении первого принимают участие гнейсовидные гранитоиды (обнажающиеся в глубоко эродированных частях) и мигматиты. Кроме того, на Храмском массиве распространены микрограниты (мелкозернистые гранитоиды, гранит-порфиры и кварц-порфиры), которые на Локском массиве не встречаются (1959). Для нас более интересными являются последние так как они вместе с нижними туффитами занимают верхнюю часть Храмского массива. Н. И. Схиртладзе (1960), исследовавший эти образования, отмечает, что нижние туффиты слагаются в основном кварц-порфирами, альбитофирами и их пирокластолитами.

Если предположить, что перед лейасом на Локском массиве свиты кислых эффузивов не существовало и допустить привнос материала кислых эффузивов в лейасский бассейн со стороны Храмского массива, вообще с севера, имели бы мы такую же картину в распределении терригенного материала вокруг Локского массива? Думается, что имели бы. То обстоятельство, что на СВ и СЗ перифериях массива базальная формация лейаса мощнее, чем на противоположной стороне (см фиг. 1), может служить показателем того, что привнесенный с севера терригенный материал накапливался на СВ, С и СЗ перифериях и с погружением

массива достигал его южной периферии. Привнесенный материал смешивался с местным материалом размыва самого Локского массива и осаждался. Этим можно объяснить малую мощность базальной формации лейаса на южной периферии массива и появление на некоторых участках в основании лейаса слюдистых песчаников в конгломератах, или чередование их с кварцевыми песчаниками.

Такое представление кажется геологически оправданным, поскольку принято, что Локский массив затопляется в нижнем лейасе, а до Храмского массива трансгрессия достигла лишь в среднем лейасе; поэтому естественно допустить перенос материала со стороны Храмского массива по направлению к Локскому массиву. В таком случае искать источник терригенного материала не придется, так как кварц-порфиры и породы «нижних туфитов», развитые на Храмском массиве и галька конгломератов лейаса Локского массива петрографически совершенно идентичны.

Такое допущение дает также удовлетворительное объяснение факта нахождения брекчий метаморфических пород в Дамблуди, в нижней части базальной формации и увеличения в верх количества гранофирового материала. К концу времени отложения кварцевых песчаников привнос крупнозернистого материала в основном прекращается и сушей, снабжающей терригенным материалом лейасский бассейн, является в основном метаморфическая свита и гранитоиды Локского массива, и, вероятно, других массивов, не совсем затопленных морем. В пользу такого вывода можно привести наличие в слюдистых песчаниках хлоритоида—маргарита, характерного для материала метаморфических пород. Однако, вопрос о других породах, материал разрушения которых принимает участие в составе слюдистых песчаников, является пока не совсем ясным, так как в некоторых разрезах (Дамблуди, Баритис-хеви) наряду с плагиоклазом альбитового и олигоклаз-альбитового ряда в заметном количестве наблюдаются плагиоклазы № 30—32, и для нас неизвестно, принесен ли этот плагиоклаз из метаморфических или гранитоидных пород, или как из тех, так и из других. Кроме того вопросы концентрации гальки кислых эффузивов в количестве больше 60%, кварца — около 7% и кварцевых песчаников — 8—10% в конгломератах и кварца в кварцевых песчаниках лейаса, требует дальнейшего изучения в смысле выяснения приблизительного количественного соотношения материнских пород и условий их выветривания. Предварительно можно сказать, что в кварцевых песчаниках значительная часть волнистого кварца образована за счет дезинтеграции кислых эффузивных пород, но отнюдь не весь кварц. Тот факт, что в конгломератах попадает галька сильно выветрелых, почти неотличимых от кварцевых песчаников гранитоидов, указывает на то, что перед лейасской трансгрессией в денудированной части гранитоиды были выветрелые настолько, что из составляющих их минералов неизменным оставался, в основном, только кварц. Это нетрудно представить. Как известно, в атмосферных условиях (особенно в присутствии гумусов) гранитоиды быстро разрушаются. Полевые шпаты разлагаются и остается только кварц. Наглядные примеры концентрации кварца за счет выветривания гранитоидов наблюдаются в условиях современного выветривания на Локском массиве. На многих участках, где ограниченноснос продуктов выветривания, последние представлены почти чистым кварцевым песком. Принимая во внимание сказанное и длительный период долейасской денудации субстрата, становится ясной причина существования в лейасских конгломератах малого количества уцелевших галек гранитоидов,

а в кварцевых песчаниках ничтожного количества полевых шпатов при большом количестве кварца.

В связи с этим следует отметить, что кислые эффузивы более стойки к выветриванию. Притом они распадаются на глыбы. При переносе и отложении продуктов выветривания гранитоидов и кислых эффузивов, последние будут скопляться в крупной фракции, маскировать и искажать первичную картину соотношения материнских пород. Так что процентное соотношение галек конгломератов, без учета многих факторов не может сколько-нибудь точно выражать количественное соотношение материнских пород субстрата — базальной формации лейаса Локского массива.

В заключение приведем сравнение Лейасских отложений Локского массива с таковыми же Дзирульского массива.

Лейасские отложения Дзирульского массива детально исследованы Г. Дзоценидзе, Н. Схиртладзе и И. Чечелашвили (1950). По данным этих авторов, терригенный материал, слагающий лейасские кластолиты Дзирульского массива, получен за счет размыва кварцпорфиров и гранитоидов. Основную часть (80%) галек конгломератов составляют кварцпорфиры, альбитофиры и, меньше, их туфы. В этом отношении лейасские конгломераты Локского и Дзирульского массивов не отличаются друг от друга (исключением является северо-восточная периферия Дзирульского массива, где нет материала кислых эффузивов). Цемент конгломератов такой же аркозовый материал, как и в вышележащих аркозовых песчаниках. Здесь, кроме кварца, в значительном количестве присутствуют довольно свежий микроклин и олигоклаз. Стратиграфически выше — в псаммиталевроитовых песчаниках главная масса такая же, как в подстилающих аркозовых песчаниках, с той разницей, что здесь главными компонентами являются кварц и мусковит, полевого шпата же очень мало, и в то же время он заметно изменен.

В цементе конгломератов и в вышеследующих аркозово-кварцевых песчаниках лейаса Локского массива, в отличие от аналогичных образований Дзирульского массива, микроклин почти не встречается, а плагиоклаза очень мало. В вышеследующих слюдястых песчаниках и алевролитах, наряду с кварцем и слюдой, в значительном количестве присутствует свежий кислый плагиоклаз; микроклин не характерен также и для этих пород.

Таким образом, из сравнения лейасских кластолитов Локского и Дзирульского массивов выясняется, что слагающий их терригенный материал не совсем одинаков. Вышеотмеченная разница объясняется вероятно тем, что на Дзирульском массиве вместе с кислыми эффузивами интенсивно размывались и микроклиновые гранитоиды.

В лейасе Дзирульского массива имеются отчетливо выраженные континентальная и морская фации. Первая представлена огнеупорными глинами и пачкой угленосных песчаников—вторая—известняками, аргиллитами, мергелистыми аргиллитами и разнообразными кластолитами, среди которых встречаются алевролиты с гематитовым цементом.

В лейасе Локского массива хорошо выражена лишь морская фация, представленная кластолитами. В верхней части свиты наблюдаются одиночные незначительные линзы известняка, отдельные участки песчаников с лимонитово-пелитовым цементом и кое-где растительные остатки, замещенные гематитом, что является лишь слабо выраженной тенденцией к образованию карбонатных и гематитовых пород, но образования сколько-нибудь значительной мощности карбонатов и гематитовых пород все же не произошло. Это показывает, что в районах

Локского и Дзирульского массивов в лейасе были различные палеографические и геохимические условия седиментации.

БАЙОС

Вулканогенно-осадочные образования средней юры распространены на восточной и юго-восточной перифериях Локского массива, в бассейнах рек Гюль-Магомет и Ах-керпи. Отдельные выходы их встречаются на северной периферии массива. Южнее и юго-восточнее они продолжают за пределами исследованного района. Изученная территория непосредственно примыкает с одной стороны к Чатахскому, а с другой к Алавердскому районам, поэтому с давних пор привлекает внимание геологов, которые, работая на Чатахском и Алавердском месторождениях, основательно или вскользь касались также вопросов геологического строения и петрографии пород данного района. Однако, до настоящего времени однозначно не решен вопрос возраста и петрографического характера вулканогенно-осадочных образований, трансгрессивно залегающих на слюдистых песчаниках верхнего лейаса и перекрывающихся сеноманскими и местами среднеэоценовыми отложениями.

К. Габуния и П. Гамкрелидзе (1942) вулканогенно-осадочные образования охарактеризованы как сложный комплекс пород, главными составляющими которого являются массивные вулканические брекчии и туфобрекчии, затем слоистые туфопесчаники. Эти породы замещают друг друга в горизонтальном и вертикальном направлениях. Возраст пород этого комплекса на основании фауны аммонитов они определили, в основном, как байосский, не исключая в верхней части наличия бата.

В. Грушевой (1930), петрографически описав породы средней юры, отметил, что толща т. н. нижних порфиритов в ущ. р. Гюль-магомет является авгитовой с полностью альбитизированным плагиоклазом, и, что порфириты в верхней части разреза становятся более основными. Некоторые выводы В. Грушевого развиты Бархатовым и др. Интересующий нас район более детально изучен В. Комаром и Б. Высоцким (1946), которые, учитывая данные предыдущих исследователей, вулканогенно-осадочный комплекс разделили на три части. Первая снизу — Дебедчайская свита — серия «нижних порфиритов» (J_2bu), сложенная андезитовыми, реже базальтовыми порфиритами, туфобрекчиями и песчаниками, мощность 1800 м. Вторая — Алавердская свита, представленная в нижней части песчанистыми сланцами, а в верхней — песчаниками (I_2Bu-bl), мощностью 1200 м. Третья — Шулаверчайская свита-вулканические брекчии, конгломераты, туфы, андезитовые порфириты, песчаники, сланцы ($J_2Bl - J_3 - Cr, Ne$) — 750—1000. По данным этих авторов, первая свита развита в бассейне р. Гюль-Магомет расширяющейся на северо-восток полосой.

Эта свита в восточном направлении несогласно покрывается Алавердской свитой. Последняя в свою очередь постепенно сменяется Шулаверчайской свитой, распространенной в истоках правых притоков верхнего течения р. Гюль-Магомет, в бассейне верхнего течения р. Ах-Керпи, по ее правому склону, в верховьях р. Шулаверы и дальше за пределами нашего района.

Если В. Комар и Б. Высоцкий отметили распространение андезитовых, реже базальтовых, порфиритов, туфобрекчии и песчаников вдоль ущелья Гюль-Магомет, то В. Зесашвили (1955), исследуя тот же разрез порфиритовой свиты, пришел к заключению, что на верхнелейасские слюдистые песчаники налегает толща 100—120 м мощностью аль-

битовых и альбит-олигоклазовых порфиритов (спилитов) и их пирокластолитов, за ней следуют андезин-роговообманковые, чаще андезин-пироксеновые порфириты и их пирокластолиты, а выше — лабрадор-пироксеновые (авгитовые) порфириты со своими пирокластолитами; таким образом, по мнению В. Зесашвили вдоль ущ. р. Гюль-Магомет в порфиритовой свите проявляется закономерная последовательность порфиритов и их пирокластолитов различного состава, установленная Г. Дзюценидзе (1937, 1948) в порфиритовой свите других районов Грузии.

Ограничимся здесь вышеприведенными сведениями и перейдем к краткому изложению, наших наблюдений и некоторых результатов изучения собранного материала.

Литологические разрезы были составлены по ущ. Гюль-Магомет, по правому ее притоку, по ущ. р. Ульяновки, правого притока р. Ах-Керпи, по ущ. Ах-Керпи (от Волчьих ворот до с. Ульяновки), в верховьях р. Шулаверы и в правых ее притоках (южнее с. Хохмели) и др.

Сводный разрез средней юры

Ниже приводится описание сводного разреза средней юры сначала вдоль ущ. Гюль-Магомет, а затем от ее среднего течения в восточно-северо-восточном направлении через с. Ульяновку до сеноманских отложений окрестностей с. Чанахчи.

В ущ. реки Гюль-Магомет, недалеко от устья байосские отложения тектонически соприкасаются с верхним лейасом (у контакта верхне-лейасские отложения падают на ЮВ 150° , под углом 30° , а байосские же на СВ $70^\circ \rightarrow 65^\circ$); от контакта вверх по течению реки в байосских отложениях на значительном расстоянии имеется нисходящий разрез и, следовательно, первые слои байоса, налегающие на верхний лейас, не являются самой нижней частью порфиритовой средней юры, как это предполагали до сих пор.

Вдоль ущелья часто встречаются складки и дизъюнктивные нарушения, что при значительной задернованностью усложняет проследивание последовательности пород. К тому же по всей длине ущелья (около 13 км) порфиритовая свита слагается макроскопически почти однообразными породами, вследствие чего распознавание пачек, повторяющихся в складках, сильно затруднено. Однако, исследуя породы отдельных непрерывных обнажений, имеющих почти моноклинальное падение и порой 500—800 м мощности, а также все другие обнажения, можно составить обоснованное представление об общем петрографическом характере порфиритовой толщи.

Вся обнаженная часть порфиритовой толщи слагается покровами порфиритов, их пирокластолитами и в меньшей мере туфогенными песчаниками. Первые занимают 40% всей толщи, вторые — около 50%, а третьи — около 10%. Из изученных 76 покровов 71 оказались авгито-альбитовыми порфиритами-спилитами. Эти порфириты в чередовании с пирокластолитами слагают подавляющую часть (около 85%) толщи, развитой вдоль ущ. Гюль-Магомет. Встречаются также два выхода кварцево-плагноклазового порфирита, четыре выхода авгито-лабрадоритового диабаз-порфирита и один выход туфобрекчий лабрадоритового порфирита; все они составляют около 5% мощности всей толщи и расположены среди спилитовых порфиритов и их пирокластолитов. Территориально они приурочены к верхней части бассейна нижнего течения р. Гюль-Магомет, а в вертикальном разрезе к верхним частям спилитовой толщи. Еще выше находится брекчия лабрадоритового порфирита. Одна-

ко, и она расположена в спилитовой толще и содержит крупные обломки авгито-альбитовых, кварцево-роговообманковых порфиритов и других пород. Наличие обломков авгито-альбитовых порфиритов вполне естественно, так как они подстилают эту брекчию, но кварцево-роговообманковые порфириты в разрезе Гюль-Магомет нами не встречены и не отмечаются другими. Они, вероятно, привнесены с юга, где подобные породы известны в порфиритовой свите.

Вышесказанное не дает оснований утверждать, что все вулканические образования вдоль ущ. Гюль-Магомет представлены андезитовыми и базальтовыми порфиритами и их пирокластолитами, как это представляли В. Комар и Б. Высоцкий. Но, с другой стороны, не позволяет также установить такую последовательность пород (спилиты-андезиново-роговообманковые, чаще андезиново-пироксеновые порфириты, затем лабрадорново-пироксеновые, порфириты и соответствующие всем им пирокластолиты), какую дает В. Зесашвили. Наши наблюдения и результаты петрографического изучения пород показали, что разрез вдоль Гюль-Магомет не дает фактических данных для установления отмеченной последовательности. Анализ материала приводит к выводу, что вдоль Гюль-Магомет развита спилитово-порфиритовая толща, сложенная авгитово-альбитовыми порфиритами, диабаз-порфиритами и их пирокластолитами. В верхней части этой толщи встречаются покровы авгитово-лабрадоровых диабазовых порфиритов (без соответствующих пирокластолитов) и один пласт брекчии лабрадорного порфирита.

Эта дислоцированная толща в среднем течении р. Гюль-Магомет в восточном направлении принимает моноклиналиное падение на восток-северо-восток, что хорошо прослеживается в ущелье одного из ее правых притоков, впадающих почти с востока. От впадения вверх по течению обнажаются: 1) верхняя часть спилитовой толщи, представленная авгитово-альбитовыми порфиритами, такими же диабаз-порфиритами и их пирокластолитами, видимой мощностью около 500 м., 2) авгитово-плагиоклазовые измененные порфириты, переходящие в мощные крупнообломочные лавовые и туфовые брекчии с редкими покровами аналогичных порфиритов и, реже, диабазов с сохранившимися андезинами. Мощность этих брекчий около 70 м. Выше они становятся более грубообломочными, а состав их — авгитово-андезиново-лабрадорным (мощность 200 м). Эти брекчии слагают водораздел между нижними течениями рек Гюль-Магомет и Ах-Керпи. На восточном склоне этого водораздела, в истоках, речки, впадающей в р. Ах-Керпи у с. Ульяновки массивные вулканические брекчии сменяются: 3) сначала толстослоистыми туфобрекчиями, затем постепенно тонкослоистыми туфами и туффитами. Туфы и туффиты содержат материал кварцевых порфиритов. В туфогенах преобладающую роль играет материал нижележащих пород, особенно спилитовых. Встречаются также кварц с волнистым угасанием и окатанные обломки альбитофириновых пород. Эта толща падает на восток под углом 30—40°. В ней кое-где встречаются покровы порфиритов и диабазовых порфиритов. Она продолжается до самого русла р. Ах-Керпи, в окрестностях с. Ульяновки и в районе с. Ах-Керпи, а юго-западнее с. Ах-Керпи замещается тонкослоистыми, сланцеватыми туффитами и алевролитами.

Восточнее с. Ульяновки эту толщу продолжают слоистые кварцево-граувакковые песчаники и туфы авгито-альбито-олигоклазовых порфиритов с прослоями туфов кварцевых порфиритов. Эта слоистая толща псаммитолитов выше сменяется: 4) туфобрекчиями роговообманково-плагиоклазовых порфиритов, на которых налегают известняки сеномана. Продолжение этого разреза находим на правом же склоне р.

Ах-Керпи, по дороге к бассейну р. Шулавери. Здесь верхняя часть слоистой толщи представлена слаб кварцевыми граувакковыми и туфогенными песчаниками с обугленным растительным детритом и верхнебайосским аммонитом — *Procerites cf martusi d'Orb.* (опр. В. Зеса-швили). На эти породы налегают: а) вулканические туфобрекчии, состоящие из обломков литокластических туфов альбитового порфирита, альбитизированных авгитово-роговообманково-плагноклазовых и роговообманково-плагноклазовых порфиритов. Роговая обманка полностью опацитизирована, нацело замещена гидроокислами железа.

б) Покров роговообманково-плагноклазового (альбитизированного) порфирита. Роговая обманка полностью опацитизирована. Минеральный состав породы по всей мощности толщи одинаковый. Порода слабо кальцитизирована. В кристаллах опацитизированной роговой обманки сидят кристаллы альбита 4 м.

в) Брекчия серого цвета, состоящая из угловатых и реже-слабоокатанных галек (валунов) нижележащего покрова, а также авгито-роговообманково-альбитового порфирита. Роговая обманка и здесь полностью опацитизирована; авгит довольно свежий.

г) Выше следует брекчия — конгломерат розового цвета, состоящая из обломков сильно измененных порфиритов, кварцево-андезиновых порфиритов, лабрадоровых порфиритов заметно измененных (частичная кальцитизация и альбитизация лабрадоров), зерен эффузивного кварца, магнетита, лейкоксена и цемента-хлорито-пеллитовой, слабо лимонитизированной массы.

Эта брекчия выше переходит в более лимонитизированный псаммитолит аналогичного состава (4 м), на котором залегает.

д) Мандельштейновый покров порфирита, мощностью 2,8 м. Размер миндалин до 2 см. Последние выполнены большей частью кальцитом, реже кварцем, смесью кальцита, кварца и хлорита. Наблюдаются крупные кристаллы темного минерала, часто превращенные в зеленоватый мягкий минерал.

Под микроскопом — мандельштейновый авгитово-лабрадоровый диабаз-порфирит. В основной массе, состоящей из хлорита, микролитов частично альбитизированного лабрадора, зерен пироксена, на отдельных участках целиком замещенного хлоритом или кальцитом, рудного минерала, расположены редкие фенокристаллы пироксена, и реже, плагноклаза. Пироксен, как правило, замещен кальцитом и хлоритом. Наблюдаются их псевдоморфозы по пироксену. Иногда некоторые псевдоморфозы, как бы теряя кристаллографические контуры пироксена, приобретают овальную форму и тогда их трудно отличить от миндалин. Вероятно, часть миндалин образовалась путем замещения пироксена кальцитом или хлоритом и воздействия на стенки породы растворов осаждающих эти минералы. Наблюдаются медкие прожилки кальцита, общая карбонизация и слабое окварцевание породы. Интересно отметить, что участки, обогащенные карбонатом, являются бедными кварцем и, наоборот. Это наблюдается и на обнажении.

е) Брекчия, состоящая в основном из слабоокатанных обломков этого мандельштейна.

ж) Снова покров мандельштейнового порфирита, сильно пористая порода с крупными миндалинами кальцита и пустотами пироксеновой формы.

Под микроскопом — лабрадоровый диабазовый порфирит, микролиты плагноклаза альбитизированы, кое-где сохранены основные плагно-

клазы. В хлоритизированном мезостазиесе наблюдаются хлоритизированные зерна пироксена.

Фенокристаллов плагиоклаза и пироксена нет. Некоторые участки кальцита имеют форму пироксена. Вероятно, они образовались за счет замещения авгита, а наблюдаемые пустоты пироксеновой формы остались после растворения кальцита. Этот покров маломощнее предыдущего, однако, альбитизация основного плагиоклаза и здесь неполная.

За этим покровом следуют:

з) Туфогенные песчаники, состоящие из зерен кварца волнистого погасания, кислого и основного плагиоклаза, лимонитизированного авгита и обломков нижележащего покрова, альбитовых порфиритов и основной массы альбитизированных пород. Обломки пород слабо окатаны, большинство из них окаймлены лимонитом. Цементом является цеолит с примесью хлорита. Некоторые обломки порфиритов цеолитизированны.

Песчаники выше становятся грубозернистыми, состоящими из слабоокатанных обломков лабрадоровых подфиритов, основной массы альбитизированных пород, зерен кварца (особенно много эффузивного бипирамидального кварца), плагиоклаза, как основного, так и кислого, и редких кристаллов лимонитизированного авгита. Цемент здесь уже не цеолитовый, а глинисто-хлоритовая лимонитизированная масса

5 м.

и) Покров диабазового порфирита с частично альбитизированным основным плагиоклазом. Стекло хлоритизировано, а зерна пироксена замещены карбонатом. В основной массе наблюдаются зерна эпидота сероватого цвета. Мощность 3 м.

к) Песчаник кварцево-граувакковый с растительным детритусом. Кварц волнистого погасания, зерна измененного плагиоклаза и обломки эффузивных пород, сцементированы глинистым веществом, окрашенным лимонитом. Мощность 6,7 м.

л) Кварцево-титаномагнетитовый песчаник с зернами альбита и обломками лав. Больше половины породы состоит из зерен титаномагнетита, пирита и халькопирита. Кварц эффузивный, обломки лавовых пород эпидотизированы, хлоритизированы или окварцованы. Цементирует кварц.

В обнажении отдельные участки сильно лимонитизированы, вследствие чего на поверхности пород образована корка лимонита в несколько см. толщиной. Мощность около 1 м.

Выше снова кварцево-граувакковый песчаник с цеолитово-кварцевым цементом пор, местами же с лимонитовым контактовым цементом — 1,6 м.

Рыхлые кластолиты 1,5 м, затем:

м) Покров диабазов со слабопористым лежащим боком. В нижней части покрова, из плагиоклазовой «канвы» большинство микролитов основного плагиоклаза свежие, или слабо альбитизированы, тогда как в верхней части нет ни одного зерна свежего основного плагиоклаза — все альбитизированы и к тому же заметно серицитизированы.

Авгит и рудный минерал в верхней и нижней частях покрова присутствуют в равном количестве. Мощность 7 м.

н) Туфобрекчия с обломками красноватого цвета, плагиоклазового диабаз-порфирита. Микролиты, как и встречающиеся редкие фенокристаллы плагиоклаза, представлены альбитом. Пироксен уралитизирован.

Миндалины выполнены одни пренитом и цоизитом, другие — кварцем или же кварцем и актинолитом, периферия же миндалин часто —

хлоритом. Мезостази́с полностью лимонитизирован, кое-где наблюдаются октаэдры магнетита. Мощность 7 м.

о) Плотная лава. Микроскопически—микродиабаз. Состоит из микролитов значительно альбитизированного основного плагиоклаза, пространство между которыми занято, главным образом, пироксеном, реже хлоритом. Встречается в небольшом количестве магнетит. Мощность 2 м.

п) Туфобрекчии с конкрециями и жилочками кварца. Обломки представлены микролитовыми лавами, состоящими из альбита и лимонитизированного рудного минерала.

Выше разрез продолжается коричневатыми туфами, пестрыми туфоконгломератами кварцевых порфиритов с редкими покровами альбитофи́ров, туфобрекчиями и туфами альбитофи́ровых пород, которые в районе с. Чаначхи перекрываются сеноманскими отложениями. На северных склонах г. Ляльвар в этих породах значительное место занимают вулканические брекчии и конгломераты, достигающие 200 м мощности, переходящие в субгоризонтально залегающие слоистые туфобрекчии и туфы и перекрывающиеся средне-эоценовыми нуммулитсодержащими известняками.

Заканчивая схематическое описание разреза порфиритовой серии, перейдем к петрографической характеристике слагающих ее пород.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ПОРФИРИТОВОЙ СВИТЫ

В исследованном районе распространены: А. Покровные и жильные породы. Б. Кластические породы.

А. Покровные и жильные породы

Покровные и жильные породы включают порфириты различного состава, альбитофи́ры, диабазы и диабазовые порфириты.

Порфириты пользуются широким распространением. Среди них выделяются: авгитово-альбитовые, альбитовые, авгитово-андезиновые и авгитово-лабрадоровые, роговообманково-авгитово-плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые, кварцево-плагиоклазовые.

Авгитово-альбитовые порфириты. К этим породам относится наибольшее количество исследованных покровов из нижних частей порфиритовой толщи. Мощность покровов различная от 1 до 40 м. Породы темно-зеленоватого и зеленовато-серого цветов. Макроскопически в них часто наблюдаются фенокристаллы полевого шпата и темного силиката. Иногда можно заметить замещение полевого шпата кальцитом, темного силиката — кальцитом и хлоритом, а также окварцевание всей породы.

Под микроскопом структура основной массы гиалопилитовая или пилотакситовая. Состоит из хлоритизированного базиса, микролитов, альбита и зерен рудного минерала — обычно магнетита. Фенокристаллы представлены плагиоклазом и авгитом. Плагиоклаз—исключительно альбит с показателем преломления $\angle 1,535$.

Фенокристаллы составляют от нескольких до 30% (редко больше) всей породы. По количеству обычно преобладают фенокристаллы альбита (фото 4), но в покровах верхней части часто наблюдается и обратное соотношение; в них как микролиты, так и более крупные выделе-

ния представлены авгитом, а плагиоклаз в резко подчиненном количестве. Фенокристаллы авгита, как правило, крупнее альбитовых. Крупные кристаллы альбита имеют хорошо выраженную призматическую форму; отдельные индивиды двойников довольно широкие (фото 5); тонкие полисинтетические двойники встречаются редко.

Альбит хотя и не бывает микротиновым, но в некоторых покровах довольно свеж, часто содержит единичные чешуйки серицита, или очень слабо пелитизирован. Иногда наблюдаются включения хлорита и пренита. В других покровах изменение плагиоклаза интенсивнее — фенокристаллы почти полностью замещены серицитом или настолько пелитизированы, что в проходящем свете совершенно мутные. Встречаются альбиты, замещенные хлоритом, пренитом, эпидотом и кальцитом. Эти минералы, в особенности серицит, кальцит и реже эпидот — образуют псевдоморфозы по плагиоклазу.

Хлорит в породах байоса редко дает полные псевдоморфозы по плагиоклазу, но в фенокристаллах альбита он присутствует часто.

Фенокристаллы пироксена обычно крупные — до 0,5 см, иногда даже больше, идиоморфные, часто сдвойникованные, бесцветные, или же слабо-зеленоватые авгиты cNg от 35 до 44°.

В большинстве описанных порфиритов авгиты свежие, но иногда наблюдаются псевдоморфозы хлорита, хлорита и серпентина, кальцита, пренита и эпидота и, редко, уралита.

Следует отметить, что в одном и том же шлифе часто наблюдается полное замещение некоторых кристаллов авгита тем или иным вторичным минералом, тогда как рядом находящиеся кристаллы совершенно не затронуты процессами изменения. Возникает вопрос, одинаков ли был состав измененных и оставшихся свежими авгитов? Этот вопрос специально не изучался, но в шлифах часто можно наблюдать, что часть одного и того же фенокристалла авгита замещена хлоритом или другими минералами, оставшаяся же свежая часть оптически не отличается от других свежих кристаллов авгита. Это обстоятельство позволяет ответить положительно на поставленный выше вопрос, однако, сомнения все же остаются.

В случае замещения авгита хлоритом, в последнем часто присутствуют зерна или скопления рудного минерала, иногда и точечные сферолиты халцедона. В кристаллах авгита часто наблюдаются выделения мелких кристаллов альбита.

Отдельные пачки описанных пород заметно окварцеваны, нередко вся основная масса переполнена мельчайшими сферолитами халцедона. Часто наблюдаются выделения и прожилки пренита, эпидота, кварца, кальцита и, иногда, цеолита.

Афировые разновидности авгитово-альбитовых порфиритов характеризуются микролитовой основной массой, состоящей из хлоритизированного базиса, неправильной, призматически удлиненной формы микролитов альбита, расположенных обычно хаотично, иногда (особенно в маломощных покровах) флюидально, мелких зерен магнетита и авгита. Фенокристаллы отсутствуют (фото 6). По структуре и составу породы идентичны спилитам [13]. Встречаются такие покровы, в которых хлоритизированного базиса очень мало и почти вся порода состоит из мелких микролитов альбита. В исследованном районе эти породы встречаются в виде самостоятельных маломощных покровов, а также связаны с описанными авгитово-альбитовыми порфиритами, часто являясь лежащим и высячим боками покровов таких порфиритов. В покровах нередко наблюдается переход от такого афирового спилита к спилитам

с редкими фенокристаллами альбита и авгита (или только альбита) и затем в центральных частях покровов — к авгитово-альбитовому порфириту, переполненному мелкими фенокристаллами. Эту картину нередко можно наблюдать и в покровах диабазовых порфиритов.

Как афировые, так и порфировые покровы часто бывают мандельштейновыми. Обычно более мандельштейновой является верхняя часть покрова, менее — нижняя, но иногда, особенно в маломощных покровах — и центральная часть. Миндалины выполнены хлоритом, кальцитом, кварцем, хальцедоном, пренитом, эпидотом. Эти минералы выполняют пустоты, как самостоятельно, так и в комбинации друг с другом. Однако, хлорит является составной частью почти всех миндалин. Когда хлорит встречается в ассоциации с другими минералами, он обычно занимает периферическую часть миндалин. Но нередко встречаются концентрически-слоистые миндалины, в которых слойки хлорита несколько раз повторяются в чередовании со слойками кварца или кальцита (фото 7).

Иногда вокруг миндалин хлорита или другого минерала наблюдается концентрация иголок рудного минерала. Приурочиваясь к перифериям миндалин, эти иголочки образуют густой сетчатый участок в виде пятен черного или ржавого цветов. Удаляясь от миндалин, количество их быстро убывает и в породе этого минерала очень мало или совершенно не видно.

Некоторые миндалины пренита и эпидота и др. оставляют впечатление, что они не являются «чуждыми» для породы и, вероятно, связаны со специфическими условиями генезиса содержащей их породы. Но бывает так, что пустоты, выполненные пренитом и эпидотом, кварцем или кальцитом, часто связаны между собой мелкими прожилками выполненными тем же минералом. Эти прожилки являются как бы подводящими каналами вещества к миндалинам. Прожилки наблюдаются не только в мандельштейновых лавах, но и в порфиритах без миндалин, а также и в пирокластолитах. В последних плагиоклазы нередко полностью замещены цоизитом (фото 8).

Прожилки, секущие породу, проходя через разорванные кристаллы альбита, часто не вызывают сколько-нибудь заметного их изменения (фото 9, 10). Однако наблюдаются и такие случаи, когда прожилки пренита или кальцита на своем пути полностью или частично замещают кристаллы альбита; иногда прожилок до кристалла альбита представлен пренитом и эпидотом, в кристалле альбита прожилок выполнен кварцем, а выходя из альбитового кристалла прожилок снова становится пренитово-эпидотовым. Следует еще отметить, что целые кристаллы альбита, пересеченные прожилками, вдоль узкой полосы, прилегающей к прожилку, очищены от пелитового вещества и прозрачны.

В таких случаях создается впечатление, что материал прожилков и миндалин привнесен извне и генетической связи с содержащей их породой не имеет.

Образование этих прожилков и заполнение миндалин вышеуказанными минералами могло происходить в трещинах, образовавшихся вследствие охлаждения лавы, или тектонических движений.

Разграничение трещин различного генезиса довольно трудно, поскольку они, видимо, переплетены между собой. Однако, наличие трещин как в лавовых покровах, так и в слоях пирокластолитов указывает на образование их в уже существующих породах, но когда именно,

трудно установить. В связи с этим следует отметить одно обстоятельство. В породах встречаются прожилки кварца и альбита, а также хорошо развитые кристаллики альбита в кварцевой миндалине. Альбит, встречающийся в прожилках, и его кристаллики в кварце миндалин пелитизированы также, как и фенокристаллы и микролиты альбита в породе. Одинаковая степень изменения альбита в породах и прожилках, в какой-то мере указывает на то, что зеленокаменное перерождение они претерпели вместе.

Безпироксеновые альбитовые порфириты встречаются редко и то лишь в нижней части толщи. Авгитово-олигоклазово-альбитовые порфириты также имеют незначительное распространение. Они наблюдаются в верхней части толщи авгитово-альбитовых порфиритов и отличаются от последних только тем, что в них, наряду с альбитом, содержится и олигоклаз с $n=$ до 1,539 и редко — до 1,542, в остальном они совершенно идентичны.

Среди этих пород выделяется кварцевый порфирит, встречающийся в виде маломощного покрова, переходящего в лавовую брекчию. Макроскопически порода светлая и имеет хорошо выраженную столбчатую отдельность, чем резко отличается от других пород байоса этого участка. Под микроскопом основная масса породы состоит из мелких квадратных кристалликов кварца, микролитов плагиоклаза, листочков измененного биотитоподобного минерала, стекла хлоритизированного и, в меньшей степени, карбонатизированного, и незначительного количества лимонитизированного магнетита. Редко наблюдаются единичные фенокристаллы плагиоклаза и, еще реже, псевдоморфозы хлорита по темному минералу. Плагиоклаз представлен альбитизированным андезитом, наблюдаемым лишь кое-где. Эти породы встречены в русле реки Гюль-Магомет в двух местах (это, вероятно, один покров, повторяющийся в складке).

В описанных породах спилитовой толщи пелитизация и серицитизация плагиоклаза выражены слабо. Редко встречаются отдельные пачки лавовых покровов и пирокластолитов, где многие, но не все кристаллы плагиоклаза интенсивно серицитизированы, что мы склонны отнести к эпигенетическому изменению пород.

Хлорит и пелитовое вещество расположены в кристаллах альбита прихотливо, лишь в двух шлифах наблюдается их зональное расположение в кристалле (фото 11).

Пирокластолиты и чередующиеся с ними вышеописанные авгитово-альбитовые порфириты по минералогическому и химическому составу (см. ниже) совершенно идентичны.

Авгитовые порфириты со средним и основным плагиоклазом

Эти породы развиты стратиграфически выше спилитовой толщи. Покровы их в описанном разрезе занимают незначительное место, но широко распространены их лавовые брекчии (порфирит-брекчии). Они слагают толщу видимой мощности 900 м. В нижней части этой толщи на 700 м цемент и обломки лавовых брекчий не отличаются друг от друга ни по твердости, ни по структуре, ни по составу. Лишь иногда наблюдаются обломки мандельштейновых спилитов в плотном чорфирите.

Как цемент, так и обломки имеют хорошо выраженную порфировую структуру. Основная масса преимущественно гиалопилитовая, реже интерсеральная и состоит из микролитов плагиоклаза и хлоритизированного базиса, включающего рудный минерал и иногда авгит. Микролиты плагиоклаза в некоторых покровах расположены заметно флюидально. Фенокристаллы представлены плагиоклазом и авгитом. Кристаллы плагиоклаза призматические, широкие и довольно длинные (до 0,7 см). Плагиоклаз большей частью изменен, замещен серицитом, кальцитом, пренимом. Редко встречаются довольно свежие андезины №43—49. Фенокристаллы авгита присутствуют в меньшем количестве, чем кристаллы плагиоклаза. Авгит бесцветный $\alpha_{Ng} = 35-44^\circ$; часто замещен хлоритом, иногда вместе с кальцитом.

В верхней части толщи (200 м), лавовые брекчии более грубообломочные. Кроме того, в них увеличено количество и размер кристаллов авгита, они достигают 1—1,5 см в длину. Фенокристаллы плагиоклаза по единичным измерениям на столике Федорова, представлены лабрадором № 56—65 (фото 12).

Кварцево-плагиоклазовые порфириды встречаются в верхней части порфировой серии. Макроскопически они светлосерого цвета с видимыми фенокристаллами кварца и полевого шпата. Под микроскопом имеют гиалопилитовую структуру основной массы. Состоят из микролитов андезина, зерен кварца и хлоритизированного базиса. Иногда присутствует незначительное количество выделений магнетита. Фенокристаллы представлены андезином и кварцем. По количеству преобладает плагиоклаз. Он часто зональный и довольно свежий. В некоторых шлифах фенокристаллы кварца отсутствуют.

Альбитофиры и кварцевые альбитофиры приурочены к самой верхней части порфировой серии (выше кварцевых порфиров). Эти породы в свежем виде зеленоватого цвета с светлорозоватыми кристаллами полевого шпата, но несколько измененные, имеют уже коричневатый (ржавый) цвет.

Под микроскопом в альбитофирах наблюдается интенсивно пелитизированная основная масса, иногда с примесью хлорита и мелко-распыленного лимонита. Фенокристаллы, также пелитизированы и вся порода имеет бурый цвет. Фенокристаллы темного силиката обычно отсутствуют, но иногда встречаются узкие и длинные кристаллы опацизированной и хлоритизированной роговой обманки.

В кварцевых альбитофирах, кроме фенокристаллов пелитизированного плагиоклаза, наблюдаются фенокристаллы эффузивного кварца. Часто они оплавлены. В основной массе кварц присутствует почти всегда.

Диабазы и диабазовые порфириды

Диабазы и диабазовые порфириды имеют довольно широкое распространение в порфировой серии Локского массива. Они встречаются в виде даек, пластовых тел и покровов. Несомненно, многие из встреченных нами даек являются более молодыми, чем вмещающие породы юры. Например, одна дайка лабрадорowego диабаз-порфирита, наблюдаемая в нижней части Байоса, поднимается до среднего эоцена и на северных склонах г. Ляльвар дает покровы и туфобрекчии. Другая дайка альбитизированного диабаза в ущ. р. Шулавер сечет верхнюю часть юрских

и нижнюю часть среднемерных отложений. Исключая подобные дайки и другие, вызывающие сомнение в принадлежности их к средней юре, остаются дайки авгитово-альбитовых—спилитовых диабазов, авгитово-плагиоклазовых альбитизированных диабазов и диабазовых порфиритов и авгитово-лабрадорных диабазовых порфиритов, описание которых приводится ниже.

Спилитовые диабазы встречаются часто. Они распространены в основном в разрезе ущ. Гюль-Магомет и ассоциируются со спилитовой толщей. Августово-плагиоклазовые, значительно альбитизированные диабазы и диабаз-порфириты встречаются в толще спилитов в виде даек и выше в слоистой толще, где они большей частью являются покровами. Августово-лабрадорные диабаз-порфириты (базальтовые порфириты)— в виде жил наблюдаются в спилитовой толще; выше встречаются редко, но выше слоев с Procerites cl. в верхах байоса, они появляются в значительном количестве. Относятся они к верхнему байосу или бату, несомненных доказательств у нас нет.

Спилитовые диабазы обычно афировые, мелкозернистые. Порода темно-серого цвета, микро-диабазовой структуры, состоит из мелких микролитов прозрачного сероватого альбита, промежутки между которыми заняты зернами авгита, зеленоватым хлоритом и мелкими включениями рудного минерала. В виде вторичных продуктов встречаются кальцит и кварц.

Авгитово-плагиоклазовые, значительно альбитизированные диабазы встречаются как мелкозернистые, подобные вышеописанным, так и более крупнозернистые, часто офитовой или сфитово-порфировой структуры. Состоят из слабо пелитизированных призматических кристаллов плагиоклаза; промежутки между ними, как правило, выполнены бесцветным или слабо-зеленоватым авгитом и хлоритом. Иногда хлорита очень мало и промежутки между плагиоклазами выполнены кварцем. Нередко наблюдаются выделения и прожилки пренита и эпидота и зерна рудного минерала.

Авгитово-лабрадорные диабазы, исследованные нами, характеризуются темным, почти черным цветом и большей свежестью плагиоклазов. Жильные разновидности этих диабазов довольно крупнозернистые, имеют интересную структуру и состоят почти из равномерных длиннопризматических кристаллов плагиоклаза—лабрадора и расположенных между ними зеленого хлорита и авгита. Всегда присутствует го или иное количество магнетита. Покровные лабрадорные диабазы имеют различную макро- и микроструктуру. Одни порфировидные, а другие мандельштейновые. Первые имеют микродиабазовую — офитовую основную массу, вторые же — микродиабазовую, участками с флюидальностью.

Как в покровах, так и в жилах наблюдается альбитизация основного плагиоклаза в той или иной интенсивности.

В спилитовых и альбитизированных диабазах авгит более интенсивно изменен (хлоритизирован, кальцитизирован, или замещен пренитом и эпидотом), чем в авгитово-лабрадорных диабазах, хотя в некоторых мандельштейновых покровах последних авгит довольно интенсивно хлоритизирован.

Попадают отдельные маломощные жилы, в которых плагиоклаз полностью замещен цоизитом (фото 13).

Диабаз интрузивного типа, встреченный нами в ущ. Ах-Керпи, в периферических частях мелкозернистый, частью порфировидный.

В центральной части наблюдается офитовая, а часто также гранулит-офитовая структура.

Плагиоклазы крупнотаблитчатые, сдвойникованы полисинтетически. Свежие плагиоклазы относятся большей частью к лабрадору, но встречаются также и более кислые, вплоть до альбита. Заметны следы частичной альбитизации. Новообразованные альбиты покрыты тонким пелитовым материалом. Кроме этого из вторичных продуктов изменения в плагиоклазах наблюдаются соссюрит, серицит, пренит, хлорит, а иногда и кварц, который замещает кристаллы плагиоклаза и также образует крупные выделения, включающие в виде пойкилитовых вростков слабо пелитизированные плагиоклазы. Вместе с сильно измененным плагиоклазом наблюдаются и микротиновые кристаллы.

Пироксен встречается как свежий, так и частично и нацело замещенный хлоритом часто совместно с серпентином. Иногда наблюдается незначительная уралитизация.

Ильменит встречается большей частью в виде таблитчатых кристаллов и бывает исключительно свеж. В редких случаях замещен сфеном.

Б. Кластические породы

В кластических породах выделяются пирокластические, терригенные и туфогенные (туфитовые) кластолиты.

Пирокластолиты представлены лавовыми брекчиями, туфобрекчиями (порфирит-брекчиями), туфоконгломератами и туфами. В туфах различаются: литокластические, кристаллокластические, литокристаллокластические, кристаллолитокластические, витрокластические, витрокристаллокластические, пепловые туфы и туфосланцы.

Пирокластолиты широко распространены в порфиритовой серии исследованного района. Они занимают около 50% всей толщи. По количеству ведущую роль играют туфобрекчии и туфы, затем лавовые брекчии. Последние развиты в основном на северо-западном склоне водораздела нижнего течения р. Гюль-Магомет и Ах-Керпи.

Туфоконгломераты распространены, главным образом, в верхней части среднеюрской порфиритовой свиты на склонах г. Ляльвар и в окрестностях с. Чанахчи.

Среди туфов больше распространены литокластические и кристаллокластические, затем литокристаллокластические и кристаллолитокластические разновидности. Они встречаются во всей толще, тогда как пелитовые туфы и туфосланцы приурочены в основном к ее нижней и средней частям. Наименьшим распространением пользуются витрокластические туфы.

Разнозернистые туфы связаны между собой постепенными переходами. В ущелье р. Гюль-Магомет часто встречаются довольно мощные слои (0,3—2 м), которые начинаются псефитовым пирокластическим материалом и выше, к висячему боку, становятся мелкозернистыми, заканчиваются слоем с алевроитовым или пелитовым материалом в несколько см. толщиной, что является результатом определенной сортировки пирокластического материала выброшенного в байосское море.

Из пирокластолитов более интенсивно изменены псаммитовые разновидности. Продукты изменения в пирокластолитах аналогичны таковым в порфиритах (хлоритизация, карбонатизация, окварцевание, пренитизация и др.). Однако, следует отметить, что цеолитизация порфиритов почти не наблюдается, тогда как туфы и туфогенные песчаники часто

интенсивно цеолитизированы. Иногда цемент туфа представлен цеолитом, который составляет значительную часть породы (фото 14).

С описанными пирокластолитами тесно связаны туфитовые кластолиты, которые развиты в основном в средней части исследованных отложений порфиритовой серии, точнее — между массивными пирокластолитами и брекчиями роговообманково-плагноклазовых порфиритов.

Среди туфогенных кластолитов различаются граувакково-туфогенные песчаники их алевролитовые слабосланцевые разновидности. Граувакково-туфогенные песчаники состоят из угловатых обломков авгитово-плагноклазовых порфиритов, довольно свежего плагноклаза и слабоокатанных обломком измененных, альбитизированных порфиритов, зерен разложившегося плагноклаза, редко авгита и цемента разнообразного минерального состава. Цемент большей частью пелитово-хлоритовый, пелитово-карбонатный, реже цеолитовый. Эти песчаники приурочены в основном к нижней части толщи. Выше они становятся более полимиктовыми и в составе их, наряду с первичным пирокластическим материалом-плагноклазовых порфиритов и перемытого материала авгито-альбитовых и авгито-плагноклазовых порфиритов нижней толщи, появляется более кислый материал в виде облачного и эффузивного кварца, обломков кварцевых альбитофиров, редко гранофиров и эффузивных пород с фельзитовой основной массой. Крупнозернистые разновидности этих пород распространены в восточной части района, в истоках р. Ульяновки. Они встречаются также в районе с. Ах-Керпи, а мелкозернистые, алевролитовые породы аналогичного минерального состава, но в которых уже трудно отличить друг от друга первичный пирокластический и переотложенный материал, распространены юго-западнее Ах-Керпи.

Терригенные кластолиты встречаются в виде граувакковых и кварцево-граувакковых песчаников. Первые тяготеют, в основном, к нижней части слоистой толщи, (т. е. к средней части порфиритовой свиты), а вторые — к верхней части слоистой толщи. Они самостоятельных мощных пачек не образуют, а переслаиваются с туфогенными или вулканогенными породами.

Граувакковые песчаники состоят из слабоокатанных обломков интенсивно измененных байосских порфиритов, туфов, зерен плагноклазов и пироксена.

Кварцево-граувакковые песчаники, кроме отмеченного материала, содержат зерна кварца в значительном количестве.

Цементом этих пород является пелитово-хлоритовое, часто карбонатизированное вещество, иногда карбонат и, редко, цеолит. Особо следует отметить песчаники, встреченные в верхней части Ах-Керпского разреза (фото 15), которые содержат титанистый магнетит и поэтому более детальное изучение их не лишено интереса.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Минералогический анализ тяжелой и легкой фракции пород проведен в части разреза от верхов спилитовой толщи до начала брекчий роговообманковых порфиритов (описание фракции выполнено Е. Варсимашвили).

Тяжелая фракция байосских отложений представлена в основном рудным минералом (магнетитом и лимонитом), моноклинным пироксеном, в небольшом количестве минералами группы устойчивых (циркон, апатит), роговой обманкой, эпидотом и цоизитом и др.

Магнетит и лимонит играют значительную роль и составляют в среднем около 50% всей фракции. Обычно магнетит преобладает; без-

магнетитовые фракции встречаются редко, тогда как лимонит часто отсутствует.

Циркон наблюдается в небольшом числе образцов, главным образом, приблизительно в средней части разреза, а в верхней и нижней частях почти совершенно отсутствует. Количество его не превышает 10—11%; в среднем же 4—5%.

Апатит имеется в большем числе образцов, но в верхней и нижней частях разреза встречается также редко. В средней же части разреза присутствует почти во всех образцах и количество его в среднем 13—15%, а в отдельных случаях достигает и 25—30%.

Почти во всем разрезе в значительном количестве присутствует моноклиновый пироксен, представленный большей частью совершенно свежим, прозрачным, чуть зеленоватым авгитом, количество которого нередко превышает 50% всей фракции. Привлекает внимание то обстоятельство, что в средней части разреза, там, где отмечается увеличение количества минералов группы устойчивых, количество пироксена резко уменьшается и в значительной части образцов даже совершенно исчезает, появляясь снова в верхних частях разреза.

Роговая обманка наблюдается лишь в единичных образцах и присутствует в незначительном количестве.

Эпидот, цоизит и хлорит имеются в небольшом числе образцов и, по-видимому, являются результатом изменения пород (хлоритизация, эпидотизация).

Увеличение количества циркона и апатита и уменьшение пироксена в средних частях разреза вызвано изменением характера пород. Это было отмечено при петрографическом анализе: богатые пироксеном туфогены в верхней части разреза уступают место кварцсодержащим пирокластолитам и продуктам размыва более кислого субстрата в средней части разреза. Затем, в нижней части снова выходят пироксеносодержащие породы, что и находит отображение в составе тяжелой фракции.

Таким образом, данные минералогического анализа подтверждают петрографические исследования, результаты которых были приведены выше.

ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЙОССКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ ПЕРИФЕРИИ ЛОКСКОГО МАССИВА

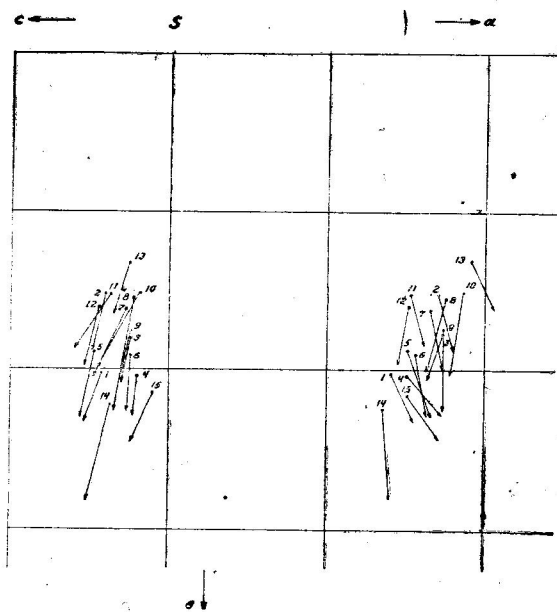
Для химической характеристики байосских вулканических пород восточной периферии Локского массива было отобрано и проанализировано 15 образцов. Из них 6 анализов относятся к авгитово-альбитовым порфирирам, 2 — к туфам этих порфиритов, 1 — к афировому спилиту, 1 — к авгитово-альбитовому диабаз-порфириру, 4 — к интрузивным диабазам и 1 — к альбитовому порфириру.

Образцы 1—10 взяты из нижней толщи порфирировой свиты мощностью около 800 м.

Просматривая таблицу химических анализов (табл. 4) обращает на себя внимание: 1) однообразный химический состав проанализированных пород: покровов, их туфов и альбитовых диабазов; 2) почти одинаковое количество главных окислов (SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , Fe_2O_3 , FeO); 3) общее высокое содержание Na_2O ; 4) постоянное значительное преобладание Na_2O над K_2O .

О химической природе исследованных пород более ясное представление дают числовые характеристики (табл. 5) и диаграммы химических составов, составленные по методу А. Н. Заварицкого (фиг. 2). Из

диаграммы видно, что эти породы содержат повышенное количество щелочей, главным образом Na_2O . Проекции фигуративных точек на плоскости ASB расположились в значительном удалении от линии SB в интервале $a=14-18$ и $b=15-22$. От этой полосы несколько отклонились анализы № 14 и № 13. Первый из них — диабаз с частично альбитизированным основным плагиоклазом, содержащим значительное количество феррических составляющих; а второй — альбитовый порфирит с малым количеством феррических компонентов.



Фиг. 2. Химический состав байосских вулканических пород Юго-Восточной Грузии

Анализы № 8, 9, 3, 12 доказывают слабую пересыщенность глиноземом.

Проекция точек на плоскости CSB близко стоят к линии SB, что указывает на незначительное содержание в породах полевошпатовой извести (С), и, вопреки мнению некоторых исследователей [13], является характерной чертой спилитов.

Сравнение этих анализов с анализами средних составов пород по Дэли, показывает их большее сходство с андезито-базальтовыми и андезитами, чем с базальтами и диабазами. Начальные точки векторов выходят за пределы известково-щелочных ассоциаций, (1—3 линии на сводной диаграмме А. Н. Заварицкого) и располагаются среди линии, представляющих на диаграмме щелочные породы (фиг. 3). Значит ли это, что мы имеем щелочные породы или нет? Как выше показано при петрографическом описании пород, они являются, в основном, авгитово-альбитовыми порфиритами и их структурными разновидностями. Особенность этих пород заключается в повышенном содержании в них Na_2O и, иногда K_2O . Повышенное содержание последнего наблюдается в кварцеванных диабазах и диабаз-порфиритах, а также в порфиритах с серицитизированным плагиоклазом (альбитом). Высокое содержание Na_2O характерно для всех пород, что вызвано или обогащением альби-

Химические анализы байосских пород юго-восточной периферии Локского массива

Таблица 4

№№ по порядку №№ образц.	ОСН. КОМПОН.														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
752	766	770	812	825	953	955	966	972	975	1000	1006	1070	143	155	
SiO ₂	53,49	52,13	53,34	54,31	52,12	54,84	54,82	56,97	54,76	56,75	54,76	56,72	52,04	54,41	
TiO ₂	0,52	0,55	0,58	0,91	0,58	0,77	0,42	0,49	0,49	0,19	0,88	0,81	1,04	2,20	
Al ₂ O ₃	16,68	17,43	17,46	14,29	17,85	15,52	16,06	18,06	16,84	17,77	16,74	17,91	17,59	15,35	13,06
Fe ₂ O ₃	2,68	3,98	6,96	6,08	2,65	4,41	4,53	1,61	3,55	2,02	3,27	3,02	3,06	2,76	5,37
FeO	4,63	4,21	4,27	4,20	5,48	6,17	5,70	4,89	4,98	4,03	5,31	5,83	3,91	6,10	5,66
MnO	0,09	0,05	0,09	0,17	0,09	0,24	0,12	0,09	0,21	0,21	0,15	0,12	0,04	0,10	0,18
MgO	3,91	3,24	3,89	3,45	4,64	4,35	3,66	4,46	5,49	4,89	3,13	3,40	2,48	7,56	4,07
CaO	6,02	4,28	1,96	6,02	6,24	3,58	3,09	1,96	2,10	1,69	4,51	3,58	3,51	3,63	4,79
Na ₂ O	5,11	6,29	6,87	6,44	5,82	7,07	5,62	7,34	6,94	6,26	4,67	5,62	6,62	5,18	5,32
K ₂ O	1,87	1,36	1,23	0,61	1,15	0,09	2,60	0,97	1,30	3,35	3,15	1,30	2,00	1,27	2,52
P ₂ O ₅	0,09	0,21	0,17	0,19	0,14	0,11	0,32	0,09	0,08	0,17	0,60	0,25	0,31	0,02	следы
SO ₃	0,25	0,11	0,11	0,10	0,14	0,20	0,20	0,71	0,22	0,20	0,44	0,72	0,18	0,04	0,02
H ₂ O-	0,78	0,02	0,70	0,76	0,56	0,74	0,56	0,10	0,64	0,28	0,32	0,76	0,36	1,04	0,82
пшп	3,82	5,26	2,54	2,36	2,96	1,96	1,80	2,0	2,28	1,88	1,58	4,06	2,52	3,84	1,76
Сумма . . .	99,94	100,12	100,17	99,89	100,13	100,05	99,96	100,17	99,86	99,97	100,17	100,11	100,11	100,17	100,18

Литературн. источник публикуется в первые.

Аналитик О. Ф. Размадзе

Место взятия образца: Юго-Восточная периферия Локского массива.

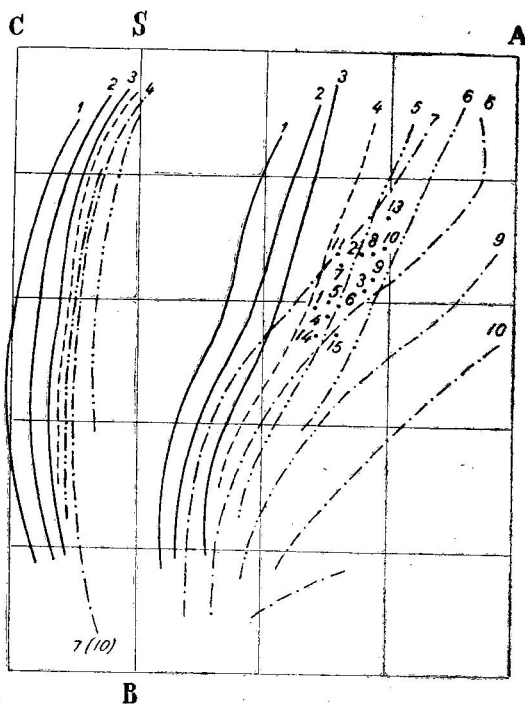
1, 2, 3, 4, 5, 6, 9, 10—авгит-альбитовые порфириды. 4—афировая их разновидность—спилит. 7, 8—туфы авгит-альбитовых порфиритов
11, 12, 15—альбитовые диабазы. 14—диабаз с частично альбитизированным лабрадором. 13—альбитовый порфирит.

Числовые характеристики

Таблица 5

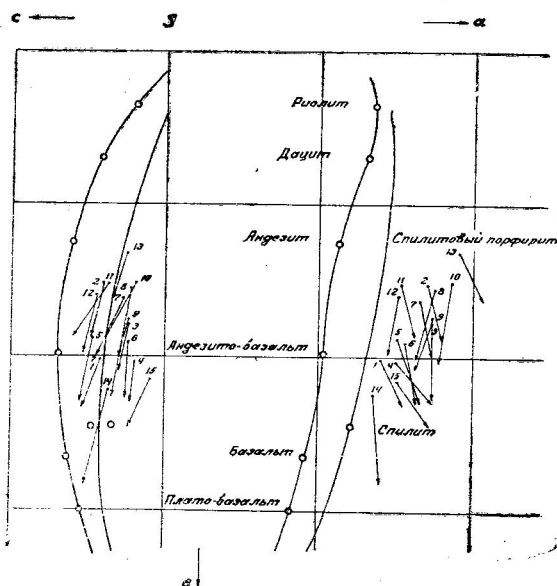
№№ п/п	Основные				Дополнительные					
	a	c	b	s	f'	m'	c'	a'	n	Q
1	14,0	4,3	20,1	61,6	51,4	33,2	15,4	—	80,4	— 9,1
2	17,0	3,9	15,4	63,7	51,7	37,9	10,4	—	87,2	—10,5
3	17,2	2,4	17,8	61,9	54,7	32,6	—	9,0	89,4	—12,3
4	15,0	2,0	20,4	62,5	45,6	28,5	25,9	—	94,4	— 6,8
5	14,9	4,7	18,9	81,5	40,9	42,7	16,4	—	88,6	—11,5
6	15,6	2,5	19,1	62,8	51,8	38,6	8,6	—	99,1	— 2,0
7	16,4	2,8	16,2	64,0	56,4	37,4	6,2	—	76,0	— 2,4
8	17,5	2,3	15,6	64,6	39,7	48,1	—	12,2	91,4	— 8,1
9	17,2	2,6	17,4	62,8	46,9	53,1	—	—	88,8	—11
10	18,4	2,0	15,2	64,4	37,9	54,0	—	8,1	74,3	—10
11	15,2	3,9	15,4	65,5	53,9	35,2	10,9	—	69,4	— 3,3
12	15,1	4,6	15,9	64,4	54,5	38,2	—	7,3	86,5	— 4
13	19,0	2,4	12,6	66,0	50,8	34,3	14,9	—	76,8	— 8,4
14	13,4	3,7	22,2	60,7	38,3	58,3	3,4	—	86,1	— 9,2
15	15,1	1,0	21,5	62,4	46,4	31,5	22,1	—	76,0	— 6,4

товой молекулой расплава до излияния, или альбитизацией плагиоклаза в породах.



Фиг. 3. Сводная диаграмма типов естественных ассоциаций вулканических горных пород по А. Н. Заварицкому. Нанесены точки байосских вулканических пород Юго-Восточной Грузии

Большая величина характеристики a в изученных породах, с первого взгляда, кажется чем-то особенным, отличающим их от разновозрастных байосских пород Грузии, исследованных Г. С. Дзоценидзе (1948), и других аналогичных геосинклинальных образований. Но такие же величины a приводятся и в указанной работе (напр. анализ № 24 $a = 16, 15$), а также в работе В. А. Заварицкого, посвященной исследованию спилито-кератофировой формации Блявы на Урале (1946) (анализы спилитовых порфиритов Блявы, Карадага, спилитов Англии и др.). Но анализы спилитовых пород с большим (a) и маленьким (b), в литературе встречаются не сравненно в меньшем количестве, чем анализы пород с меньшим (a) и большим (b). Вероятно этим можно объяснить то обстоятельство, что средний состав спилитов с количеством феррических компонентов (b), как в базальтах, определен довольно достоверно. Средний же состав спилитовых пород, где феррические компоненты содержатся в таком же количестве, как в андезито-базальтах и андезитах, неопределен.



Фиг. 4. Упрощенная диаграмма химических составов пород спилито-кератофировых формаций и средних составов пород нормального ряда по Дэли. Нанесен средний состав спилита по Уэлсу и Сундиусу. (Заимств. у Заварицкого В. А.). Для сравнения нанесены химические составы байосских вулканических пород Юго-Восточной Грузии

В связи с этим вызывает интерес составленная В. А. Заварицким диаграмма химических составов пород спилито-кератофировых формаций, которую приводим в упрощенном виде (фиг. 4). На диаграмме нанесены средние составы пород нормального ряда по Дэли, средний состав спилита по Уэлсу и Сундиусу; и на основании фигуративных точек анализов спилитовых пород многих районов мира, проведена некоторая параллельная линия — линии нормального ряда.

На диаграмму нами нанесены фигуративные точки анализов байосских пород Юго-Восточной Грузии. Все точки расположились вправо от указанной линии.

Это обстоятельство объясняется тем, что В. А. Заварицким линия спилитового ряда, проведена на основании фигуративных точек анализов не только спилитов, но и пород содержащих наряду с альбитом и основной плагиоклаз. Ясно, что эта линия будет находиться ближе к линии нормального ряда, чем находилась бы линия, проведенная по данным анализов, содержащих из плагиоклазов только альбит, так, как в последних величина (a) значительно больше, чем в породах с основным плагиоклазом.

В нашем случае анализированные породы, за исключением № 14, из плагиоклазов содержат только альбит. Поэтому фигуративные точки их естественно легли вправо от линии спилитового ряда. Этот факт показывает, что в интервале $w=15-22$ для пород андезито-базальтового состава, которые содержат из плагиоклазов только альбит, указанная линия на диаграмме должна быть передвинута значительно правее.

О понятии «Спилит»

В геологических словарях, вышедших в 1955 и 1960 годах, спилит определен, как «палеотипная эффузивная порода из группы диабазов, образовавшаяся в результате подводного излияния, часто обладает миндалекаменной текстурой. Состоит из узких длинных лейст альбитизированного плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены хлоритом или хлоритом и рудным минералом по первоначальному стекловатому базису. Могут присутствовать в той или иной степени измененный пироксен или амфибол, а иногда встречается серпентинизированный оливин. Со спилитами часто связано образование шаровых лав». Это определение нам кажется не совсем соответствующим современному уровню знаний о спилитах, оно не дает ясного представления об определяемом объекте. Во-первых в определении подчеркивается, что плагиоклаз спилитов альбитизированный, т. е. вторичный, что, видимо, основывается на известном явлении замещения основного плагиоклаза альбитом. Это явление несомненно имеет место в природе, но оно ведь не говорит о невозможности образования альбита другим путем, в частности, о выделении альбита из расплава в особых условиях. Во-вторых ничего не сказано о наличии фенокристаллов в породе, тогда как о присутствии их в спилитах в количестве до 5—10% указывается еще Рознебушем. Знакомясь с вышеприведенным определением возникает вопрос, почему эти породы должны состоять только из «узких длинных лейст плагиоклаза», а не иметь структуры, характерные для подводных эффузивов этого состава? Ведь характер структуры пород зависит не только от состава лавы, но и от условий ее застывания. Если обратиться к работам, посвященным спилитовым формациям, увидим, что не все авторы этих работ понимают под названием «спилит» только афировые породы, как в приведенном определении, или даже афировые и олигофировые, как у Розенбуша и Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1938), а в сущности все структурные разновидности андезито-базальтовых пород образовавшихся в результате подводных излияний и содержащих альбит вместо основного плагиоклаза. Так описал Г. С. Дзюценидзе (1935, 1938) байосские спилиты в Грузии, чем фактически подчеркнул то обстоятельство, что понятие «спилит» не может иметь только структурный смысл. Такое же мнение высказано В. А. Заварицким (1946), который на основании исследования спилито-кератофировой формации Блявы на Урале пишет, что менее раскристаллизованные периферические части покровов естественнее объединять с более раскристаллизованными породами центральных частей тех же покровов, чем с другими менее рас-

кристаллизованными породами, образующими самостоятельные покровы. Действительно, почему должны называться спилитами периферические части покрова, а центральные — диабазом или порфиритом, когда минеральный и химический состав всего покрова одинаков и разница всего лишь в различной степени раскристаллизации отдельных его частей.

Можно привести мнения и других исследователей, которые считают, что понятие спилит со времени его введения в науку Броньяром (1827) изменило свое содержание и приобрело геологический смысл. Спилитовые породы распространены исключительно в геосинклинальных зонах, как в древних, так и в молодых. Поэтому определение спилитов как «палеотипных» возможно и является удовлетворительным, но в настоящее время оно нам кажется устаревшим. Здесь уместно вспомнить о том, что Г. Дзоценидзе, исследовав спилитово-порфиритовую формацию байоса и более молодые домиоценовые эффузивные образования Грузии, пришел к выводу, что для названия пород вместо терминов «палеотипный» и «кайнотипный» рациональнее пользоваться терминами: оротипный и кратотипный, так как эти термины указывают не только на облик эффузивных пород, зеленокаменный или свежий но и подчеркивают их принадлежность к определенной геотектонической единице (1948). Такое наименование пород целесообразно и при определении термина «спилит» должно быть учтено. Наконец, в словаре отмечается: «со спилитами часто связано образование шаровых лав». Имеется в виду, вероятно, то обстоятельство, что покровы спилитов часто имеют шаровое строение. Исходя из вышесказанного, определение спилитов, нам представляется следующим образом:

Спилит — оротипная эффузивная порода, образовавшаяся в результате подводного излияния базальтовых или андезитовых лав; состоящая из микролитов или микролитов и фенокристаллов альбита, часто моноклинного пироксена, реже роговой обманки, заполняющего между ними промежутки более или менее хлоритизированного стекла и незначительного количества рудного минерала.

Спилиты часто имеют шаровое строение и миндалекаменную текстуру.

Это определение нам кажется более полным и точнее отражающим современное представление о спилитах, чем определение, приведенное в геологических словарях, хотя и оно не может претендовать на всю полноту отображения характера спилитов.

ОБ АЛЬБИТИЗАЦИИ И ГЕНЕЗИСЕ СПИЛИТОВ

В породах исследованной толщи альбитизация основного плагиоклаза вызвана, вероятно, различными причинами, но результаты их часто идентичны, вследствие чего не всегда можно судить о самих причинах. Однако, попытаемся подойти ближе к выяснению этих причин.

Как было отмечено при описании сводного разреза, покровы лав с основным плагиоклазом, а также брекчия лабрадорского порфирита подстилаются и перекрываются спилитовыми покровами и их пирокластолитами. Образование этих пород под водой не вызывает сомнения. Следует выяснить вопрос — образовались ли покровы спилитов и лабрадорских порфиритов из различных лав, или же все они были одинакового авгитово-лабрадорского (базальтового или андезито-базальтового) состава и последующие, после затвердения, изменения превратили одни из них в спилиты, другие — в частично альбитизированные породы, а третьи остались без изменения? Частичная альбитизация от-

дельных покровов показывает, что метасоматическое замещение основного плагиоклаза в этих покровах имело место при или после затвердевания породы, что могло быть следствием воздействия морской воды на лаву, разлившуюся по дну моря, или последующего после излияния гидротермального процесса.

Сколько-нибудь значительную роль морской воды в альбитизации основного плагиоклаза, хотя трудно отрицать, но она нам кажется мало вероятной. Если бы в этом процессе морская вода играла ведущую роль, тогда бы, во первых более мощные покровы должны были быть, как правило, менее интенсивно альбитизированы; маломощные же более интенсивно, но этого не наблюдается. Во-вторых спилиты должны были быть распространены по всему разрезу вулканогенных пород, образовавшихся в морском бассейне. В действительности же они приурочены лишь к нижней части разреза. В третьих, диабазы интрузивные, секущие байосские отложения (в ущ. Ах-Керпи), наверняка не соприкосались с морской водой, но в них хорошо наблюдается частичная альбитизация основного плагиоклаза. Этот факт непосредственно не указывает на невозможность альбитизации под действием морской воды, но говорит о том, что альбитизация происходила и без участия морской воды.

В данном случае привнос кремнезема и калия наряду с натрием очевиден, поэтому изменение породы можно считать результатом гидротермального процесса или действия постмагматических растворов. Однако, при попытке объяснения других случаев (содержания только альбита в мощных покровах, при отсутствии следов привноса кремнезема и других элементов, а также продуктов деанортитизации) этим же процессом, возникают серьезные затруднения. В частности, если гидротермальные процессы вызвали полную альбитизацию мощных пачек покровов и пирокластолитов, то как же сохранились чередующиеся с последними отдельные маломощные покровы без изменения? Здесь следует отметить, что в частично альбитизированных породах присутствуют продукты деанортитизации основного плагиоклаза, тогда как в спилитах они отсутствуют вовсе или же встречаются редко и в малом количестве. Если предположить вынос продуктов деанортитизации из пород, содержащих только альбит, то должны допустить глубокую переработку этих пород гидротермами. К тому же последние должны быть довольно специфического состава—могущими (способными) произвести только натрий метасоматоз, так как породы обогащены лишь альбитом, а кварца и других гидротермальных минералов в них часто не наблюдается. Породы состоят из хлорита, образовавшегося за счет стекла, незначительного количества рудного минерала, альбита и пироксена. Создается впечатление, что какой то процесс действовал в направлении образования указанных минералов. Такое направленное изменение породы могли произвести постмагматические растворы, а также процессы регионального метаморфизма, в частности, т. н. плоскостное растворение основного плагиоклаза, но последнее в нашем случае исключается, поскольку тогда покровы с основным плагиоклазом тоже должны были измениться. Следует отметить, что в толще отсутствуют или очень слабо выражены и другие характерные признаки регионального метаморфизма. Что касается гидротермального процесса, то для того, чтобы изменить породу с основным плагиоклазом и очистить ее от продуктов деанортитизации, потребовалось бы довольно длительное воздействие гидротерма на породы. В непрерывном же напластовании пород в лабрадорской брекчии наблюдаются обломки нижележащих спилитов, это приводит к естественному выводу, что при образовании лабрадорской брекчии, спи-

литы, как таковые, уже существовали и, следовательно, длительного воздействия гидротерм они не испытали.

Допущение значительного интервала от образования спилитов до перекрывания их лабрадоровой брекчией и изменение породы за это время представляется невозможным, так как лабрадоровая брекчия в свою очередь покрывается спилитами.

Таким образом, приходим к выводу, что эти породы были различного состава уже к моменту застывания. Когда же произошло обогащение этих пород натрием и обеднение кальцием и глиноземом? В. Заварицкий считает, что это происходит при охлаждении базальтовой лавы, до полного ее остывания под воздействием богатых натрием подводных горячих источников и морской воды (1955). Так объясняет он образование спилитов, а также частично альбитизированных пород. Другой точки зрения придерживается Г. Дзюценидзе. Не отрицая альбитизирующее действие морской воды на излившуюся лаву, по его мнению, главный процесс альбитизации базальтовой магмы (или базальта? Г. Ч.) происходит в жидко-магматической стадии автотематоморфизма и продукты деанортитизации остаются в расплаве, а обогащенная альбитовой молекулой лава изливается на дно геосинклинали. Несмотря на то, что это представление не проверено опытом, им довольно логично объясняются вышеприведенные некоторые факты. Залегание спилитов в нижней части толщи, отсутствие основного плагиоклаза в мощных покровах, а также следов гидротермальных процессов, наличие ксенолитов спилитов в брекчии лабрадорного порфирита и др. Что касается частично альбитизированных пород интрузивного диабазы и покровов описанных в разрезе, то мы предполагаем что изменение их произошло под продолжающимся действием тех же факторов, которые вызвали альбитизацию в жидкомагматической стадии автотематоморфизма, или же под влиянием гидротерм. В периферических частях интрузивного диабазы наблюдается частичная альбитизация плагиоклаза, довольно значительная серицитизация, окварцевание, карбонатизация. Кварц заполняет интерстиции и иногда замещает плагиоклаз.

Описанные покровы выше слоев с Procerites чередующиеся с прослоями кластолитов, вызывают определенный интерес, так как они образованы в мелководном бассейне. Среди них встречаются покровы с частично альбитизированным основным плагиоклазом, а также покровы, содержащие только альбит. При попытке объяснения этого факта кажется логичным допустить их изменение вследствие воздействия морской воды на излившуюся лаву. Некоторые из этих покровов мандельштейновые и имеют шаровую отдельность. Такие лавы как будто должны измениться больше, чем более массивные, но этого не наблюдается. Мандельштейновые и массивные покровы по степени изменения плагиоклаза не отличаются друг от друга. Как в первых, так и во вторых плагиоклаз изменен частично, иногда это изменение интенсивнее выражено в висячем боку. Но наблюдаются случаи, когда висячий бок не одинаково изменен — по простиранию на коротком расстоянии сменяют друг друга участки с частично альбитизированным плагиоклазом и участки с лабрадором, не носящим следов сколько-нибудь заметного изменения. Такое «пятнистое» изменение породы вызвано гидротермальным процессом, об этом свидетельствует выделение кальцита и кварца в мицелинах, прожилки их в породе и кроме того, обогащение отдельных слоев кластолитов кварцем, гидроокислами железа и иногда халькопиритом. Этот гидротермальный процесс является в данном слу-

чае наложенным. Были изменены эти покровы в лежащем и висящем боках растворами, связанными с их излияниями, или нет, трудно установить.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РАЙОНА

После слабо выраженной регрессии верхнего лейаса начинается нисходящее движение участка, связанное с общим погружением юрской геосинклинали Южного склона Б. Кавказа и всего Закавказья. Начиная с нижнего байоса и в течение среднего байоса изливаются лавы, и выбрасываются пирокластиты, образующие мощную толщу, представленную в нижней части в основном авгит-альбитовыми порфиритами и их пирокластитам, спилитами, а выше авгит-плагиоклазовыми и авгит-лабрадоровыми порфиритами и их пирокластитам. В это время нормально осадочный процесс сменяется вулканогенноосадочным. Привнос терригенного материала почти полностью прекращается вследствие сокращения размываемой площади Локского массива, погружающегося и перекрываемого вулканогенными образованиями. Терригенный материал появляется в промежутках вулканических пароксизмов изредка и в малом количестве примешивается к материалу размыва байосских пород, вероятно, вулканических островов.

Локский массив, вовлеченный в нисходящее движение, разделяет судьбу геосинклинали, охваченной интенсивным вулканизмом. После образования отмеченной вулканогенной толщи, вулканизм сильно ослабевает и отлагаются сначала массивные туфобрекчии и туффиты, затем нормально слоистые туффиты, граувакковые и слабо-кварцевые граувакковые песчаники видимой мощностью около 1000 м.

Первичный вулканический материал здесь представлен редкими покровами диабазов и местами незначительным количеством пирокластитов кварцевых порфиритов. Главную роль в этой толще играет материал размыва порфиритовой свиты, характер которого свидетельствует о его привносе с близкого расстояния. В районе с. Ах-Керпи и западнее — нижняя часть толщи замещена сланцеватыми кварцсодержащими алевролитами и песчаниками. Появление кварцсодержащих песчаников; можно объяснить с одной стороны уменьшением поступления вулканического материала, и с другой стороны поднятием массива, что вероятно соответствует началу батской орофазы. Регрессия, связанная с этой орофазой, на южном склоне г. Ляльвар выражена образованием 10—12 м пачки угленосных кварцевых песчаников (1930, 1938). По-видимому, к началу батской орофазы можно отнести отложение кварцсодержащих песчаников с обуглившимися остатками растений и бедной фауной аммонитов (*Procerites cf. martiusi d'Orb.*) верхнего байоса в ущ. Ах-Керпи.

К концу отложения слоистой толщи на 40 м выше слоев с *Procerites* имеет место оживление вулканизма. Появляются вначале туфобрекчии роговообманково-плагиоклазовых порфиритов и покровы того же состава, затем покровы диабазовых микролитовых лав со своими пирокластитам. Эти породы чередуются с кластитам, которые содержат пирокластический и иногда окатанный материал кварцевых порфиритов. Мощность толщи—300 м. Эффузивный кварц в породах проявляется стратиграфически значительно ниже слоев с *Procerites*, а выше этих слоев встречается переотложенный материал кварцевых порфиритов, что указывает на то, что одновременно с излиянием диабаз-порфиритов и диабазов где-то недалеко происходил размыв кварцевых порфиритов. Ввиду того, что материал последних хотя и неиздалека, но все же

привнесен, естественнее допустить излияние этих различных по кислотности продуктов вулканизма из разных центров. Наличие терригенного материала в виде прослоев конгломератов, перемытого материала покровов мандельштейновых порфиритов непосредственно после них, а также покровов роговообманково-плагноклазовых порфиритов с полностью опадитизированной роговой обманкой, указывает на образование этой толщи в мелководном бассейне, в условиях высокого окислительного потенциала.

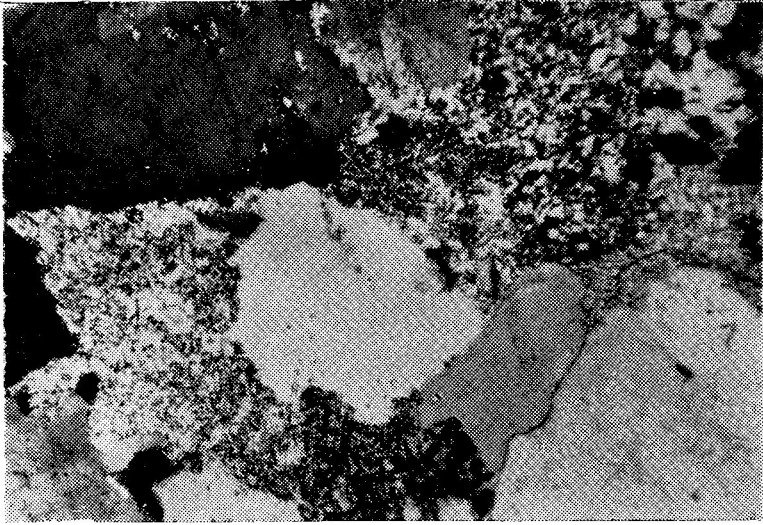
Выше преобладают продукты вулканизма более кислого состава и толщина около 300 м мощностью характеризуется частыми фациальными изменениями, наличием незначительных размывов, прослоями туфо-конгломератов (с окатанной галькой), различной окраской пород-зеленоватой, коричневатой-красноватой и пестрой. На одних участках в них значительную роль играют вулканические, грубообломочные туфобрекчии—конгломераты, альбитофирового материала, на других — покровы альбитофиров. Фаунистически эта толщина не охарактеризована, но условно ее можно отнести к верхам средней юры и предположить ее образование в регрессирующем море, в результате интенсивной вулканической активности локального характера.

Что касается слоистой туфобрекчиевой толщи, расположенной выше предыдущей то ее спокойное, почти субгоризонтальное залегание говорит в пользу отделения ее от средней юры, но вопросы конкретной тектоники, стратиграфии и петрографии этой толщи, непосредственно подстилающей среднеэоценовые отложения, требуют дальнейшего исследования.

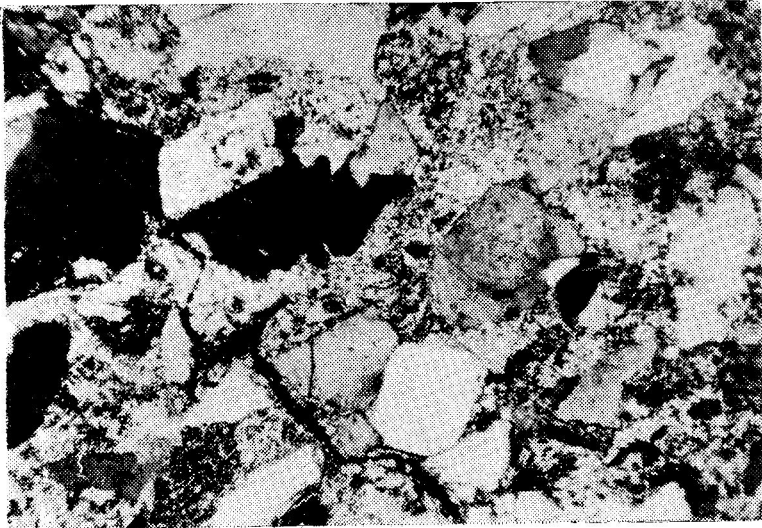
ЛИТЕРАТУРА

1. Адамия Ш. А., 1958, О возрасте «молодых» гранитоидов Храмского кристаллического массива. Сообщен. АН ГССР, т. XXI, № 4.
2. Асланян А. Т., 1949, Стратиграфия юрских отложений Северной Армении, Из-во АН Арм. ССР, Ереван.
3. Белянкин Д. И., Петров В. П., 1945, Петрография Грузии, Сер. I Региональная петрография, вып. II, 196, М.-Л.
4. Габуния К. Е., Гамкрелидзе П. Д., 1942, Геология южной части Борчалинского района. Труды ГИН АН ГССР, сер. геол. т. I (VI), Тбилиси.
5. Гамкрелидзе П. Д., 1949, Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. ГИН АН ГССР, монограф. № 2.
6. Гамкрелидзе П. Д., 1957, Основные черты тектонического строения Грузии. Тр. ГИН АН ГССР, сер. геологич., т. XI (VI).
7. Грушевой В. Г., 1930, Алавердское медное месторождение в Закавказье. Тр. ГГРУ, вып. I.
8. Грушевой В. Г., 1935, Геологический очерк СЗ части Алавердского района Армении и части Борчалинского района Грузии. Тр. отд. ВГФ.
9. Дзоценидзе Г. С., 1948, Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. ГИН АН ГССР, Монография № 1.
10. Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И., Чечелашвили И. Д., 1950, О литологии питающей области лейасских осадков Дзирульского массива.
11. Джавахишвили Ш. И., 1959, Петрография и геологическое строение восточной части Локского массива. Труды ГИН АН ГССР, сер. минер. петр. т. IV.
12. Джанелидзе А. И., 1947, О лейассе Локского массива. Сооб. АН ГССР, т. VII, № 6.
13. Заварицкий А. Н., 1955, Изверженные горные породы. Москва.
14. Заварицкий В. А., 1946, Спилито-кератофирровая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. Труды ИГН АН СССР, вып. 71.

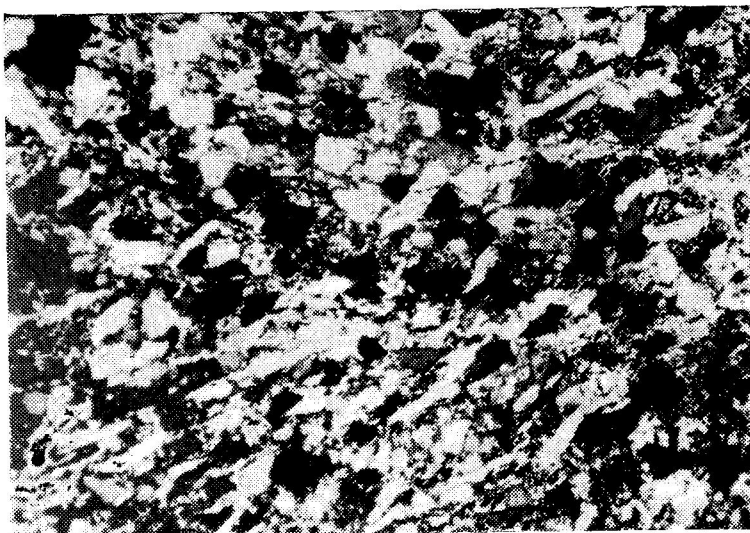
15. Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., 1953. О возрасте и генезисе древних гранитоидных пород Храмского массива. Изв. АН СССР, сер. геолог. № 3, 126.
16. Зесашвили В. И., 1955. Геология части бассейна р. Поладаури. Труды ГИН АН ГССР, т. IV, (XIV), вып. I.
17. Кахадзе И. Р., 1947. Грузия в юрское время. Труды ГИН АН ГССР, т. III (VII) 45.
18. Комар В. А., Высоцкий Б. П., 1945—1946. Геолого-структурные исследования в Борчалинском и Башкитетском районах ГССР.
19. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А., 1932. Петрографический словарь
20. Схиртладзе Н. И., 1960. Новые данные о палеозое Храмского массива. Докл. АН СССР, т. 130, № 1.
21. Чихрадзе Г. А., 1960. К вопросу литологии и питающего субстрата лейасских отложений Локского массива. Сообщн. АН ГССР, т. XXV, № 6.
22. Эдлашвили В. Я., 1948. Геолого-петрографическое описание бассейна р. Храми в пределах ее среднего течения.



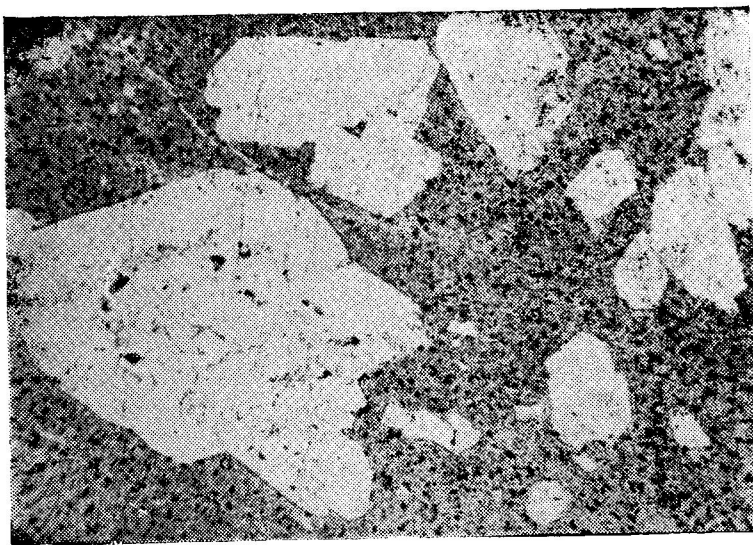
1. Крупнозернистый кварцевый песчаник с серицитовым цементом.
Ник. \times , ув. 37. Локский массив. Лейас.



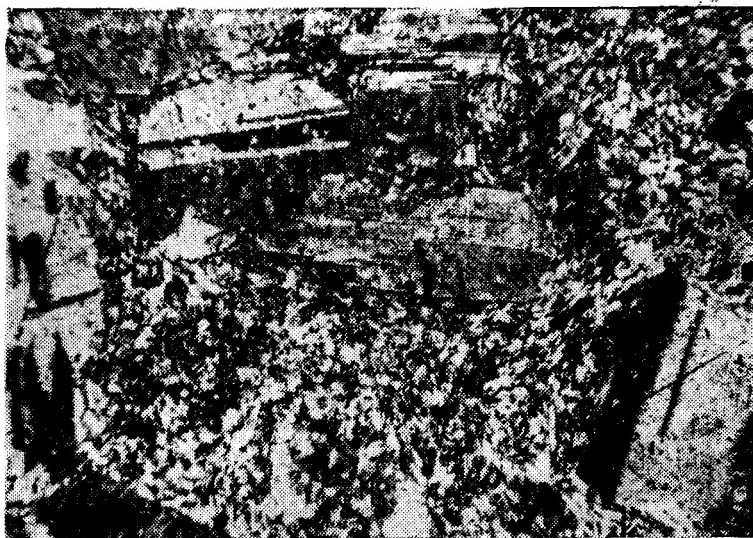
2. Кварцевый песчаник с серицитовым цементом. Видны зерна эффузивного кварца. Ник. \times , ув. Локский массив. Лейас.



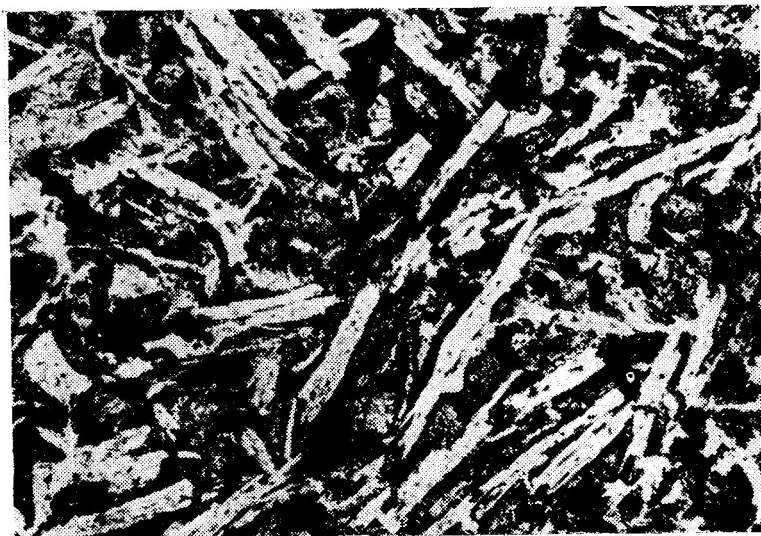
3. Слюдисто-кварцевый песчаник с глинисто-серицитовым цементом. Видно параллельное расположение чешуек слюды. Ник. \times , ув. 37.
Локский массив. Лейас



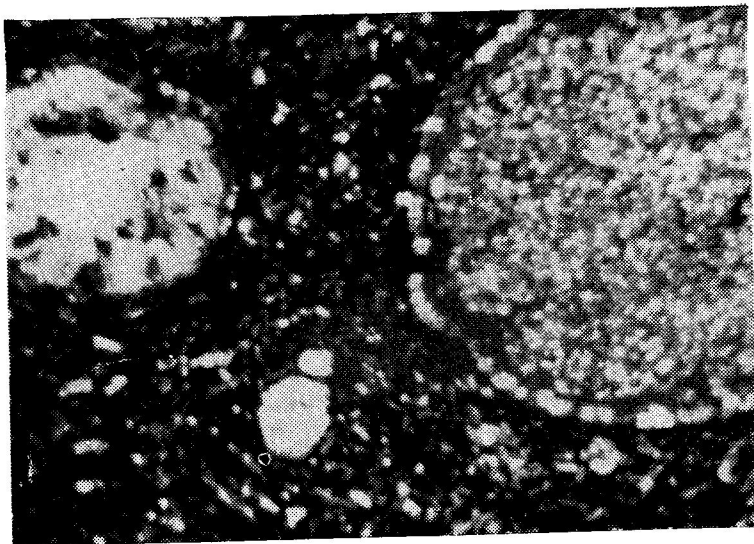
4. Альбитовый порфирит. Фенокристаллы составляют 40% породы. Участок шлифа с фенокристаллами альбита Ник. \parallel , ув. 32.
Локский массив. Байос.



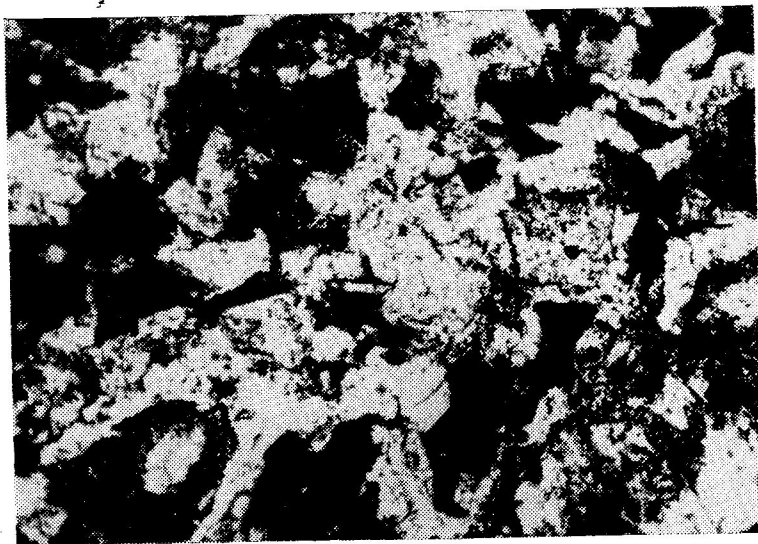
5. Альбитовый порфирит. Фенокристаллы альбита призматической формы с широкими полисинтетическими двойниками. Ник. \times ув. 32, Локский массив, Байос.



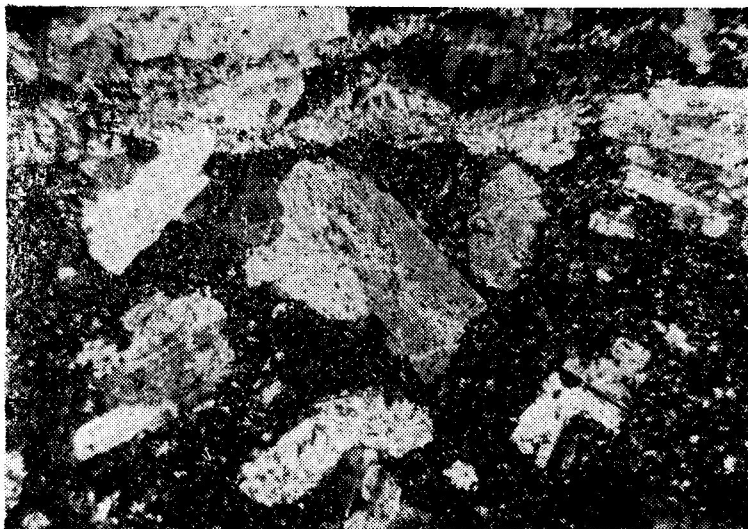
6. Спилит. Видны удлиненные призматические микролиты (лейсты) альбита и хлоритизированный базис. Ник. \parallel , ув. 90. Локский массив, Байос



7. Мандельштейновый порфирит. Видны миндалины выполненные сферолитами халцедона, кварцем и хлоритом. Ник. \times , ув. 16.
Локский массив. Байос.



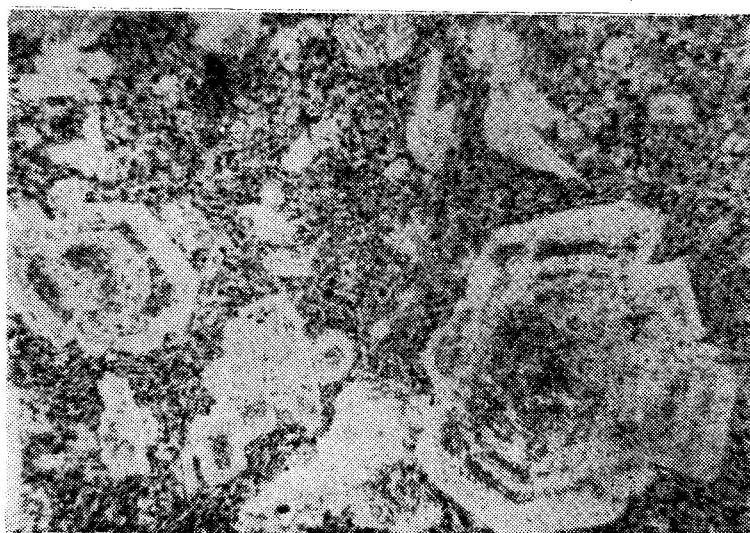
8. Туф эпитизированный. Полевые шпаты замещены эпидотом, основная масса — гидроксидами железа. Ник. \parallel , ув. 37.
Локский массив. Байос



9. Альбитовый порфирит. Видны секущие породу прожилки пренита.
Ник. \times , ув. 16. Локский массив. Байос.



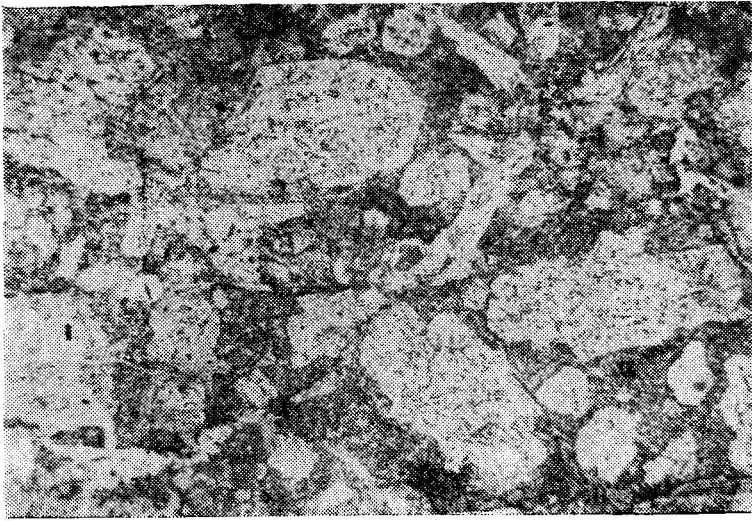
10. Альбитовый порфирит с секущей жилкой пренита. Ник. \times , ув. 32.
Локский массив. Байос



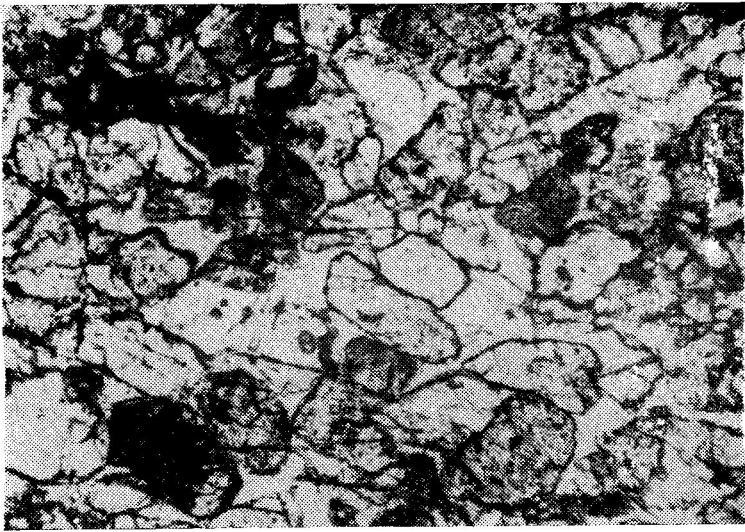
11. Альбитизированный порфирит с хлоритизированными и пелитизированными фенокристаллами зонального плагиоклаза. Ник. ||, ув. 16. Локский массив. Байос



12. Лабрадоровый горфирит со свежими или лишь слабо хлоритизированными и карбонатизированными фенокристаллами лабрадора. Ник. × ув. 37. Локский массив. Байос.



13. Жильная порода с полностью цоизитизированным плагиоклазом.
Ник. ||, ув. 16. Локский массив. Байос.



14. Туфогенный песчаник с цеолитовым цементом. Ник. ||, ув. 16.
Локский массив, Средняя юра



15. Титанмагнетитовый песчаник с кварцевым цементом. а-зерна титанмагнетита, в-кварцевый цемент. Ник. ||, ув. 37.
Локский массив, Средняя юра,

И. Д. ЧЕЧЕЛАШВИЛИ и М. А. БЕРИДЗЕ

ЛИТОЛОГИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ

В Юго-Восточной Грузии в пределах распространения палеогеновых отложений выделяются северная и южная полосы. Северная полоса охватывает Асуретскую геотектоническую зону Артвино-Болнисской глыбы (юго-западная часть Телетской антиклинали). Отложения же южной полосы, слагая северные и южные склоны Сомхитского хребта и г. Шиндляр, составляют южную и западную периферии Локского кристаллического массива.

СЕВЕРНАЯ ПОЛОСА

Палеогеновые отложения северной полосы распространены в области средних течений рр. Алгети и Храми в пределах Тетри-Цкарройского р-на Грузинской ССР.

В результате проведенных в 1956—1959 годах исследований палеогена Юго-Восточной Грузии нами были изучены разрезы палеогеновых отложений до 1000 м мощностью в бассейне р. Алгети, где они трансгрессивно налегают на верхнемеловые карбонатные отложения, обнажающиеся в ядре Телетской антиклинали.

Первые данные по петрографии палеогеновых (палеоценовых и эоценовых) отложений южных склонов Триаletского хребта встречаются в работе Б. П. Беликова и С. С. Кузнецова (1936).

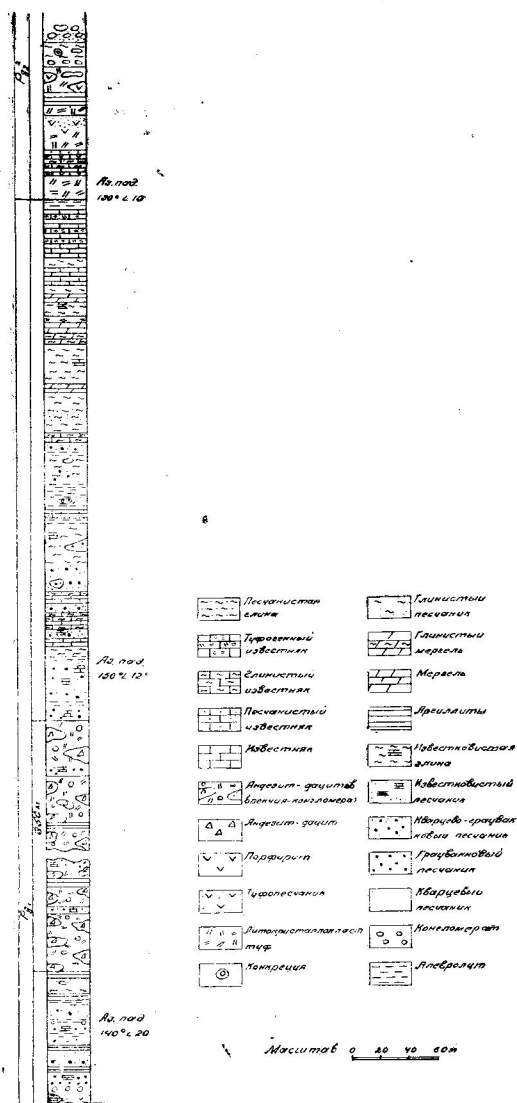
По данным этих авторов палеоценово-нижнеэоценовая свита по петрографическим признакам условно делится на палеоценовые и нижнеэоценовые толщи. К палеоцену относятся сланцевые глинисто-известковые аргиллиты мощностью 700 м; к нижнему же эоцену — пелитовые и псаммитовые туфогены мощностью 500 м; называемые автрами пирокластическим флишем. На границе этих двух толщ выделена, относимая авторами также к нижнему эоцену, пестроцветная (главным образом красного и зеленого цветов) пачка плотных туфогенов и песчаников мощностью 50—100 м. Средний же эоцен ими выделяется на основании фаунистических данных.

Согласно описанию Б. П. Беликова и С. С. Кузнецова, породы пестроцветной пачки и пирокластического флиша сходны между собой и представлены туфопесчаниками и туфобрекчиями с обломками разных порфиритов и известняков. Нижний эоцен вверх продолжается более грубообломочными брекчиями почти того же состава как и нижележащие. По данным вышеназванных исследователей здесь встречаются так же покровы порфиритов, спилитов (?) и дацитов.

Грубообломочные дацитовые туфобрекчия с с. Амливи, Тбиси и Парцхиси Б. П. Беликовым и С. С. Кузнецовым принимаются за фаци-

альную разновидность среднего эоцена, что, по нашему мнению, не соответствует действительности.

Исследуемый район более детально был изучен В. Эдилашвили (1939), а затем П. Гамкрелидзе и В. Эдилашвили. Результаты изучения приводятся в их совместном труде (1940). В. Эдилашвили и П. Гамкрелидзе в ущелье р. Алгети выделили палеоценово-нижнеэоценовую толщу, которую В. Эдилашвили условно разделил на три части:



Фиг. 1. Литологический разрез палеогеновых отложений уш. р. Алгети

1. Нижнефлишевые отложения палеоцена — 200 м.
2. Андезитовая серия палеоцена — 200 м.
3. Верхнефлишевые отложения — 600 м.

По данным П. Гамкрелидзе и В. Эдилашвили конгломерат, залегающий в основании нижнефлишевых отложений, складывается преимущественно из

венно хорошо окатанной галькой верхнемеловых известняков и вулканических пород и кристаллических пород (граниты, кристаллические сланцы, гнейсы и др.). В значительном количестве имеется галька кварца и кремня.

Надо отметить, что детальное изучение галек конгломерата, проведенное нами, дало несколько иной результат; в составе галек, по нашим данным, преобладают меловые известняки, глинистые известняки и дациты. В незначительном количестве попадаются гальки кристаллических пород.

В работе В. Эдилашвили (1948) приводятся в основном те же данные с добавлением минералогического анализа нескольких образцов, выполненного М. Хучуа и К. Чубинишвили.

В отчете Н. Канделаки (1950) указывается туфогенный характер нижнефлишевых отложений. По этому вопросу мы пришли к несколько другому выводу.

Литоология палеогеновых и эоценовых отложений геосинклинальной полосы Аджаро-Триалетской геотектонической зоны наиболее детально изучена М. Хучуа и Э. Лебанидзе на северном крыле Телетской антиклинали по разрезам составленным в сел. Богви (1953).

Флишевые отложения палеогена хорошо представлены и на южной периферии Телетского хребта; здесь в ущелье р. Алгети, имеется непрерывная последовательность отложений, в которых нами составлен детальный литологический разрез (фиг. 1).

Восходящий разрез палеогеновых отложений ущ. р. Алгети

В ущ. р. Алгети меловые отложения постепенно — без видимого несогласия — сменяются палеогеновыми, которые начинаясь ниже сел. Абелиани выходят в следующей последовательности:

1. Слой конгломерата, представляющий собой по-видимому, базальное образование палеогена и залегающий на верхнемеловых туфогенных песчаниках.

Размер галек конгломерата достигает в среднем 12 см., хотя попадаются и более крупные. Галька представлена в основном известняками и глинистыми известняками (44%), в меньшем количестве дацитовыми породами (17%), порфиритами, измененными, окварцованными, карбонатизированными и изредка серпентинизированными породами (12%), еще в меньшем количестве наблюдаются кремни, туфогенные и аркозовые песчаники. Галька хорошо окатана.

Цемент конгломерата обычно глинистый или глинисто-известковый. Цементация слабая — конгломерат легко разрушается.

Мощность конгломератного слоя 2 м.

С конгломератом чередуются крупнозернистые полимиктовые песчаники, которые выше сменяются конгломератами. В них наблюдается галька известняков, глинистых известняков, реже песчаников.

Мощность всей конгломератово-песчанистой пачки . . . 10—12 м.
аз. пад. $140^\circ \angle 20^\circ$.

2. Ниже по течению реки (стратиграфически выше) выходит пачка представленная чередованием крупнозернистых известковых песчаников кварцево-грауваккового состава с алевролитами и аргиллитами. Алевролиты в основном аналогичного состава с крупнозернистыми песчаниками. В нижней части пачки преобладают песчаники, мощность слоев, которых достигает здесь 1, 5—2 м. Кверху количество и мощность слоев песчаников уменьшается, начинают преобладать аргиллиты, вместе с этим увеличивается также и мощность слоев последних.

В алевролитах наблюдаются карбонатные конкреции и линзы крупнозернистых песчаников с обуглившимися растительными остатками. Иногда наблюдается полосчатость — чередование светлых и темных полос.

В верхней части пачки появляются глинистые известняки с прослоями глин и алевролитов.

Мощность всей пачки 100—110 метров.

В этой пачке наблюдаются волнообразная складчатость и небольшие дизъюнктивные нарушения. Элементы залегания в основном остаются — аз. пад. 140° , $\angle 20^\circ$.

На левом берегу реки, вдоль шоссеиной дороги, наблюдаются выходы глыбовых брекчий верхнемеловых известняков.

3. На песчанисто-аргиллитовых отложениях залегают массивные крупно и мелкообломочные брекчии, в которых наблюдаются прослои и линзы крупнозернистых граувакковых песчаников, алевролитов и, реже, известковых песчаников. Крупнообломочные массивные брекчии кверху переходят в слоистые мелкообломочные разновидности светлого цвета.

Эти брекчии образуют карнизы и в районах их распространения ущелье реки каньенообразное. Выше в брекчиях (вниз по течению не доходя до сел. Тбиси) наблюдаются прослои и линзы туфогенных песчаников, которые по простиранию переходят в брекчии. Здесь же видна и косяя слоистость. Брекчии продолжают до сел. Тбиси. Мощность их около 350 м.

4. Ниже по течению, (стратиграфически выше) выходят слоистые породы, представленные в нижней части крупнозернистыми известковистыми песчаниками грауваккового состава с редкими прослоями алевролитов аналогичного же состава. На поверхностях пластования имеются выделения горьких солей. Алевролиты часто сланцеватые. В верхней части пачки сланцеватость наблюдается и в песчаниках. На плоскостях сланцеватости наблюдаются флишевые фигуры. Между пластами песчаника имеются прослои глин, которые часто перематы. Вместе с глинами попадают также прослои известняковых глин и глинистых известняков.

Мощность пачки 60—65 м.

5. Выше наблюдается чередование крупнозернистых известковистых песчаников, глинистых, иногда слабопесчанистых известняков с алевролитами и глинами. В глинах наблюдаются линзы песчаника и, наоборот, в песчаниках — линзы и пропластки глин; глины и песчаники часто по простиранию замещают друг друга.

Выше выходят толстослоистые известковые песчаники грауваккового состава. В них наблюдаются обуглившиеся растительные остатки, мелкие линзочки угля, обломки раковин двустворок, ходы червей выполненные тонкозернистым песчаником, пропластки и линзы конгломерата.

В песчаниках иногда наблюдаются поверхности размыва и неровности часто заполненные глинами и алевролитами, в которых попадают обломки песчаника же. Кое-где вместе с глинами наблюдается также и гипс.

Надо отметить, что здесь часто видны трещинки иногда в несколько метров длиной, выполненные теми же белыми солями, выцветы и скопления которых наблюдаются на поверхности напластования.

Выше начинают преобладать алевролиты и мелкозернистые песчаники с прослоями известковых глин, слабопесчанистых глин, песчанистых и глинистых известняков, в которых наблюдаются линзы песчани-

ков и известковистых песчаников. Вся вышеописанная пачка сложена в волнообразные пологие складки. Мощность 135—140 м.

6. Ниже по течению (стратиграфически выше) у сел. Богви выходит пачка глинистых, глинисто-алевролитовых пород с прослоями глинистых известняков и псаммитовых туфов. Все эти породы янослоистые; мощность отдельных слоев 0.15—0.20 м. По данным Н. Канделаки (1950) эти отложения относились к среднему эоцену. Они продолжают-ся на юго-запад до сел. Мацевани.

Следует отметить, что аналоги вышеназванных туфов пользуются сравнительно большим распространением южнее сел. Богви, на правом берегу р. Алгети, в полосе Мацевани-Голтети. Здесь они представлены слоистыми туфами и туфобрекчиями роговообманково-биотитовых дацитов. Общая мощность их достигает 80—100 метров. На эти пирокластолиты впервые обратили внимание сотрудники литологического отдела во время полевых работ 1958 года.

Своеобразный — отличающийся от среднего эоцена этого района, состав позволил выделить их и по стратиграфическому положению отнести к нижнему эоцену.

Находка группой геолога Ш. Адамия в пачке измененных туфов и глинисто-фауны нуммулитов позволила уточнить возраст и датировать их как верхи нижнего эоцена.

В нижней части пачки породы синевато-серого цвета, в верхней же преобладают желтовато-серые цвета. В верхней части глинистой пачки на правом и левом берегах р. Алгети у сел. Богви наблюдаются выходы пачки светлых литокристаллокластических туфов роговообманково-биотитовых дацитов мощностью до 1,5 м. Туфы выше перекрываются слоистыми глинистыми и известково-глинистыми породами; вверх по течению наблюдается еще один выход туфогенного песчаника, аналогичного с нижними туфами состава.

Мощность всей глинистой пачки содержащей прослойки туфов 130—135 м. аз. падения 100° , угол меняется от 18° до 38° .

7. Вышеописанная пачка совершенно постепенно сменяется слоистыми отложениями, представленными песчанистыми и глинистыми известняками с прослоями туфогенных пород. Пачка по цвету делится на три части: нижняя зеленоватого, средняя — темно-серого, а верхняя — ржавого цветов.

Нижние 20—25 м. представлены преимущественно песчанистыми известняками и глинами. Выше появляются прослойки туфогенных пород: литокристаллокластических туфов и туфогенных известняков. Выше — в темной части описываемой пачки — наблюдаются опять туфогенные известняки и глинистые известняки.

Выше — в пачке ржавого цвета — уже туфогенные породы преобладают и лишь изредка появляются прослойки глинистых известняков. Мощность всей пачки 150—155 м., аз. падения 130° , $\angle 10^\circ$.

В этих отложениях наблюдается нарушение надвигового характера — нижняя часть (светлые породы) надвинута на среднюю темную пачку.

По ущелью ниже сел. Джорджиашвили на левом берегу реки далее обнажается:

8. Пачка брекчия-конгломератовых пород, богатых карбонатом и гипсом. В гальках конгломерата наблюдаются кварцевые порфириды-дациты, карбонатные алевролиты и известняки, песчаники и другие породы нижележащих отложений. Мощность до 7 м.

9. Выше выходят сероватые глины, которые местами имеют ржавую окраску. В глинах наблюдаются линзы песчаника и обогащенные

ярозитом участки (типичный майкоп по Е. Вахания). В глинах иногда наблюдаются также и карбонатные конкреции. Мощность глинистой пачки 12—15 м.

10. Стратиграфически выше (по течению ниже у птицефермы) выходит крупногалечный конгломерат с прослоями крупнозернистых песчаников. Галька конгломерата хорошо окатана, диаметр их достигает 0.5—0.7 м.

Цемент конгломерата представлен главным образом, известковым песчаником, а местами кристаллическим известняком. Видимая мощность конгломерата 12—15 м.

В описываемом разрезе мощность палеогеновых отложений составляет 960—970 метров, из которых на палеоцен и нижний эоцен приходится приблизительно 850 метров, остальные же 100—125 метров относятся к среднеэоценовым отложениям.

В начале разреза (пачка 2) имеется чередование известковистых песчаников с алевролитами и аргиллитами. В верхней части преобладают алевролиты и аргиллиты, которые часто заметно известковисты. Непосредственно на них налегают массивные туфобрекчии (пачка 3), которые кверху становятся толстослоистыми, туфобрекчии состоят из однообразных обломков дацитовых пород сцементированных стекловатой лавой или литокластическими туфами того же состава.

Очень редко попадаются обломки известняков или диабаз-порфирита. Последний, по-видимому из верхнемеловых брекчий. Брекчий пользуются широким распространением и имеют мощность более 300 метров. В пачке 5 роль алевритовых и глинистых отложений увеличивается, они по простиранию замещают песчаники. В этой пачке наблюдаются признаки близости суши: растительные остатки, линзочки угля и конгломерата, галька которых обычно представлена слабоокатанными дацитовыми породами, поверхности размыва, гипс и др. Очевидно здесь имеем отложения прибрежно-лагунного типа.

Пачка 6 представлена исключительно глинистыми и известково-глинистыми отложениями с редкими прослоями глинистых алевролитов и глинистых известняков. По структурному типу это большей частью пелитолиты со значительной примесью алевролитового материала и, реже, алевролиты с примесью пелитовых частиц. Детальное исследование этих пород показало, что почти все содержат то или иное количество карбоната независимо от структурного типа. Процентное содержание CaCO_3 иногда достигает 30—33%; в таких случаях их можно называть мергелями. К верхней части этой пачки приурочены выходы туфов дацитового состава.

В верхней части пачки 7 количество туфогенных прослоев увеличивается, появляются туфогены со значительным содержанием андезин-лабрадора, роговой обманки и пироксена. Следует отметить, что количество пироксена кверху увеличивается; туфы авгит-лабрадорового состава уже относятся к среднеэоценовым образованиям. Таким образом пачка 7 включает в себе полеоцен — нижнеэоценовые и среднеэоценовые отложения, которые без видимого несогласия сменяют друг друга.

Последние 30 метров палеогена представлены конгломератами и «майкоповидными» глинами, на которых налегают базальные образования олигоцена, представленные крупногалечным конгломератом с прослоями песчаника. Галька конгломерата представлена витрокластическими пелитовыми туфами, кварцевым порфиритом, дацитовыми породами, основной массой альбитофиринов, андезитовыми и роговообманко-андезиновыми порфиритами, песчанистыми известняками и др. Преобладают порфиритовые породы и известняки.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В палеогеновых отложениях выделяются: 1. терригенные класто-литы, 2. карбонатные породы и 3. пирокластолиты.

1. Терригенные кластолиты имеют широкое распространение. Среди них по структурным типам различаются: псефитолиты, псаммитолиты, алевролиты и пелитолиты.

Псефитолиты пользуются небольшим распространением и приурочены, главным образом, к базальным образованиям палеогена, изредка попадаются и выше в виде небольших линз и кроме того наблюдаются в самой верхней части среднего эоцена в виде слоя конгломерата небольшой мощности.

Среди галек конгломерата различаются: а) известняки и глинистые известняки; б) дациты, в) порфириды и г) сильно измененные—окварцованные, карбонатизированные или серпентинизированные породы; изредка попадаются туфогенные и аркозовые песчаники.

а) Известняки и глинистые известняки среди галек играют главную роль, большей частью представлены микрозернистыми полидетритовыми разностями. Порода в основном состоит из микро или мелкозернистой карбонатной массы, в которой в большом количестве наблюдаются раковины фораминифер и в меньшем количестве — двустворок. В незначительном количестве иногда присутствует и песчанистый материал, представленный обломками эффузивных пород и реже плагиоклазов. В глинистых известняках наблюдается примесь глинистого материала, количество которого редко превышает 12—15%. Реже попадаются брекчиевидные известняки, в которых кроме микрозернистой основной массы видны крупные обломки органогенных известняков с фауной двустворок и водорослями.

б) Дацитовые породы составляют небольшую часть галек конгломерата. В микрогранулитовой основной массе, состоящей из кварца и плагиоклаза, выделяются фенокристаллы плагиоклаза и темного силиката. В некоторых случаях основная масса фельзитовая. В фенокристаллах плагиоклаз совершенно свежий, андезин-лабрадорového ряда, часто зональный. Видно ясно выраженное полисинтетическое двойникование. Темный силикат нацело замещен хлорит-карбонатной массой, а иногда заметно опацифицирован. В большинстве случаев хорошо видны характерные шестигранные разрезы роговой обманки.

в) Обломки порфирита представлены лабрадоровыми или андезин-лабрадоровыми разностями: в значительно измененной микродиабазовой основной массе наблюдаются фенокристаллы плагиоклаза андезин-лабрадорového ряда. Плагиоклаз иногда заметно серицитизирован, породы в целом часто значительно пиритизированы и, реже, хлоритизированы.

г) В гальках в небольшом количестве имеются сильно измененные, точнее не определяемые породы. Изменение обычно заключается в окварцевании, карбонатизации и, реже, серпентинизации. В таких гальках часто видна порфировая структура.

В гальках конгломератного слоя, который приурочен к самой верхней части разреза палеогеновых отложений (верхи среднего эоцена), кроме вышеназванных пород часто попадаются роговообманково-биотитовые дациты. В фельзитовой, частично измененной карбонатизированной или окварцованной основной массе выделяются крупные (до 2 мм в диаметре) фенокристаллы хорошо опраненного кварца, андезина, а также призматические листочки биотита. Кварц совершенно прозрачный, часто с включениями основной массы; плагиоклаз свежий с

хорошо выраженной зональностью. Биотит также свежий, коричневатый — плеохроичный. Галька конгломерата хорошо окатана. Величина их колеблется в среднем от 2 до 12 см. Цементация галек слабая. Цемент глинистый, глинисто-карбонатный, реже песчанистый.

Псаммитолиты, представленные в основном среднезернистыми песчаниками, пользуются среди палеогеновых отложений широким распространением. Песчаники приурочены, главным образом, к нижним и средним отделам палеогена. Среди них по составу различают: а) плагиоклазово-граувакковые, б) граувакковые и в) кварцево-плагиоклазовые типы песчаников.

По размеру зерен они подразделяются на крупно, средне и мелкозернистые песчаники. Крупно и средне-зернистые разновидности по составу мало отличаются друг от друга. В мелкозернистых же песчаниках количество обломков пород значительно меньше.

а) Плагиоклазово-граувакковые песчаники пользуются наибольшим распространением. Состоят главным образом из сильно измененных обломков пород, плагиоклаза и незначительного количества кварца. Обломки пород преобладают над другими компонентами. Среди них различаются: порфиновые породы с фенокристаллами андезит-лабрадора и с кварцем в основной массе, главным образом, дациты, измененные мелкоагрегатные окварцованные, пиритизированные и хлоритизированные породы. Изредка наблюдаются обломки интерсергальной и микролитовой основной массы и микрозернистых известняков. Попадают единичные пегматитовидные обломки.

Плагиоклаз присутствует в значительном количестве. Представлен большей частью свежими, часто зональными кристаллами андезит лабрадорного ряда. Кварц обычно имеется в незначительном количестве, большей частью угловатый, реже в виде окатанных зерен. Наблюдается преимущественно эффузивный кварц, в подчиненном количестве — облачный. В редких случаях попадают зерна пироксена и роговой обманки.

Окатанность зерен песчаника неодинаковая — обломки пород наиболее округлены, тогда как обломки минералов большей частью угловатые. Подавляющая часть песчаников известковиста, т. е. цемент карбонатный, иногда с небольшой примесью глинистого материала. Цементация обычно базального типа.

б) Граувакковые песчаники пользуются небольшим распространением. Представлены преимущественно крупнозернистыми разновидностями. Приурочены, главным образом, к пачкам андезит-дацитовых брекчий и к смежным с ними отложениям. Порода состоит в основном из слабо окатанных обломков андезит-дацитовых пород; в незначительном количестве присутствует плагиоклаз и кварц. В остальном порода мало отличается от вышеописанных плагиоклазово-граувакковых песчаников.

в) Кварцево-плагиоклазовые песчаники приурочены преимущественно к пачке 5 описанного нами разреза. Пользуются небольшим распространением. Большей частью представлены мелкозернистыми разновидностями. Состоят почти исключительно из плагиоклаза и кварца с незначительным количеством обломков пород. Преобладает плагиоклаз, большей частью слабоизмененный; кварц в подчиненном количестве. Цементирует почти всегда микрозернистый карбонат, в котором иногда наблюдается микрофауна фораминифер.

Алевриты пользуются небольшим распространением. Обычно наблюдаются в виде прослоев или пачек среди песчанистых пород. В них часто наблюдается значительная примесь песчанистого или глини-

стого материала. По структурной номенклатуре это большей частью пелитовые алевролиты или псаммитовые алевролиты. По составу же относятся к граувакково-плагиоклазовому и кварцево-плагиоклазовому типам; часто в значительной мере карбонатные.

Пелитолиты в палеогеновых отложениях пользуются значительным распространением. Встречаются почти во всем разрезе в виде небольших прослоев, а также вместе с мергелями слагают всю 130-ти метровую пачку средней части палеоцена (пачка 7 нашего разреза). Это тонкозернистые, в воде размокающие и иногда разбухающие породы светлосерого, серовато-желтоватого или зеленоватого и реже темносероватого цветов.

Микроскопически породы имеют пелитовую структуру. При больших увеличениях можно различить мельчайшие зернышки минералов. В редких случаях наблюдается чешуйчатое или волокнистое строение глинистой массы. Часто в значительном количестве присутствует пелитоморфный карбонат. В отдельных случаях количество CaCO_3 достигает 35% (табл. № 1), что дает возможность назвать такие глинисто-карбонатные породы мергелями.

Таблица 1.

Карбонатность некоторых палеогеновых глинистых пород

№№ п/п	№№ образцов	Нерастворимый остаток %	Растворимая часть (CaCO_3) процентно	Название породы	
				По Вишнякову	По Теодоровичу
1	1628	69,8	30,2	Мергель	Известково-глинистый мергель
2	1630	67,75	32,25	Мергель	"
3	1631	67,75	32,35	Мергель	"
4	1632	64,7	35,3	Мергель	"

Большинство пелитолитов же содержит карбонат в количестве меньше 20—25% и определяются как известковые глины. Чистые глины попадаются редко.

Что касается структурного состава глин Алгетского разреза надо отметить, что большинство их содержит то или иное количество алевроитового, а в небольшом количестве и псаммитового материала. По структурной номенклатуре большинство этих глин определяется как слабопсаммитовые алевроитовые пелитолиты и меньшая часть как пелитовые алевролиты (табл. 2).

Таблица 2

Структурный анализ некоторых палеогеновых глин Алгетского разреза

№№ п/п	№№ образцов	Псаммитовая фр. 0,1 мм (процентно)	Алевроитовая фр. 0,1—0,01 мм (процентно)	Пелитовая фр. 0,01 мм (процентно)	Название породы по структурной номенклатуре
1	86	16,85	43,15	40	Слабо псаммитовый пелит-алевролит
2	88	2,5	46	5	Алевроитовый пелитолит
3	90	9,9	49,65	41,45	Пелит-алевролит
4	91	14,9	35,9	49,2	Слабо псаммитовый алевропелитолит

Исследование пелитовых частиц глинистых отложений описываемого разреза (оптические данные, окрашивание) показало, что почти все глины можно отнести к монтмориллонит-бейделлитовому типу. В очень редких случаях замечается незначительная примесь гидрослюд.

После рассмотрения терригенных отложений палеогена перейдем к описанию карбонатных пород.

2. Карбонатные породы в палеогене пользуются небольшим распространением; представлены преимущественно слабо песчанистыми, туфогенными и реже глинистыми известняками и мергелями. Приурочены, главным образом, к верхней части палеоцена ниже же встречаются лишь в виде отдельных прослоев.

Наиболее часто встречаются песчанистые известняки. Это светло-серые реже синевато-серые породы. Микроскопически порода состоит из микрозернистой карбонатной массы, в которой в большом количестве наблюдается микрофауна и в меньшем количестве — псаммитовые частицы слабоокатанных измененных обломков пород. В небольшом количестве присутствует плагиоклаз и роговая обманка. Микрозернистый карбонат иногда содержит примесь глины.

Туфогенные известняки в основном похожи на вышеописанные песчанистые разности. Отличие от них сводится лишь к тому, что в песчанистой части здесь преобладает туфогенный материал представленный свежим зональным плагиоклазом и свежей же роговой обманкой. В подчиненном количестве присутствует терригенный материал. Туфогенные известняки приурочены главным образом к верхней части пачки 7 нашего разреза, т. е. к самым верхам палеоцен-нижнего эоцена и к низам среднего эоцена.

Глинистые известняки, известковые глины и мергели представляют собой переходные породы от терригенных к карбонатным. Мы их частично коснулись при описании терригенных отложений. Сейчас отметим лишь, что все эти породы содержат примесь глинистого материала в том или ином количестве. В них часто наблюдается микрофауна фораминифер.

Пирокластолиты в палеогеновых отложениях пользуются значительным распространением и приурочены к трем стратиграфическим горизонтам (пачки 3, 6, 7). Среди пирокластолитов выделяются туфовые и лавовые брекчии, литокластические, кристаллолитокластические и кристаллокластические туфы и туфогенные песчаники.

Туфобрекчии и лавовые брекчии пользуются широким распространением, результаты их детального изучения приводятся в статье Г. А. Микадзе (1960), поэтому здесь ограничимся кратким описанием. Это массивные, реже толстослоистые крупно и мелкообломочные породы светло-серого или желтоватого цветов. Слагаются из обломков также светлых тонов — белых, желтоватых, чуть розоватых и светло-серых. Обломки обычно сильно угловаты. Как макроскопически так и микроскопически отличаются однообразием и в большинстве случаев представлены дацитовыми породами. В совершенно подчиненном количестве наблюдаются известняки и плагиоклазовые порфиристы.

Обломки дацита микроскопически состоят из микрогранулитовой основной массы, в которой видны мелкие изометричные кристаллы кварца и удлиненные лейсты олигоклаза; встречаются скопления крупных фенокристаллов совершенно прозрачного, часто зонального плагиоклаза андезинового ряда. В небольшом количестве наблюдаются фенокристаллы темного силиката с кристаллическими очертаниями характер-

ными для роговой обманки (шестиугольные разрезы). Роговая обманка почти нацело замещена глинисто-хлоритовой и реже карбонатной массой. Часто наблюдается опацификация. В значительном количестве присутствует рудный минерал, часто лимонитизированный.

Известняки обычно представлены микрозернистыми полидетритовыми разностями.

Измененные плагиоклазовые порфириды состоят из хлоритизированной и лимонитизированной основной массы пилотакситовой структуры, в которой попадаются редкие фенокристаллы измененного плагиоклаза.

Как отмечалось, известняки и плагиоклазовые порфириды составляют совершенно незначительную часть обломков. В обломках в основном наблюдаются дацитовые породы. Цемент брекчий представлен литокластическим туфом со стекловатым или измененным туфогенным материалом. В лавовых же брекчиях цементом является роговообманковый дацит.

Литокластические туфы состоят, главным образом, из обломков роговообманково-биотитовых дацитов с крупными фенокристаллами кварца. Основная масса обломков микрогранулитовая, микрофельзитовая или витрофировая. Цемент туфобрекчий аналогичен вышеописанным псаммитовым туфам, а иногда представлен стекловатой массой. Эти обломки петрографически совершенно идентичны изученным Г. С. Гугунашвили (1948) роговообманково-биотитовым дацитам, внедренным в верхнемеловую вулканогенную толщу в сел. Самшвилде.

Кристаллолитокластические туфы в нижнем палеогене наблюдаются в сел. Богви и в полосе с. Мацевани — Голтети среди глин, известковистых глин и мергелей. Они сложены материалом роговообманково-биотитовых дацитов. Кристаллолитокластические туфы несколько иного состава (туфы роговообманковых дацитов) встречаются в горизонте палеоценовых туфобрекчий. Так как в статье Г. Микадзе и М. Беридзе (1960) приводится их детальная характеристика, здесь ограничимся вышесказанным.

Туфогенные песчаники в основном аналогичного состава с кристаллолитокластическими туфами. Разница лишь в том, что здесь в значительном количестве наблюдаются измененные, иногда окатанные обломки пород, большей частью порфириковой структуры.

Кристаллокластические туфы приуроченные к среднему эоцену состоят из обломков свежих кристаллов плагиоклаза, роговой обманки и в меньшем количестве пироксена. Плагиоклаз часто зональный андезин-лабрадор. Изредка слабо серицитизирован. Роговая обманка зеленая, большей частью также мало изменена. Пироксен представлен авгитом с $cNg=42^{\circ}-48^{\circ}$. Авгит иногда заметно карбонатизирован. Надо отметить, что в верхних горизонтах среднего эоцена заметно увеличено количество пироксена. Цементирующим веществом большей частью является значительно карбонитизированная и, местами, хлоритизированная туфогенная масса.

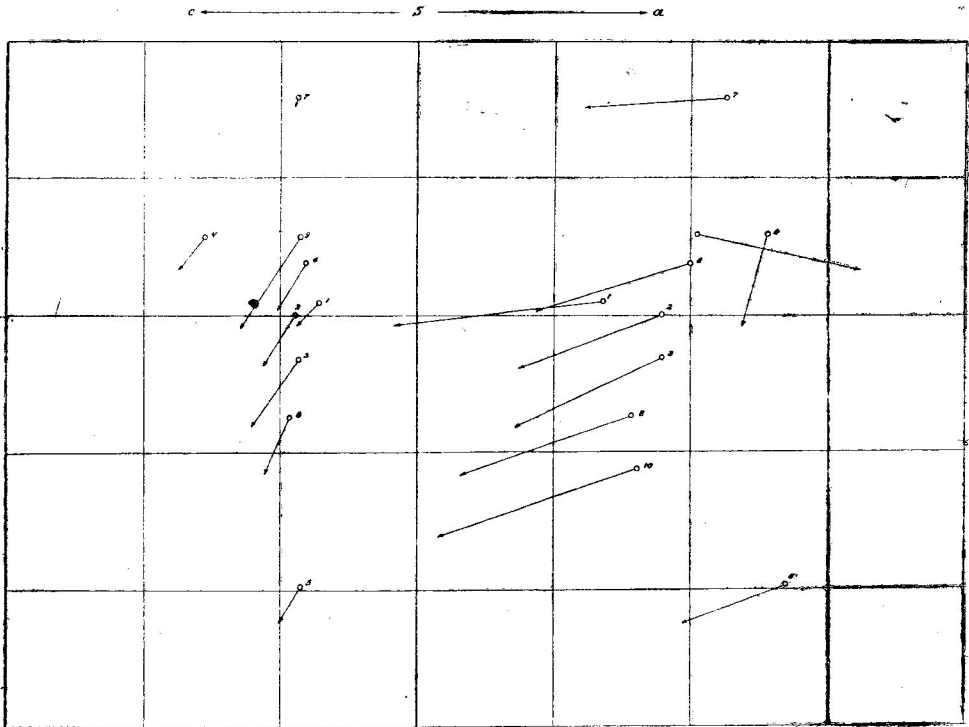
ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОЦЕН-НИЖНЕЭОЦЕНОВЫХ ДАЦИТОВЫХ ПИРОКЛАСТОЛИТОВ

Результаты химических анализов палеоцен-нижнеэоценовых дацитовых пород и их числовые характеристики по А. Н. Заварицкому приводятся в таблицах 3 и 4.

Анализы 1—7 относятся к палеоценовым дацитам, а анализ № 9 — к нижнеэоценовому дацитовому туфу.

Рассмотрение диаграммы (фиг. 2) построенной на основании химических анализов и числовых характеристик пород, позволяет сделать некоторые выводы.

1. Все породы характеризуются ясно выраженной бедностью щелочами.



1-7 палеоценовые дациты 8- палеоценовый туф 9-средств по доли 10-дацит; Вулкана Мей-Пеле

Фиг. 2. Диаграмма химизма палеоцен-нижнеэоценовых вулканогенных образований

2. Векторы на плоскости ASB обращены влево, что говорит о пересыщении этих пород глиноземом.

Кроме этого привлекают внимание также некоторые детали:

1. В образце № 389 (анализ 6), в отличие от других, сильно увеличено количество CaO , что вызвано карбонатизацией породы. На диаграмме это выражено поворотом вектора вправо.

2. Буро-фиолетовая брекчиевая лава плагиоклазового порфирита из окр. сел. Тбети (обр. № 384, анализ 5) значительно отличается от остальных дацитов: как видно по данным хим. анализа она, подобно другим, пересыщена глиноземом; в отличие же от них содержит больше щелочей, Fe_2O_3 и меньше SiO_2 , вследствие чего ее вектор расположен правее и ниже роя векторов дацитов.

Интересно то обстоятельство, что начальная точка вектора нижнеэоценового туфа (ан. 9) расположена на вариационной линии палеоценовых дацитов, но несколько ниже. Это говорит о том, что палеоценовые и нижнеэоценовые пирокластолиты ущелья р. Алгети сходны и по характеру химизма.

На плоскости CSB векторы располагаются также на одной линии, показывая, вместе с тем, преобладание Na над K-ем. Исключение сос-

Химические анализы дацитов

Таблица 3

№№ по пор.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ образца	088	088 ^г	234	271	384	389	825		1626
Окислы	весовые проценты								
SiO ₂	73.12	67.88	69.76	67.00	52.35	60.00	72.44	65.68	59.81
TiO ₂	0.11	0.12	0.10	0.11	0.82	0.12	0.19	0.57	0.12
Al ₂ O ₃	16.73	17.48	17.38	18.21	21.65	17.48	15.90	16.25	17.88
Fe ₂ O ₃	1.54	2.56	2.09	2.31	10.24	1.49	0.91	2.34	1.97
FeO	0.15	0.38	0.23	0.23	0.07	0.19	0.41	1.90	0.15
MnO	0.03	следы	0.03	0.05	0.22	0.26	0.02	0.06	следы
MgO	0.48	1.18	0.90	1.80	1.56	0.50	0.04	1.44	1.65
CaO	3.20	3.72	3.42	3.57	4.46	9.08	3.66	3.46	3.57
Na ₂ O	2.02	2.96	3.29	2.81	4.18	2.84	4.12	3.97	2.46
K ₂ O	1.86	1.92	2.11	2.06	2.50	2.18	1.65	2.67	1.18
BaO	нет	нет	нет	нет	нет	нет	0.03	—	нет
P ₂ O ₅	0.04	0.07	0.05	0.07	0.23	0.04	нет	—	нет
SO ₃	1.15	0.08	0.12	0.08	0.10	0.08	—	—	0.02
H ₂ O — 110°	1.15	1.18	0.67	0.76	1.31	0.34	—	—	0.06
п.п.п.	0.21	0.44	0.29	1.34	0.63	4.90	0.58	1.50	5.89
							0.40	—	4.09
Сумма	99.75	99.97	100.84	100.40	100.32	99.50	100.08	99.99	99.87
Литерат. источник	Г. Микадзе					Б. Беликов С. Кузнецов		Средний дацит по Дели	М. Беридзе
Аналитик	Ц. Лабарткава					Аизин			
Место взятия образца	ущ. реки Алгети	у. реки Алгети	ущ. реки Михайловки	ущ. реки Храми	сел. Тбиси	гора Орбети	ущ. реки Алгети	с. Мадзевани.	

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Таблица 4

№ № пп	О с н о в н ы е				Д о п о л н и т е л ь н ы е				
	a	c	b	s	f'	m'	c'	a'	n
1	6.8	3.7	9.5	80.0					
2	8.9	4.5	10.0	76.6	13.9	8.3		77.8	30.8
3	10.0	4.1	8.1	77.8	25.7	20.3		54.0	69.7
4	8.9	4.3	11.6	75.2	23.0	18.2		57.8	70.7
5	13.4	4.4	19.9	62.3	18.0	26.2		55.8	68.2
6	10.2	7.8	7.1	74.9	46.8	14.2		39.0	71.5
7	11.3	4.4	2.1	82.2	26.3	12.6	61.1	—	66.2
8	12.8	4.3	7.0	75.9	43.4	3.3		53.3	79.5
9	7.8	4.5	10.0	76.6	55.9	34.3		9.8	68.9
						20.3		54.0	69.7

тавляет анализ 6 с вектором, отклонявшимся немного влево, ввиду сильной карбонатизации породы.

По своим основным химическим признакам палеоцен-нижнеэоценовые вулканогенные образования ближе всего подходят к типу вулкана Мон-Пеле с. о. Мартыника.

Начальная точка среднего дацита по Дели располагается несколько правее от палеоцен-нижнеэоценовых дацитов.

Следует отметить, что химизм палеоцен-нижнеэоценовых пирокластолитов ущ. р.р. Алгети и Храми отличается от химизма среднеэоценовых вулканогенных образований Боржомского района Аджаро-Триалетской складчатой системы. Последние более основные, заметно щелочнее и, в отличие от первых, не показывают пересыщенности глиноземом.

Сравнительно кислый характер вулканизма ущ. р. Алгети — переходной зоны между геосинклиналью и глыбой — по мнению Г. С. Дзодзенидзе (1948), является следствием контаминации магмы с глыбой, поэтому некоторые различия в петрохимическом характере продуктов вулканизма двух названных областей должно казаться естественным.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Минералогический анализ показал, что тяжелая фракция палеоэоценовых отложений довольно многообразна и в значительной мере меняется в вертикальном разрезе (табл. 5). В основном представлена рудными минералами (магнетит, лимонит, пирит), группой устойчивых минералов (циркон, апатит, турмалин, гранат), пироксен-амфиболами, эпидот-цоизитом, биотитом и хлоритом.

Рудные минералы имеются почти во всем разрезе и составляют значительную часть (больше половины) всей тяжелой фракции. Обычно преобладают магнетит и лимонит. Пирит играет подчиненную роль и присутствует не во всех анализированных фракциях, хотя спорадически количество его достигает 80 процентов. Надо отметить, что в таких случаях пирит большей частью конкреционный и нередко (обычно в известняках) выполняет раковины фораминифер. Лимонит в виде землестых масс, часто развит по магнетиту или пириту. Магнетит встречается преимущественно в виде неправильных обломков, реже — кристаллических зерен.

Из группы устойчивых минералов наибольшим распространением пользуется циркон, который в том или ином количестве присутствует почти во всех образцах за исключением самых верхних частей описанного разреза (пачка 7 — верхи среднего эоцена). Наибольшее количество циркона наблюдается в средней части разреза (пачка 4 и 5), где преимущественно развиты песчаные отложения. Последние наиболее богаты ассоциацией тяжелых минералов. В этой части разреза количество циркона заметно увеличено и в среднем равно 15—20%. Выше, в области развития глинистых и мергелистых отложений, циркон представлен не во всех образцах и количество его не превышает 5—6%, а в самых верхних частях разреза, как отмечалось, циркон отсутствует вовсе.

Апатит пользуется почти таким же широким распространением, как и циркон. В нижних частях разреза присутствует почти во всех образцах в количестве 8—10%, в верхней же части (пачки 7), преимущественно в среднеэоценовых отложениях, совершенно исчезает. Надо отметить, что наибольшее количество апатита приурочено к фракциям дацитовых брекчий и праувакковых песчаников, в которых преобладают продукты размыва этих брекчий, где количество апатита достигает 30—35%.

Таблица 5
Минералогический анализ тяжелой фракции палеогеновых отложений
по р. Алгети (восходящий разрез)

№ образцов	Название породы	% содержание в тяж. фракции														
		Магнетит	Лимонит	Пирит	Циркон	Апатит	Турмалин	Гранат	Шпинель	Пироксен	Роговая обманка	Эпидот	Цоизит	Биотит	Хлорит	Карбонат
1 39	Граувакково-плаггиоклаз, песчаник	36	6	—	8	19	—	4	5	8	—	12	—	—	2	—
2 40	Плаггиоклаз-граувакковый песчаник	31	—	—	9	19	4	—	12	11	—	12	—	—	2	—
3 41	Песчаник	4	—	80	2	7	1	—	—	—	—	6	—	—	2	2
4 43	Известковистый песчаник	22	—	20	—	14	—	18	8	—	—	18	—	—	—	—
5 44	Кварцево-граувакк, песчаник	44	—	8	2	11	—	10	5	—	—	20	—	—	—	—
6 45	"	4	—	50	9	12	—	7	6	—	—	8	4	—	—	—
7 46	Кварцево-плаггиоклаз, песчаник	38	9	7	9	14	—	—	—	4	—	11	8	—	—	—
8 47	Кварцево-граувакк. песчаник	38	4	—	6	14	2	—	4	10	—	18	—	—	4	—
9 48	"	16	—	47	4	8	—	2	9	3	—	5	—	—	6	—
10 49	Кварцево-плаггиоклаз, песчаник	35	19	—	11	8	—	7	2	—	—	6	—	—	12	—
11 50	"	15	11	—	35	6	8	—	—	—	—	2	—	—	1	8
12 51	Кварцево-плаггиоклаз, песчан.	26	12	32	5	8	—	—	2	1	—	12	2	<1	8	—
13 52	Граувакко-плаггиоклаз, песчан.	38	—	30	3	9	—	4	8	—	—	6	—	—	2	—
14 53	Песчанистый известняк	11	1	67	<1	12	—	4	4	4	—	—	—	—	—	—
15 54	Известковистый песчаник	44	16	—	2	7	—	4	9	—	—	4	—	—	1	6
16 55	"	48	9	—	6	14	4	11	8	—	—	—	—	—	—	7
17 57	Дацитовая брекчия	50	11	—	6	32	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
18 59	Граувакк. песчаник	26	28	—	4	42	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
19 62	"	34	22	—	8	31	—	—	—	—	—	<1	—	—	—	—
20 63	Д а ц и т	41	—	—	4	54	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
21 64	Известков. граувакково-плаггиоклаз, песчаник.	47	12	6	12	14	<1	7	—	—	—	—	—	—	—	—
22 65	Известковая глина	40	36	—	6	6	—	10	2	<1	—	—	2	—	—	—
23 66	Граувакк. плаггиоклаз, песч.	39	12	—	14	18	<1	6	4	—	—	—	—	—	—	—
24 67	Глинистый известняк	39	16	—	16	17	5	7	—	—	—	—	—	—	7	—
25 68	Граувакково-плаггиоклаз, карб. песчаник	45	25	—	22	4	—	—	<1	—	—	—	—	—	—	—
26 69	Глинистый известняк	4	—	56	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—
27 70	Граувакк плаггиоклаз, песч.	45	20	—	28	4	—	—	—	<1	—	—	—	—	—	—
28 71	Глинистый известняк	44	12	—	20	18	—	—	2	—	—	4	—	—	2	—
29 72	Граувакк. плаггиоклаз, карб. песчаник	48	30	12	8	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—
30 73	Глинисто извест. песчаник	40	29	18	6	4	—	—	2	—	—	—	—	—	<1	—
31 74	Песчан. глинистый извест.	40	24	20	11	5	—	—	—	—	—	—	—	—	<1	—
32 75	Граувакк. плаггиоклаз, песч.	40	32	—	12	6	—	—	6	—	—	4	—	—	<1	—
33 76	Кварцево-плаггиоклаз	48	20	—	19	7	—	—	6	—	—	—	—	—	—	—
34 77	Гравелит граувакковый	40	24	—	21	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
35 78	"	49	28	6	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	—
36 79	Известковый песчаник	30	27	14	12	12	—	—	4	3	—	—	—	—	—	—
37 80	Кв. плаггиоклаз, песчаник	55	18	19	6	9	—	—	1	4	—	—	—	—	—	—
38 81	"	58	15	12	6	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
39 82	Известковистая глина	—	—	99	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—
40 83	Кв. плаг. известк. песчаник	40	30	—	20	4	—	—	<1	—	<1	—	—	—	—	—
41 84	Глинистый известняк	54	42	—	2	—	—	—	4	<1	—	2	—	—	—	—
42 85	Известковистый песчаник	16	9	69	1	—	—	—	—	<1	—	—	—	—	—	—
43 86	"	2	1	96	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	3
44 87	Глинистый известняк	6	8	84	—	—	—	—	<1	—	—	—	—	—	—	—
45 88	Слабоглинистый известняк	21	7	50	1	17	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—
46 90	Известковистая глина	—	54	46	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	—
47 91	"	11	79	—	2	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
48 92	Слабопесчанистый известняк	49	6	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
49 93	"	64	2	<1	3	—	—	—	<1	—	—	40	—	—	4	—
50 94	"	56	—	—	1	—	—	—	<1	—	—	29	—	—	—	—
51 95	"	50	—	—	1	—	—	—	<1	—	—	40	—	—	3	—

продолжение

№ образцов	Название породы	продолжение														
		Магнетит	Лимонит	Пирит	Циркон	Апатит	Турмалин	Гранат	Шпинель	Пироксен	Роговая обманка	Эпидот	Цоизит	Биотит	Хлорит	Карбонат
52	96 Туфогенный известняк	28	—	—	6	—	—	—	—	—	54	—	—	12	—	—
53	97 Слабопесчанистый известн.	48	—	—	6	—	—	—	—	—	56	—	—	—	—	—
54	98 Туфогенный известняк	35	15	—	3	—	—	< 1	—	8	39	—	—	—	—	—
55	99 " "	17	12	—	4	—	—	—	—	—	67	—	—	—	—	—
56	100 " "	4	30	—	—	—	—	—	—	—	22	—	—	—	—	—
57	101 Слабоглинистый известняк	4	11	26	2	4	—	—	—	—	35	—	—	—	—	—
58	102 Микрозерн. песчанист. изв.	10	8	14	—	—	—	—	—	—	32	—	—	—	4	—
59	103 Туфогенный известняк	23	9	—	—	—	—	—	—	—	36	—	—	—	4	—
60	104 Туфогенный песчаник	24	5	—	—	—	—	—	—	—	59	—	—	—	—	—
61	105 " "	21	6	—	—	—	—	—	—	—	31	—	—	—	—	—
62	106 Туфогенный известняк	21	1	—	—	—	—	—	—	—	18	—	—	—	—	—
63	108 П о р ф и р и т	20	30	42	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
64	111 Г л и н а	8	—	92	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Что касается остальных минералов группы устойчивых (турмалин, гранат, шпинель), они наблюдаются сравнительно в меньшем количестве, в среднем 4—5%; во многих образцах они отсутствуют вовсе. Сравнительно большим развитием они пользуются в тех же частях разреза, где увеличивается % циркона, апатита и, также как и последние, исчезают в верхней части разреза. Что касается эпидот-цоизита, хлорита, биотита, все эти минералы очень непостоянны и появляются спорадически в небольших количествах.

Пироксены и амфиболы пользуются наибольшим развитием в верхних частях разреза (ср. эоцен).

Пироксен представлен авгитом; наблюдается в небольшом количестве в нижних частях разреза и обычно связан с граувакковыми песчаниками. В верхней же части разреза (ср. эоценовые отложения) роль авгита заметно возрастает и количество его достигает от 30 до 55%.

Роговая обманка в нижней части разреза почти совершенно отсутствует и лишь изредка наблюдается в количестве меньше одного процента, изредка 1—2%. В пачке 7 (верхний палеоцен-ср. эоцен), роговая обманка появляется в большом количестве. Появление ее примерно совпадает с началом отложения пачки 7. Количество роговой обманки здесь с начала же высокое и исчисляется 35—40%, кверху количество чуть уменьшается.

Пироксен появляется несколько позже роговой обманки и количество его вскоре достигает количества последней, а иногда и превышает его.

Таким образом, минералогический анализ показал, что тяжелая фракция палеогеновых отложений сложена в основном ассоциацией минералов характерной для комплекса кислых и средних вулканогенных пород и почти совершенно не содержит минералов характерных для метаморфического комплекса пород.

Следует отметить, что изменение ассоциации минералов в верхней части разреза (пачка 7) — уменьшение количества циркона и апатита и значительное увеличение количества роговой обманки и пироксена — свидетельствует об изменении характера отложений в верхней части разреза.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

В палеогеновых отложениях этого участка выделяются терригенные и вулканогенные образования.

Палеоцен-нижнеэоценовые отложения по литологическому характеру делятся на 8 горизонтов.

1. Маломощный горизонт песчаников и конгломератов полимиктового состава. В некоторых местах, где переход датских отложений в палеоценовые согласный, выделяется пачка серых известковистых алевролитовых глин.

2. Горизонт представленный чередованием известковистых песчаников и аргиллитов с редкими прослоями известковистых глин.

3. Мощный горизонт дацитовых брекчий с редкими прослоями аргиллитов и граувакковых известковистых песчаников.

4. Горизонт песчаников (преимущественно известковистых) с редкими прослоями глин.

5. Горизонт глинистых известняков и известковистых глин и песчаников с линзами и прослоями песчаников, в которых наблюдаются признаки прибрежной фации (линзы глин, гальки конгломератов, обуглившиеся растительные остатки).

6. Горизонт глин и мергелей, в котором имеются выходы туфов дацитового состава (содержащие кварц, роговую обманку и биотит).

7. Горизонт известняков преимущественно песчанистых, изредка глинистых или туфогенных с редкими прослоями глин и аргиллитов.

8. Туфогенная пачка датируемая средним эоценом, за которой выше уже следуют конгломераты верхнеэоценового или нижнеолигоценового возраста.

На основании литологического изучения выяснилось, что терригенные отложения палеогена сложены, главным образом, продуктами размыва нижележащих верхнемеловых карбонатных и вулканогенных отложений и в значительной мере содержат материал андезит-дацитового комплекса нижнепалеогенового, а возможно частично также и верхнемелового возраста.

В незначительном количестве в них наблюдаются продукты размыва таких пород, которые можно отнести к более древним образованиям — нижним туффитам, лейасу и др. Таковыми являются обломки, представленные среди галек конгломерата и зерен песчаника окварцованными, измененными породами, среди которых некоторые обладают порфировой структурой. Эти породы составляют лишь незначительную часть материала, слагающего песчаники и конгломераты палеоцена.

Что касается кварца, наблюдаемого среди галек конгломерата, то наличие его вероятно объясняется существованием кремнистых стяжений в меловых известняках, а возможно также и небольших кварцевых жил.

Таким образом, источниками питания терригенных отложений палеогена в основном служил верхнемеловой субстрат, представленный карбонатными отложениями и туфобрекчиями разных порфиритов, а также вулканогенный комплекс, главным образом, дацитового состава.

Такое мнение об источниках питания палеогеновых отложений подтверждается минералогическим анализом тяжелой фракции, слагающейся, главным образом, ассоциацией минералов характерной для комплекса кислых и средних вулканогенных отложений и почти совершенно не содержащей минералов характерных для метаморфического комплекса.

Изучение вулканогенной фации привело к следующим выводам:

1. Развитые в палеоцен-нижнем эоцене вулканогенные отложения являются лавовыми брекчиями, туфобрекчиями и туфами дацитового состава, в то время, как среднеэоценовые вулканогенные отложения представлены, главным образом, пирокластолитами более основного андезитового состава (туфы авгит-роговообманково-андезиновых порфиров).

2. Дацитовые брекчии, а также лито- и кристаллолитокластические туфы того же состава, по петрографическому составу и петрохимическим данным, как отмечалось выше, отличаются от среднеэоценовых вулканогенных образований Боржомского района, что дает возможность подтвердить предположение Г. С. Дзоценидзе, что палеоэоценовый кислый вулканизм бассейна р. Алгети — переходной между глыбой и геосинклиналью зоны — является следствием контаминации магмы с глыбой.

В отношении условий образования палеоэоценовых отложений описанного разреза, надо отметить, что накопление осадков происходило, по-видимому, в неглубоком морском бассейне и прибрежная полоса в некоторые периоды оказывались с непосредственной близости, или в самой области исследованного района, на что указывает фациальный характер отложений.

Накопление осадков происходило преимущественно в восстановительных условиях, о чем свидетельствует наличие небольшого количества распыленного пирита и присутствие в некоторых частях разреза обуглившихся растительных остатков. Но, по-видимому, в связи с близостью прибрежной полосы, восстановительные условия часто нарушались и сменялись окислительными.

Среда, в которой происходило осаждение, по-видимому, большей частью была слабощелочная, в пользу чего свидетельствуют характер глин (монтмориллонит-бейделлитовые) и значительное количество существующего в осадках карбонатов для образования которых, как известно, щелочная среда является благоприятным условием.

ЮЖНАЯ ПОЛОСА

Эта полоса охватывает южную и западную периферии Локского кристаллического массива в пределах Дманисского района ГССР и Степанаванского района Армянской ССР, где палеоэоценовые отложения слагают северные и южные склоны Сомхитского хребта и г. Шиндляр в северо-западной части района. Главными водными артериями являются р. Мошевани в южной и р. Машавера в западных частях района.

Тектоника этой полосы не сложна — породы имеют моноклинальное падение на юго-запад от массива, обычно с малыми углами. На южном склоне Сомхитского хребта наблюдается нарушение сбросового типа, тянущееся вдоль хребта с общим простираанием 300° . В слоистых туфах и туфопесчаниках южного склона в районе с. Привольное отмеча-

ется синклиналь, а на перемычке Ляльвар-Леджан — небольшой синклинальный прогиб (3).

Палеоген здесь, в отличие от палеогена Аджаро-Триалетской складчатой системы, представлен только средним эоценом, залегающим трансгрессивно на разновозрастных породах (палеозойском массиве, лейасе, байосе и мелу).

Среднеэоценовые отложения в западной части района перекрываются молодыми долеритовыми лавами, поэтому непосредственно проследить их по простирацию и увязать с эоценом Аджаро-Триалетской складчатой системы не удастся. По предположению П. Д. Гамкрелидзе (1949) среднеэоценовые отложения Локского массива своим стратиграфическим положением должны соответствовать нижней слонимской цветной свите вулканогенной толщи Аджаро-Триалетской складчатой системы.

На перифериях Локского кристаллического массива эоценовые отложения впервые были выделены на г. Ляльвар В. Грушевым в 1932 г., а в 1935 г. П. Гамкрелидзе и В. Эдилашвили они были прослежены по хребту Ляльвар-Локи. Немного позднее В. Эдилашвили в Дманисском районе выделил широкую полосу развития среднеэоценовой вулканогенной свиты, относимую предыдущими исследователями к мелу (1949).

Вопросы геологии среднего эоцена периферий Локского массива освещены в труде К. Габуния и П. Гамкрелидзе (1942). Петрография же района изучена В. Грушевым (1930), И. Баркановым (1936), В. Комар и Б. Высоцким (1946). Некоторые сведения имеются также в отчетах В. Эдилашвили и Н. Канделаки (1948, 1950).

Исследования К. Габуния и П. Гамкрелидзе касаются главным образом, нижней части среднеэоценовой свиты. В результате их работ в наиболее сложно построенных участках района (окрестности сс. Джандар и Гора) были установлены границы среднеэоценовой свиты с нижележащими, очень похожими на них, байосскими и лейасскими отложениями. Ими была также установлена и фациальная изменчивость отдельных литологических единиц среднего эоцена.

По мнению этих авторов в эоцене Локского массива можно выделить 4 главные литологические единицы; 1) конгломераты и песчаники; 2) нуммулитовые песчаники; 3) песчанистые известняки; 4) вулканогенная толща.

1. Конгломерат состоит из окатанных галек пород порфиритовой свиты байоса, слюдястых песчаников лейаса, а также кварцитов и пород кристаллического массива. Песчаники аркозовые и по составу сходны с песчаниками лейаса.

2. Нуммулитовые песчаники буро-серые несколько мергелистые породы содержащие фауну нуммулитов.

3. Песчанистые известняки замещают фациально нуммулитовые песчаники, залегаая в виде быстро выклинивающихся по простирацию линз.

4. Мощная вулканогенная толща, представлена туфобрекчиями

туфопесчаниками, туфами и покровами порфиритов. Фации этого горизонта по мнению К. Габуния и П. Гамквелидзе замещают друг друга и в стратиграфической последовательности их никакой закономерности нельзя приметить.

Среднеэоценовые породы микроскопически впервые изучил В. Грушевой (1935). В результате петрографического описания разреза северного склона г. Ляльвар, автор среднеэоценовую вулканогенную свиту делит на две толщи: верхнюю, содержащую плагиоклаз ряда лабрадора (№ 60) и выше, и нижнюю — с плагиоклазами андезинового ряда (№ 45). Здесь же детально описаны вторичные процессы, за исключением альбитизации, которую автор не считает характерной для эоценовых порфиритов. Полученные данные В. Грушевой распространяет и на породы г. Лок. Работа И. В. Барканова (1936), касающаяся окрестностей селений Камышло, Саатло и Локского хребта, разбирается в статье Г. Чихрадзе и М. Беридзе (1958); избегая повторений, мы здесь отметим лишь, что кое-какие вопросы, рассматриваемые в работе И. Барканова, требуют уточнения, некоторые же в результате проведенных нами исследований представляются в ином свете. Так, например, выясняется, что туфы северного склона Локского хребта и «Локские порфириты» представляют собой петрографически единый комплекс, за которым стратиграфически выше следуют альбитофиры и кислые туфы южного склона.

Таким образом, предположение И. В. Барканова, что альбитофиры подстилают «Локские порфириты» и по простиранию должны выходить на северном склоне, и также предполагаемая им последовательность вулканических излияний (излияние в окр. сел. Сариар сперва кислых, а затем основных и средних лав в виде «локских порфиритов») для изученного района не подтверждается.

В вышеназванной статье Г. Чихрадзе и М. Беридзе (1958) авторы касаются также труда В. А. Комар и Б. Б. Высоцкого (1946) отмечая, что полученные ими в результате исследований среднеэоценовых порфиритов данные, несколько противоречат данным, приводимым в труде В. А. Комар и В. П. Высоцкого.

В отчете Н. Канделаки и соавторов (1950) породы вулканогенной толщи делятся на следующие разновидности: авгит-лабрадоровые, авгитовые, кварцевые и роговообманковые порфириты. Наибольшим развитием в исследуемом районе, по их мнению, пользуются первые две разновидности.

В юго-западном направлении от массива, уже за пределами Грузинской ССР, эти исследователи, как и И. В. Барканов, отмечают также широкое распространение кислых пород: кварцевых альбитофиров, альбитофиров, полосчатых туфов с большим содержанием кварца и кварцевых порфиритов.

Среди этих пород авторы описывают также покровы авгитовых андезитов.

В северной части распространения эоценовой толщи авторы отмечают выход жильной породы диабазового типа.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ

В связи с изучением палеогена Южной Грузии в период полевых работ 1956—58 годов нами были составлены следующие детальные литологические разрезы эоценовых отложений Локского массива: по северному, северо-восточному и северо-западному склонам г. Ляльвар, от Локского перевала по направлению селений Сариар-Саатло, в правых и левых притоках среднего течения р. Пиназаури, в бассейне р. Карасу и в окрестностях селений Дманиси, Кизил-килиса, г. Шиндляр и др. (фиг. 3). Приводим описание некоторых характерных разрезов.

**Восходящий разрез от Локского перевала по направлению
к селению Сариар-Саатло**

У мест. Ташбаш на лейасские конгломераты налегает аналогичная им по составу:

1. Пачка конгломератов и кварцевых песчаников среднего эоцена. Галька конгломератов этой пачки состоит в основном из лейасских кварцево-сланцевых песчаников, кислых эффузивов, кварца и кристаллических сланцев. Песчаники, главным образом, кварцево-карбонатные состоящие в основном из волнистого кварца и небольшого количества обломков кислых эффузивов. В верхней же части наблюдаются обломки порфиритов и иногда и туфогенный материал.

Кварцевые песчаники выше фациально замещаются нуммулитосодержащими песчанистыми известняками.

Мощность всей пачки 20 м.

Элементы залегания аз. пад. 190° , $\angle 10-12^\circ$.

Следует отметить, что восточнее мест. Ташбаш вдоль дороги конгломерат отсутствует. Терригенная часть ср. эоцена представлена мало мощными карбонатными песчаниками, содержащими фауну нуммулитов и ежей. Выше следует уже вулканогенный эоцен. Переход терригенных отложений в вулканогенные постепенный — в восходящем разрезе терригенный и карбонатный материал быстро замещаются вулканогенным. На границе, этих свит выделяется переходный тип пород в виде слоистых туфогенных слабокарбонатных песчаников.

2. Вулканогенный эоцен представлен в нижней части слоистыми серыми участками ржавого цвета, псаммитовыми и алевроит-псаммитовыми лито- и кристаллолитокластическими туфами, в которых наблюдаются в подчиненном количестве маломощные покровы порфиритов и лавовые брекчии.

Мощность пачки 50 м.

Элементы залегания ЮЗ $\angle 19^\circ$.

3. За слоистой пачкой стратиграфически выше следуют породы в основном массивного сложения, представленные лавовыми брекчиями, (порфирит-брекчиями), туфобрекчиями, туфоконгломератами, покровами порфиритов и туфами. Вершина г. Лок и гребневая часть Лок-

ского хребта слагаются в основном порфиритами и порфирит брекчиями («Локские порфириты» В. Г. Грушевого).

Брекчии и покровы порфиритов на отдельных участках характеризуются концентрически-сферически выветриванием. Размеры шаров выветривания достигают 1,5 м.

Покровы порфирита обычно авгит-лабрадорового состава с хорошо выраженной порфириновой структурой.

Лавовые брекчии, туфобрекчии и туфоконгломераты также в основном авгит-лабрадорового состава.

В туфах обломки пород представлены характерными для этой пачки порфиритами и обломками платиоклазов. Надо отметить, что туфы изменены интенсивнее, чем порфириты и брекчии. В туфах наблюдается частичная альбитизация плагиоклаза, хлоритизация, карбонатизация и неолитизация цементирующего вещества.

Мощность этой пачки 350 м.

4. За вышеописанной пачкой на южном склоне Локского хребта в окрестностях сел. Сариар следует, по составу и текстуре значительно отличающиеся от нижележащих, пачка пород представленных туфами, туфобрекчиями и порфиритами. Надо отметить, что контакт между пачками 3 и 4 тектонический; в отличие от нижних горизонтов (пачки 1, 2 и 3) углы падения пород которых малы (10—12°), в верхнем горизонте (пачка 4) углы большие: у линии разрыва достигают 65°, уменьшаясь в юго-западном направлении — в ущельи р. Мошевани — до 30°; в пачке представлены кислые туфы, туфобрекчии и покров андезитового порфирита, среди туфов в незначительном количестве наблюдаются туфогенные песчаники и туфолавы. Следует отметить, что у селения Сариар на левом берегу ручья слоистые породы непосредственно налегают на массивные (пачки 3), а северо-западнее селения Сариар между ними (пачки 3 и 4) наблюдается выход альбитофира.

Альбитофир светлого цвета, иногда содержит небольшое количество кварца; в нижней части часто наблюдается эпидотизация и, кое-где, неолитизация.

Туфы разноцветные: белые, зеленоватые, лиловые и розовые, большей частью литокристалло или кристаллолитокластические. Реже наблюдаются пелитовые туфы и туфогенные песчаники. В туфах обломки кристаллов представлены обычно измененным платиоклазом альбитового или альбит-олигоклазового ряда. Обломки пород представлены большей частью хлоритизированными пелитовыми туфами или оглинившимся вулканическим стеклом. Изредка попадаются обломки измененных порфиритов.

В туфах обломки пород и минералов играют подчиненную роль, составляя от 5% до 20% породы, редко больше. Остальная часть приходится на цемент — пелитовый туфовый материал.

Покров порфирита наблюдаемый в этой пачке значительно изменен. В нем хорошо выражены явления частичной альбитизации.

Мощность этой пачки 500—600 м.

Следует отметить, что в восточном направлении, на северо-восточном склоне г. Лядвар, примерно на стратиграфическом уровне конгломератовой пачки (пачка 1) выходят розовые кристаллические нуммулитосодержащие известняки, переходящие выше в туфогенные известковистые песчаники.

Еще восточнее, по простиранию, на этом же склоне в истоках правого притока р. Ахкерпи выходят туфобрекчии, брекчия-конгломераты и туфы, состоящие, главным образом, из обломков измененных альбитизированных, иногда эпидотизированных плагиоклазовых порфиритов.

Восходящий разрез в правых и левых притоках среднего течения р. Пиназаури (южнее сел. Гора)

Юго-восточнее сел. Гора в истоках ручья Камышло средний эоцен залегает непосредственно на массиве и по данным П. Д. Гамкрелидзе начинается:

1. Конгломератом состоящим из гранитного щебня и кварцевым песчаником содержащим нуммулиты. Мощность этой пачки . . . 10 м.

Вышеназванная пачка не везде прослеживается. Выше вулканогенный эоцен представлен:

2. Массивными андезин-лабрадоровыми порфиридами, туфобрекчиями и лавовыми брекчиями того же состава. Туфобрекчии иногда значительно эпидотизированы. Особенно интенсивная эпидотизация наблюдается в обломках, которые иногда нацело замещены эпидот-цоизитом. Мощность этих туфобрекчий, 400 м.

На водоразделе ручья Камышло и р. Пиназаури за массивными породами следуют слоистые туфы и туфобрекчии, которые в нижней части дислоцированы, но общее падение пород юго-западное с меняющимися углами от 20° до 40°;

В этой литологически довольно однообразной мощной, достигающей 900 метров толще выделяются пачки:

3. Менее измененных серых, светлозеленых более или менее эпидотизированных лито и кристалло-литокластических туфов альбитизированных порфиритов. Среди них наблюдаются маломощные (3—4 м) пачки значительно лимонитизированных и хлоритизированных пелитовых туфов. Стратиграфически выше наблюдаются выходы брекчия-конгломератового слоя, в котором большинстве обломков хорошо окатано. Количество галек в нем составляет 70—80%. Галька и обломки состоят почти всецело из пород аналогичных вмещающим туфам и лишь изредка попадаются обломки авгит-андезиновых порфиритов. Мощность конгломератового слоя 1—1,5 м.

Мощность всей пачки 120 м.

4. Выше выходят интенсивно измененные, белесоватые и голубоватые, реже розоватые туфы, в основном аналогично с вышеописанными туфами состава. В отличие от них здесь кроме интенсивной эпидотизации наблюдается сульфидизация пород. Хорошо видны выделения кристаллов пирита. Эти туфы иногда полосчатые. В них наблюдается чередование голубоватых и розоватых полос. Здесь же наблюдается маломощный (1,5—2 м) выход плагиоклазового порфирита.

Такие же сильно измененные полосчатые, голубоватые; значительно пиритизированные туфы, выходят по шоссе на дороге Тбилиси—Степанаван и в пойме р. Пиназаури. Мощность всей описанной пачки измененных туфов около 300 м. Мощность же всей толщи слоистых туфов обнажающихся по правому притоку р. Пиназаури — 400—420 м.

Далее восходящий разрез непрерывно продолжается вверх по левым притокам р. Пиназаури до г. Авакисар (выс. отмет. 1705,4). В левых притоках выходят:

5. Несколько менее измененные туфы содержащие зеленоватые нацело хлоритизированные включения. В некоторых породах вместе с эпидотизацией наблюдается значительное окварцевание.

В верхних частях толщи появляются покровы альбитизированных и частично эпидотизированных порфиритов и малоизмененных андезин-лабрадоровых порфиритов (витроандезит), которые чередуются со слоистыми туфами. Мощность порфиритов иногда достигает 30—40 м.

В самой верхней части разреза в районе вершины Авакисар (у выс. отм. 1704,4) наблюдаются выходы неизмененных свежих порфиритов андезин-лабрадорного состава (витроандезит). Последние в юго-западном направлении перекрываются четвертичными долеритовыми лавами.

Мощность толщи слоистых туфов по левым притокам р. Пиназаури около 500 метров.

Таким образом, мощность всей толщи слоистых измененных альбитизированных и эпидотизированных туфов по правому и левым притокам р. Пиназаури около 900 м.

В описанном разрезе, также как и в разрезе эоцена Локского перевала, наблюдаются: в нижней части туфобрекчии и туфы более основного состава, а в верхней части — слоистые измененные туфы альбитизированных порфиритов более кислого состава.

Следующий составленный нами разрез по ущелью р. Горасхеви мы не приводим; отметим лишь, что в низах этого разреза среднеэоценовый базальный конгломерат непосредственно налегает на размытую поверхность лейасских конгломератов.

На этом же участке нами составлен также разрез по балке Кошкатола — левому притоку р. Пиназаури.

В отличие от разреза по правым притокам приведенным выше, в вулканогенном эоцене по балке Кошкатола горизонт слоистых туфов представлен лишь отдельными пачками туфов, перемежающихся с туфобрекчиями. Общая мощность пачек слоистых туфов не превышает 60 метров.

Восходящий разрез в бассейне р. Карасу

В среднем течении р. Карасу выше сел. Сафарло выходят: верхнемеловые слоистые отложения представленные, главным образом, туфогенными песчаниками, серыми и розоватыми туфами, кварцево-альбитофирового состава, известняками и в небольшом количестве алевролитами. Элементы залегания этих отложений — 290° , $\angle 20^\circ$; мощность около 300 м.

1. За меловыми отложениями вверх по ущелью не доходя 0,5 км до с. Мамишло выходит вулканогенный эоцен представленный мощной толщей туфобрекчий, которые в нижней части имеют брекчия-конгломератовый характер — обломки пород в них часто значительно окатаны; представлены в нижней части, главным образом, измененными мандельштейновыми плагиоклазовыми порфиритами. В этой толще наблюдаются выходы авгит-лабрадорных порфиритов. В верхних частях толщи в обломках туфобрекчий преобладают авгит-лабрадорные порфириты.

Туфобрекчии продолжаются по ущелью до сел. Амамло.

Мощность толщи около 700 м.

2. Выше наблюдаются выходы сильно измененных литокристаллокластических туфов плагиоклазовых порфиритов. Туфы чередуются с покровами авгит-лабрадорного состава.

Мощность пачки не превышает 30—40 м.

3. В сел. Амамло у родника наблюдается выход измененного хлоритизированного и цеолитизированного роговообманково-авгит-лабрадорного порфирита мощностью около 10—12 м. Выше, судя по отдельным выходам, на расстоянии около 1 км следует вновь толща туфобрекчий, которая продолжается в правом рукаве р. Карасу. Обломки здесь представлены роговообманково-плагиоклазовыми авгитлабрадорными порфиритами и реже диабаз-порфиритами.

4. За сел. Верхнее Безакло наблюдается выход диабаз-порфирита и авгит-лабрадорного порфирита.

5. За туфобрекчиями следует пачка сильно измененных слоистых туфов альбитизированных порфиритов с элементами залегания аз. пад. $220^\circ < 20^\circ$. В этой пачке наблюдается выход диабаз-порфирита авгит-лабрадорного состава. Мощность пачки 50 м.

6. Далее следуют массивные породы представленные авгит-лабрадоровыми порфиритами и альбитофиром со сферолитовой основной массой.

На горизонте выходов этих массивных пород в балке правого рукава р. Карасу, протекающего между правым и левым притоками, наблюдаются выходы авгит-лабрадоровых, роговообманково-плагноклазовых, иногда содержащих кварц, порфиритов, за которыми следует толща сильно измененных туфобрекчий. Изменение их заключается, главным образом, в сульфидизации и в меньшей мере окварцевании и эпидотизации. Из сульфидов наиболее распространен пирит. Редко встречается халькопирит. Измененные туфобрекчий чередуются с такими же измененными сульфидизированными литокластическими туфами.

В верхней части толщи наблюдаются выходы авгит-лабрадоровых порфиритов, чередующихся с измененными, иногда слоистыми туфами красноватого и зеленоватого цветов. Надо отметить, что порфириты изменены значительно меньше.

Видимая мощность толщи измененных туфов и туфобрекчий 300—350 м.

Эти породы продолжают выше — до перевала. Элементы залегания аз. пад. $270^\circ \angle 18^\circ$.

Таким образом, в описанном разрезе эоцен представлен вулканогенной фацией и слагается, главным образом, туфобрекчиями и туфами. Последние имеют подчиненное значение. Горизонт слоистых измененных туфов альбитизированных порфиритов, хорошо выделяющийся восточнее — в ущелье р. Пиназаури, здесь сильно уменьшен и характерные для горизонта слоистые туфы (более кислого состава) выходят лишь в виде маломощной — 50 метровой пачки. Надо отметить, что наблюдающиеся в верхней части разреза сильно измененные оруденелые туфобрекчий и туфы ни в одном из разрезов, описанных нами, не пользуются столь широким распространением.

Восходящий разрез по балке Кизил-килиса и далее к г. Шиндляр

По балке Кизил-килиса выходят верхне-меловые отложения представленные розоватыми и зеленоватыми слоистыми литокристаллокластическими туфами авгит-плагноклазовых порфиритов и измененными витрокластическими туфами. Наблюдаются также диабаз-порфириты. Все эти породы значительно изменены, главным образом, карбонатизированы. Иногда в них имеется и кварц. Элементы залегания аз. пад. $205^\circ \angle 10-15^\circ$.

1. За меловыми отложениями непосредственно следуют зеленоватые туфобрекчий и туфы, состоящие, главным образом, из обломков измененных авгит-лабрадоровых, лабрадоровых порфиритов, диабаз-порфиритов и литокристаллокластических туфов. В верхней части, брекчий вместе с авгит-плагноклазовыми имеются и рогово-обманковые порфириты. Мощность брекчий достигает 85 м.

В обнажении перерыв 30 м.
Западнее сел. Дманиси авгит-лабрадоровые, авгит-роговообманково-лабрадоровые порфириты и их туфы и туфобрекчий, изредка андези-

ты и гиперстеновые андезиты, продолжаются до перекрытия их долеритовыми лавами.

2. После перерыва на протяжении 35—40 метров наблюдаются выходы: кварцевого диабаз-порфирита и диабаз (6 м), авгит-андезинового, авгит-лабрадорского, измененных плагиоклазовых и роговообманково-плагиоклазовых порфиритов. Кверху преобладают роговообманковые и авгит-роговообманковые порфириты.

3. Приближаясь к сел. Шиндляр наблюдаются вновь крупнообломочные брекчии, обломки пород в которых представлены преимущественно роговообманковыми или роговообманково-авгитовыми порфиритами.

Здесь наблюдается маленькая антиклинальная складка, в ядре которой выходят слоистые литокристаллокластические туфы, а в крыльях — брекчированные роговообманковые порфириты. В сел. Шиндляр наблюдаются выходы кварцевого диабаз-порфирита и измененного окварцованного туфа плагиоклазового порфирита.

Западнее Шиндляр за роговообманковыми брекчиями следуют брекчии с обломками авгит-плагиоклазовых порфиритов, которые секутся диабаз-порфиритом мощностью 25 м.

Гора Шиндляр слагается, главным образом, туфобрекчиями авгит-плагиоклазовых и роговообманково-плагиоклазовых порфиритов. В них наблюдаются дайки и пластовые жилы кварцево-плагиоклазовых порфиритов и кварцевых диабаз-порфиритов.

За сел. Шиндляр, по направлению к сел. Дманиси, наблюдаются снова брекчии авгит-плагиоклазового состава, с жилой плагиоклазового порфирита; далее — диабаз-порфирит, выходы которого наблюдаются на протяжении 20—30 м.

Далее опять выходят туфобрекчии, в которых обломки пород представлены: авгит-лабрадоровыми и лабрадоровыми и более или менее измененными порфиритами. Туфобрекчии продолжаются до сел. Дманиси, по близости которого имеются выходы диабаз-порфирита.

Мощность брекчий около 600 м.

Следует отметить, что в Дманисском районе средний эоцен во многих разрезах начинается туфобрекчиями, характер которых не везде одинаков. В истоках р. Кизилкилиса, севернее одноименного селения, в брекчиях наблюдаются крупные глыбы туфогенных слоистых пород, а южнее сел. Гантиади на северо-восточном склоне горы с высотной отметкой 1338, в брекчиях, наряду с обломками туфогенных пород, много обломков известняков аналогичных подстилающих туфобрекчии известнякам. Такая же картина наблюдается в окрестностях сел. Нижний Кара-булах.

Как видно из описаний, в верхних частях некоторых приведенных нами разрезов юго-западной периферии Локского массива (Локский перевал, бассейн р. Пиназаури, притоки р. Карасу, хорошо выделяется горизонт т. н. «слоистых измененных туфов», мощность которого максимальна в притоках верхнего течения р. Пиназаури (окр. с. Гора). Состав и химизма этих своеобразных пород мы коснемся ниже.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОРОД

Как отмечалось, среднеэоценовые отложения делятся на две части: нижнюю — терригенную и верхнюю — вулканогенную.

1. Терригенные отложения, составляющие нижнюю часть эоцена, представлены конгломератами, песчаниками, известковистыми песчаниками, песчанистыми известняками и известняками.

Конгломераты встречаются как крупно, так и мелкогалечные. Галька состоит, главным образом, из лейасских кварцевых и слюдисто-кварцевых песчаников, кислых эффузивов, кварца и кристаллических сланцев (у сел. Ташбаш). В некоторых разрезах (по р. Горас-хеви), среди галек имеются также гранитоиды, кварцево-роговообманковые порфириды, измененные туфы и туфы кварцевых альбитофиров; надо отметить, что галька конгломерата, обнажающегося на северном склоне г. Ляльвар и приуроченного к нижним горизонтам среднего эоцена, состоит всецело из альбитофиров и, в отличие от других эоценовых базальных конгломератов, совершенно не содержит материала лейасских песчаников и других пород.

Окатанность галек обычно значительная. Цемент конгломерата состоит из измельченного материала вышеназванных пород, часто он также является глинисто-серицитовым, участками карбонатизированным.

Среди песчаников выделяются кварцевые и кварцево-карбонатные разновидности.

Кварцевые песчаники состоят, главным образом, из облачного кварца, в небольшом количестве попадаются обломки кислых эффузивов, метаморфических пород, измененного плагиоклаза и листочки мусковита. Изредка в верхних частях наблюдаются обломки порфиритов, а иногда и туфогенный материал.

Зерна песчаника большей частью слабоокатаны и составляют 90% всей породы. Цементация контактного типа. Цемент представлен глинисто-серицитовой массой. Часть кварцевых зерен непосредственно соприкасается друг с другом и имеет зубчатые контуры. Следует отметить, что большинство кварцевых песчаников крупнозернисты со средним размером зерен 0,4—0,5 мм.

Известковистые разновидности более мелкозернисты, характеризуются преимущественно плагиоклазово-кварцевым составом; состоят из кварца, плагиоклаза и изредка обломков кислых эффузивов. Преобладает кварц. Окатанность песчинок слабая — попадаются и угловатые обломки. Размеры зерен не превышают 0,25 мм. Цементация базального типа. Цементирует обычно мелкокристаллический, а иногда и пелитоморфный карбонат.

Известняки эоцена имеют розоватый и серый цвета. Большой частью содержат в том или ином количестве терригенный материал и являются в сущности песчанистыми известняками. Состоят, главным образом, из мелкокристаллического карбоната. Песчанистая часть представлена кварцем, в небольшом количестве наблюдаются обломки пород, плагиоклаза и листочки мусковита. Известняки, как отмечалось, часто содержат обильную фауну нуммулитов.

За терригенными отложениями выше следует мощная вулканогенная толща. Переход терригенных отложений в вулканогенные постепенный: в восходящем разрезе терригенный материал и карбонат быстро замещаются вулканогенным материалом, образуя на границе этих двух свит как бы переходный тип пород в виде слоистых туфогенных слабокарбонатных песчаников.

II. В вулканогенных образованиях выделяются:

1. Лавовые породы (порфириды разного минерального состава).
2. Пирокластолиты.
3. Жильные породы.

1. Среди покровных пород — (порфиритов) различаются: авгит-андезиновые, андезиновые, авгит-андезин-лабрадоровые, авгит-лабрадоровые и авгит-лабрадорово-битовнитовые порфириды.

Авгит-андезиновые порфириды приурочены преимущественно к вулканогенным породам.

щественно к самой нижней части основного горизонта. Хорошо представлены на северном склоне Локского хребта. Макроскопически породы серого цвета, с белыми вкрапленниками плагиоклаза. Под микроскопом основная масса гналопилитовая, состоит из микролитов плагиоклаза, рудного минерала (магнетит, а иногда ильменит) и небольшого количества замещенного хлоритом стекла. Встречаются микроиндалины выполненные карбонатом и зеленоватым хлоритом.

Фенокристаллы представлены крупнотаблитчатым плагиоклазом и авгитом. Плагиоклаз — андезинового ряда; размер кристаллов от 1 до 3 мм. Плагиоклаз обычно свеж, изредка слабо серицитизирован или карбонатизирован и местами покрыт пятнами эпидота.

Фенокристаллы авгита также свежие, зеленоватые, с $cNg=45^\circ$; по количеству они уступают плагиоклазу, но по размеру одинаковы с ними.

Андезиновые порфириды самостоятельного типа не образуют, отличаются от описанных только лишь отсутствием фенокристаллов авгита.

Авгит-андезин-лабрадоровые порфириды являются переходными по своему петрографическому характеру от авгит-андезиновых к авгит-лабрадоровым порфиридам.

Авгит-лабрадоровые порфириды распространены преимущественно в верхней части основного горизонта, но встречаются также и в нижней части — представлены на северных склонах Сомхитского хребта (Ляльвар, Локи и др.).

Породы темносерого или зеленоватосерого цвета, микроскопически характеризуются порфировой структурой. Основная масса гналопилитовая, серого, иногда чернубурого цвета; состоит из микролитов плагиоклаза, авгита, магнетита и вулканического стекла, замещенного хлоритом и лимонитом. Местами наблюдаются выделения карбоната и кварца, а также хлорит-карбонатные микроиндалины. Микролиты плагиоклаза по углам симметричного погасания относятся к лабрадоровому ряду (№№58—62).

Фенокристаллы представлены крупными кристаллами плагиоклаза и авгита. Плагиоклаз сдвойникован и изредка лишь зонального строения. Кристаллы крупнотаблитчатые и образуют иногда гломерофировые скопления; кое-где покрыты пятнами хлорита, эпидот-цоизита и альбита; изредка наблюдаются включения лимонитизированной основной массы. Результаты измерения фенокристаллов плагиоклаза на федоровском столике следующие:

№№ обр.	в Ng	в Nm	в Np	Минерал
428	31	62	75	Плагиоклаз №57 ⊥ (010)
429	56	81	35	„ №76 ⊥ (010)
425	45	62	59	„ №78 ⊥ (010)

Таким образом, фенокристаллы плагиоклаза, также как и микролиты, относятся к лабрадоровому и лабрадорово-биотитовому рядам.

Фенокристаллы авгита зеленоватые с $cNg=44^\circ$, по размеру и количеству резко уступают плагиоклазам. В одном случае (разрез северного склона Локского хребта) наблюдаются многочисленные вкрапленники темного минерала, по форме напоминающего оливин, по краям и трещинам превращенного в магнетит и лимонит, а в центре замещенного оранжево-бурым веществом.

Авгит-лабрадорово-биотитовые порфириды приурочены к верхней части основного горизонта и слагают гребневую часть

Локского хребта (Локские порфириды В. Г. Грушевого и И. В. Барканова).

Породы темно-серого цвета с многочисленными серыми вкраплениями плагиоклаза и реже авгита. Микроскопически порода состоит из основной массы гналопилитовой структуры, которая сложена короткопризматическими микролитами плагиоклаза, магнетита и стекла, замещенного светло-зеленым хлоритом и карбонатом. Хлорит ($n=1.610$), эпидот и карбонат местами образуют скопления.

Фенокристаллы плагиоклаза, образующие иногда гломерофировые скопления, часто сдвойникованы и лишь изредка зонального строения. Плагиоклаз свеж; трещины обычно заполнены хлоритом и карбонатом. В результате проведенных на федоровском столике измерений выяснилось, что фенокристаллы плагиоклаза представлены битовнитом.

Фенокристаллы авгита встречаются реже, чем плагиоклазы. Август свеж с $n_{Ng}=42^\circ$, слабо зеленоват, иногда по краям замещен карбонатом.

Породы часто секутся жилками эпидота. Наблюдается, что в вишнем боку покрова порода становится мандельштейновой, миндалины выполнены обычно хлоритом.

Выходы олигоклаз-альбитовых витрофировых порфиритов (олигофиров) и андезиновых витрофировых порфиритов (витроандезитов) приурочены преимущественно к верхним частям горизонта кислых туфов.

Олигофиры распространены в окрестностях сел. Сарияр-Саатло, а вторые — в окр. г. Авакисар (слагают вершину горы).

Олигоклаз-альбитовые витрофировые порфириды макроскопически серого цвета. Под микроскопом основная масса витрофировая с флюидальной текстурой; частично раскристаллизованная. Показатель преломления ее — $n=1.540$. Фенокристаллы размерами до 3 мм. представлены олигоклаз-альбитом. Большая часть их обычно эпидотизирована, меньшая же кальцитизирована, а изредка также серицитизирована. Некоторые кристаллы частично, а иногда нацело, замещены неправильной формы выделениями кварца и альбита. Вместе с ними встречается также и пирит. В некоторых случаях наблюдаются псевдоморфозы хлорита и кальцита по пироксену. Породы интенсивно изменены (окварцованы, эпидотизированы). Окварцевание в основном параллельно напластованию, прожилки же эпидота секут породу в разных направлениях.

Андезиновые витрофировые порфириды (витроандезиты) имеют преимущественно светлую окраску: светло-серую, розоватую, красноватую и реже бурую. Микроскопически состоят из витрофировой основной массы и фенокристаллов плагиоклаза андезинового (плагиоклазы №№ 37—46), а иногда андезино-лабрадорского ряда (пл. до № 55). Породы отличаются свежестью, в некоторых случаях содержат также фенокристаллы авгита.

2. Среди пирокластолитов различаются: лавовые брекчии (порфирит-брекчии), туфо-брекчии и туфоконгломераты и измененные андезит-дацитовые туфы и туфобрекчии.

Лавовые брекчии авгит-лабрадорных и авгит-лабрадор-битовнитовых порфиритов тесно связаны с покровами порфиритов; пользуются распространением в нижнем основном горизонте среднего эоцена; представлены, главным образом, на северных склонах Локского хребта, а также в некоторых других разрезах.

Лавовые брекчии макроскопически зеленовато-серого цвета. В некоторых участках имеют атакситовую структуру. Их цемент, составляю-

ший главную массу выходов, микроскопически представляет собой авгит-лабрадоровый порфирит; обломков сравнительно мало и по цвету они обычно резко отличаются от цемента.

Порфириты цемента лавовых брекчий имеют гиалопилитовую, иногда гиалоофитовую структуру, основной массы, которая состоит из короткопризматических микролитов плагиоклаза, рудного минерала и стекла замещенного хлоритом, а иногда лимонитом. Микролиты плагиоклаза большей частью свежи, микролиты же авгита в некоторых шлифах замещены уралитовой роговой обманкой, а иногда опациitizedрованы. В основной массе наблюдаются выделения эпидот-цоизита, хлорита и карбоната. Часто встречаются миндалины различных размеров, выполненные теми же продуктами, а также халцедоном. Основная масса и миндалины в некоторых участках сильно загрязнены лимонитом.

Фенокристаллы плагиоклаза размером от 0,3 до 2 мм часто зонального строения; центральные зоны более основные, чем крайние, относятся к лабрадоровому и битовнитовому рядам.

Измерение фенокристаллов плагиоклазов на федоровском столике и иммерсионным методом определило их номера 72 и 89.

Плагиоклаз иногда замещен серицит-карбонатом и, реже, эпидотом и хлоритом.

Авгит большей частью свеж ($c\text{N}g=44^\circ$), реже нацело замещен хлоритом, кальцитом и эпидот-цоизитом.

Обломки в брекчиях представлены разноцветными плагиоклазовыми, часто мандельштейновыми порфиритами размером до 10 см. Основная масса обломков обычно гиалопилитовая, сложена короткопризматическими микролитами плагиоклаза, рудным минералом и стеклом, часто замещенным хлоритом и лимонитом. В основной массе некоторых обломков наблюдаются выделения карбоната и эпидот-цоизита, которые иногда образуют жеоды и миндалины радиально-лучистого строения.

Неизменные фенокристаллы плагиоклаза присутствуют в сравнительно малом количестве, обычно они почти полностью замещены эпидот-цоизитом или хлоритом.

Лавовые брекчий местами имеют атакситовую текстуру. Основная масса вмещающего порфирита чуть светлее, чем включений; наблюдается сильная лимонитизация и обилие хлоритовых микроминералов. Фенокристаллы атакситовой породы — плагиоклаз и авгит. Плагиоклаз образует свежие крупнотаблитчатые монокристаллы, изредка лишь покрытые пятнами эпидот-цоизита. Август свеж, слабо зеленоват с $c\text{N}g = 46^\circ$.

Туфобрекчий авгит-лабрадоровых порфиритов распространены в нижних частях основного горизонта северного склона Локского хребта и окрестностей селений Сакире и Гора.

Туфобрекчий тесно связаны с кристалло-литокластическими туфами. Последние играют в них роль цемента и иногда составляют главную массу выходов.

Связующей массой (цементом) туфобрекчий является кристалло-литокластический туф, состоящий из пелитового туфового материала и более крупных обломков кристаллов и эффузивных пород.

Пелитовый туфовый материал часто замещен глинисто-карбонатной массой. В нем наблюдаются хорошие разрезы нуммулитов, также часто заполненные карбонатом, а иногда халцедоном. Среди обломков кристаллов различаются плагиоклаз и авгит, а иногда и кварц (в самой нижней части горизонта). В одном образце (также из самой нижней части) встречены несколько зерен роговой обманки.

Мелкие обломки эффузивных пород представляют собой мандельштейновые авгито-лабрадоровые порфиры с витрофировой основной массой. Фенокристаллы — плагиоклаз и авгит. Плагиоклаз часто сдвойникован, иногда зонального строения. Относится к лабрадоровому и реже битовнитовому рядам; обычно свеж, иногда трещины заполнены глинисто-карбонатным материалом, изредка альбитизирован. В некоторых плагиоклазах наблюдаются включения авгита. Авгит свеж, слабо зеленоват, с $cNg=43^\circ$, окружен тонкой каймой магнетита. Изредка авгит зонален и сдвойникован.

В основной массе наблюдаются миндалины заполненные бледно-зеленым хлоритом волокнистого строения с высоким двупреломлением.

Крупные обломки пород в туфобрекчиях макроскопически лилово-серого и зеленовато-серого цветов, микроскопически представляют собой авгит-лабрадоровые и авгит-роговообманково-лабрадоровые порфиры. Роговая обманка устанавливается лишь по кристаллографической форме (шестиугольные разрезы, заполненные хлоритом с опацитовой каймой). Характерно, что опацитовая кайма у авгитов тоньше, чем у роговой обманки, а иногда совершенно отсутствует. Авгит большей частью свеж, $2V=+58^\circ$, $cNg=46^\circ$.

Полисинтетически сдвойникованные, а также зональные фенокристаллы плагиоклазов в центре превращены в глинисто-хлоритовые продукты. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, авгита, магнетита и бурого стекла; в ней наблюдаются миндалины выполненные карбонатом и окаймленные радиально-лучистым хлоритом с высоким двупреломлением. Отмечается выделение эпидот-цоизита.

Некоторые обломки несколько отличаются от вышеописанных. Основная масса у них микролитовая. Фенокристаллы плагиоклаза замещены карбонатом и хлоритом. Обломки порою секутся жилками карбонат-хлорита.

Среди обломков наблюдаются также литокластические туфы, в основном сходные с цементом туфобрекчий.

Туфобрекчии авгит-лабрадор-битовнитовых порфиритов, пользуются значительным распространением в верхней части основного горизонта в районе Локского перевала.

Макроскопически породы зеленовато-серые. Микроскопически цемент представлен псаммитовым кристаллокластическим туфом плагиоклазовых, реже авгит-плагиоклазовых порфиритов. Обломки кристаллов — остроугольные плагиоклазы лабрадорового, а иногда битовнитового рядов.

Обломки погружены в сильно хлоритизированный и лимонитизированный стекловатый базис. Плагиоклазы явно носят следы деанортитизации: наблюдается чередование свежих (лабрадор-битовнит), затем слабо измененных (более кислых), а далее сильно измененных участков; последние коричневого цвета, имеют наименьший, по сравнению с другими участками, показатель преломления и похожи на бентонитовую глину. Такие глинистые выделения наблюдаются и в цементе. В трещинах и вокруг плагиоклазов часто выделен карбонат. Местами в цементе наблюдаются миндаленеподобные участки, выполненные желто-зеленым хлоритом с высоким двупреломлением.

Обломки в туфобрекчиях представлены мандельштейновыми порфиритами светло-серого цвета. Основная масса гиалопилитовая, слагается из многочисленных микролитов плагиоклаза, рудного минерала и светлокорицевого (пелитизированного и лимонитизированного) стекла. Фенокристаллы, представленные лабрадором, частично альбитизированы. Миндалины, достигающие 3 мм в диаметре, выполнены карбонатом, радиально-лучистым хлоритом и часто окаймлены кварцем.

Измененные андезит-дацитовые туфы и туфобрекчи пользуются широким распространением в верхнем (кислом) горизонте среднего эоцена в разрезах Локского перевала (сел. Сарияр-Саатло), окрестностей сел. Гора и Безакло.

Среди туфов выделяются а) кристаллокластические и б) литокластические разновидности. Это слоистые, большей частью светлые породы.

а) Кристалло и литокристаллокластические туфы преимущественно распространены в нижней части кислого горизонта и имеют подчиненное значение в верхних частях. Туфы разноцветные: белые, зеленоватые, лиловые и розоватые. Микроскопическое изучение показало, что они представлены в основном кристаллокластическими и литокристаллокластическими разновидностями. Наблюдаются также и пелитовые туфы и туфогенные песчаники. Некоторые туфы в небольшом количестве содержат угловатые обломки зеленого цвета размером 5—7 см. В туфах количество кристаллов и обломков пород, по сравнению с цементом, незначительное и изменяется в пределах 3—17 процентов.

Цемент представлен измененным, большей частью окварцованным, реже хлоритизированным и карбонатизированным пелитовым туфовым материалом. Часто цемент пятнисто лимонитизирован, вследствие чего порода принимает розоватую окраску. Процессы изменения интенсивнее проявляются около зон разлома. В таких участках туфы почти полностью окварцованы и сравнительно слабо серицитизированы. Попадают также сильно оглинившиеся туфы. В туфах обломки кристаллов плагиоклаза представлены в основном альбитом и олигоклаз-альбитом. Значительная часть кристаллов изменена — пелитизирована, реже замещена кальцитом и пренитом. Пелитизированные участки часто также лимонитизированы. Следует отметить, что эти туфы используют как строительный материал.

б) Литокластические и кристаллолитокластические туфы распространены в верхней части кислого горизонта и играют подчиненную роль в нижних частях.

В литокластических и кристаллолитокластических туфах цемент и обломки кристаллов, в основном, такие же, как и в вышеописанных кристалло и литокристаллических туфах. Обломки же пород представлены в значительном количестве и более разнообразны. Среди последних различаются частично хлоритизированные пелитовые туфы, оглинившееся вулканическое стекло, а также обломки с различной интенсивностью хлоритизированных порфиритов обычно с гиалопилитовой, иногда интересеральной и пилотакситовой основной массой.

В этих туфах сильно развиты процессы пиритизации, эпидотизации и реже оглинения. Эпидот наблюдается в виде крупных и мелких скоплений, а порой и в виде секущих прожилков, иногда встречается вместе с альбитом, как в цементе, так и в кристаллах плагиоклаза. Часто плагиоклаз нацело замещен эпидот-цоизитом.

Вдоль напластования хорошо заметны мелкие прожилки и гнезда кварца и эпидота.

Туфобрекчии и массивные породы, по составу аналогичные вышеописанным туфам. Разница заключается лишь в количестве и размерах обломков, которые иногда достигают десятка сантиметров в диаметре. Туфобрекчии развиты преимущественно в верхних частях кислотогоризонта.

Из процессов изменений в них широким развитием пользуется хлоритизация, вследствие которой некоторые крупные обломки нацело, а частично также и цемент, замещены хлоритом. Значительную роль играют также эпидотизация и окварцевание.

3. Жильные породы. Среди жильных пород можно выделить: а) диабазы, диабаз-порфириды, альбитизированные диабазы и кварцевые диабазы, б) альбитофиры.

а) Д и а б а з ы приурочены преимущественно к туфобрекчиям окрестностей сел. Кизил-килиса и Дманиси и представляют собой большей частью секущие жилы. Эти породы темнозеленого — почти черного цвета. При обогащении гидроокисями железа имеют ржавый оттенок. Микроскопически состоят из плагиоклаза и рудного минерала.

Плагиоклаз представлен лабрадором с углами симметричного погасания от 32° до 40° , крупные длиннопризматические кристаллы его расположены беспорядочно. Лабрадор большей частью свежий, полисинтетически сдвойникованный. Лишь в некоторых случаях наблюдается частичная деанортитизация и изредка лишь частичная альбитизация. Пироксен представлен большей частью также свежим авгитом с $cNg=38^\circ$; обычно ксеноморфен и заполняет пространства между кристаллами плагиоклаза. Изредка в мелких зернах заметны кристаллические очертания. В некоторых случаях авгит значительно хлоритизирован. Хлоритизирован также часто стекловатый мезостазис, присутствующий иногда в небольшом количестве.

Рудный минерал обычно представлен магнетитом, который иногда значительно лимонитизирован.

В породе часто наблюдается хлоритизация и лимонитизация.

К в а р ц е в ы е д и а б а з ы, в отличие от диабазов, содержат кварц в виде ксеноморфных зерен. В остальном совершенно аналогичны вышеописанным диабазам.

Д и а б а з - п о р ф и р и т в основном, одинакового состава с диабазом, разница лишь в структуре, которая в данном случае преимущественно порфировая. Основная масса микродиабазовая, порфировые выделения представлены лабрадором и авгитом. Микродиабазовая основная масса часто хлоритизирована, а иногда также карбонатизирована.

Альбитовый диабаз встречается в туфобрекчиях окрестностей сел. Гора в виде секущей жилы.

б) Выход альбитофира наблюдается в верхнем кислом горизонте полосы сел. Сарнар-Саатло. Альбитофир светлого цвета, имеет отдельность параллельную напластованию; заметно изменен; микроскопически основная масса витрофировая, иногда окварцована, пелитизирована и серицитизирована. Часто попадаются прожилки и выделения эпидота. На некоторых участках основная масса нацело окварцована. Фенокристаллы, представленные плагиоклазом олигоклаз-альбитового ряда, часто пелитизированы, большая часть их замещена эпидотом, меньшая же — кальцитом. Эпидотизация обычно приурочивается к нижней части альбитофира. Кое-где вместе с эпидотом наблюдается также и цеолит. Фенокристаллы кварца присутствуют в некоторых участках лишь в небольшом количестве. Некоторые кристаллы оплавлены, иные

же имеют хорошо развитые кристаллические формы. Порода заметно окварцована, частично оглинена и вдоль трещин лимонитизирована.

ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД СРЕДНЕГО ЭОЦЕНА ПЕРИФЕРИИ ЛОКСКОГО МАССИВА

В нижеприводимых таблицах (6, 7) даны химические анализы и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому пород среднего эоцена Локского массива. Приводятся также магматические формулы по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу.

При рассмотрении химических анализов выясняется, что породы кислого горизонта, по сравнению с породами основного горизонта, заметно обогащены SiO_2 , Na_2O , K_2O и бедны Fe_2O_3 , FeO , MgO и CaO ; это обстоятельство также подтверждает более кислый характер верхнего горизонта.

Различная петрохимическая природа этих двух горизонтов хорошо видна на диаграмме составленной по методу Н. А. Заварицкого (фиг. 4), рассматривая которую, можно заметить следующее:

1) Начальные точки векторов на плоскости образуют две группы: первую в ее нижней (ан. № 8, 9, 10), вторую в верхней частях и немного правее (№ 2—7). Первая группа характеризует нижний основной горизонт, вторая — верхний, кислый горизонт среднего эоцена.

Породы верхнего горизонта кислее и щелочнее, чем породы нижнего основного горизонта.

На плоскости csb различие пород этих двух горизонтов вырисовывается яснее:

1) Векторы пород верхнего горизонта занимают верхнюю и крайнюю правую часть плоскости, показывая тем самым бедность этих пород анортитовой молекулой.

2) Породы кислого горизонта заметно богаче калием (особенно №№ 2, 3, 7), тогда как в порфиритах нижнего горизонта Na явно преобладает над K.

Начальная точка анализа Локского порфирита, (верхняя часть нижнего горизонта — анализ 10) располагается ниже анализов 8 и 9, представляющих самую нижнюю часть основного горизонта.

Вместе с вышеотмеченной особенностью пород привлекают внимание также некоторые детали:

1) Анализ № 6 показывает пересыщение глиноземом, вследствие чего вектор повернут влево. В шлифе этой породы наблюдается сильное оглинение, а также хлоритизация, что хорошо объясняет эту особенность анализа.

2) Анализ № 7 на плоскости csb показывает присутствие плагиоклаза почти без анортитовой молекулы.

Рассматривая анализы жильных пород, обращает внимание несколько повышенное количество щелочей, в особенности в анализе № 1, тогда как по основности они почти неотличимы от пород нижнего горизонта.

Ввиду недостаточного количества анализов затруднено и отнесение этих пород к какому-либо типу естественных ассоциаций горных пород. Хорошо видно, что все точки (кроме 7 и 1) лежат в пределах известково-щелочных ассоциаций. Начальные точки анализов 1 и 7 распола-

Таблица 6

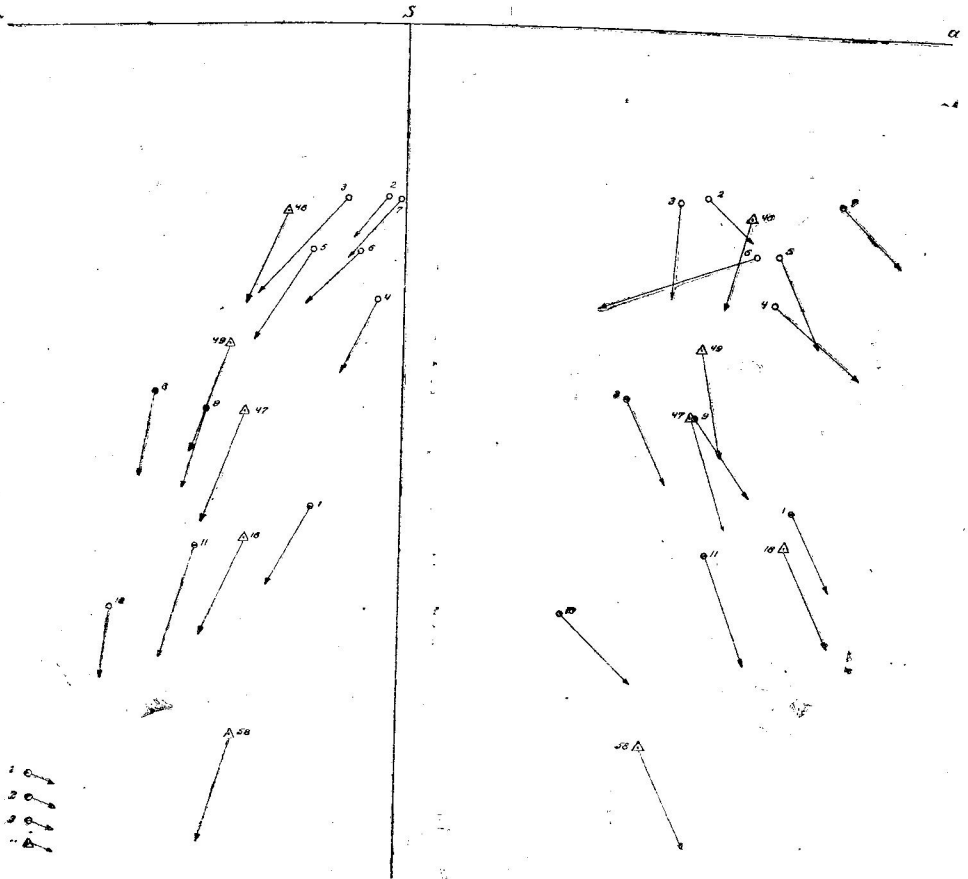
Химические анализы пород среднего эоцена юго-западной периферии локского массива

№ п/п	№ № опр	Петрограф. назв. породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	п.п.п	Влаж-ность	Сумма
1	28	Диабаз альбитизированный	54.23	1.01	15.29	6.60	4.27	0.23	2.95	4.65	5.02	2.07	0.17	0.38	2.16	1.04	100.07
2	60	Олигокл. андезин. витрофир. порфирит	68.90	0.41	13.56	3.76	0.74	0.08	0.61	1.33	4.99	4.15	0.13	0.19	0.96	0.48	100.18
3	64	Олигоклаз-альбитовый кристаллокл. туф	66.84	0.58	17.75	1.58	2.53	0.08	1.24	1.55	4.45	4.14	0.00	0.23	1.04	0.60	99.88
4	67	Олигоклаз-альбитовая фельзит. туфолова	66.73	0.32	11.69	1.92	2.58	0.12	1.73	3.58	4.74	2.41	0.00	0.49	3.44	0.48	100.23
5	76	Авгит-андезин. витрофир. порфирит	68.87	1.47	14.89	3.69	1.03	0.08	1.65	3.65	4.31	2.78	0.34	0.28	0.70	1.50	100.24
6	128	Олигоклаз альбит. витрофир. порфирит	67.75	0.32	15.84	0.29	1.51	0.08	1.04	1.26	3.51	3.77	2.73	0.20	1.10	0.82	
7	142	Авгит-альбит. витрофир. в. порфирит	69.48	0.92	12.51	12.38	1.51	0.06	0.92	1.26	4.78	4.33	0.43	0.25	0.50	0.46	99.91
8	249	Андез. лабрадорный порфирит	54.77	1.14	18.28	3.00	3.96	0.14	2.55	8.65	3.05	0.68	0.00	0.34	3.14	0.50	100.20
9	428	Авгит-лабрадорный порфирит	54.84	0.91	17.74	4.58	2.91	0.09	2.38	7.81	3.72	1.45	0.00	0.35	2.34	0.84	99.96
10	462	Авгит-лабрадор. порфирит	47.90	0.92	18.44	4.99	4.56	0.14	3.27	12.32	2.35	0.34	0.34	0.29	3.60	0.48	99.94
11	31°	Авгит. роговообм. лабрадор. порфирит	50.56	0.57	18.57	4.10	4.46	0.17	4.53	8.12	3.98	1.22	0.27	0.25	3.34	1.08	100.22

Таблица 7

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№№ пп	№№ обр	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n	Q
1	28	14.5	3.3	17.9	64.4	—	57.0	28.8	14.1	78.6	-3.63
2	60	10.7	0.6	6.3	82.3	—	65.9	17.0	17.0	64.8	42.7
3	64	10.1	2.1	6.5	81.2	2.2	64.4	33.3	—	62.0	40.2
4	67	13.63	0.93	10.23	75.03	—	40.1	27.6	32.2	75.2	22.05
5	76	13.83	3.29	8.39	74.39	—	50.8	34.1	15.0	69.6	11.93
6	128	13.05	1.56с	8.36	76.97	58.5	21.1	20.3	—	58.3	26.34
7	142	16.11	0.06	6.49	77.32	—	55.1	22.4	22.4	62.2	22.38
8	249	8.29	9.11	13.85	68.62	—	49.7	33.6	16.6	87.4	11.68
9	428	10.95	7.22	14.45	67.37	—	50.0	29.8	20.2	80.0	5.63
10	462	6.08	10.64	21.88	61.48	—	44.1	28.4	27.4	92.5	0.08
11	31°	11.32	7.55	9.52	61.61	—	43.12	42.0	14.86	83.3	3.03



Фиг. 4. Диаграмма химизма среднеэоценовых пород периферии Локского массива (масштаб 1 см=2%).

1 — породы верхнего кислого горизонта; 2 — порфириды нижнего основного горизонта; 3 — жильные породы; 4. — средние типы пород по Дзели; 46 — дацит; 49 — андезит; 16 — щелочно-земельный авгитовый сиенит; 58 — базальт.

гаются близко к линии, разграничивающей известково-щелочные и типично щелочные ассоциации.

В результате сравнения химизма среднеэоценовых вулканогенных пород Локского массива с таковыми Аджаро-Триалетской складчатой системы выясняется следующее:

1) Породы Локского массива несколько беднее щелочами;

2) В породах среднего эоцена Аджаро-Триалетской складчатой системы кислые члены почти не известны.

Сравнивая химизм пород среднего эоцена периферий Локского массива со средними типами пород по Дэли выясняется, что:

1) Порфириды нижней части основного горизонта близко стоят к андезитам и диоритам.

2) Начальная точка Локского порфирита расположилась выше начальной точки базальта и ниже андезита, что по-видимому, свидетельствует об его андезито-базальтовом характере.

3) Породы кислого горизонта расположились вокруг начальной точки среднего дацита. Принимая во внимание то обстоятельство, что с кислого горизонта были проанализированы главным образом, туфы, такие отклонения от среднего дацита совершенно приемлемы и вулканизм кислого горизонта можно охарактеризовать как дацитовый.

Следует подчеркнуть то обстоятельство, что породы кислого горизонта по сравнению с основным обогащены щелочами, особенно К-ем: сумма щелочей достигает 9,2%, а количество К — 4,3%. Высокое содержание К сближает эти породы и с трахитами, однако щелочные минералы нами в шлифах не обнаружены, по-видимому, значительная часть К содержится в витрофиrowой основной массе этих пород. По высокому содержанию К некоторые породы кислого горизонта, следуя Левинсон-Лессингу, можно назвать трахи-дацитами.

Что-же касается жильных пород (ан. 11 и 1), начальные точки их векторов расположились около щелочно-земельного авгитового сиенита по Дэли. Кроме того, точка ан. № 1 легла на пересечении 4-й и 7-й линий А. Заварицкого.

Таким образом, как это было установлено Г. Чихрадзе и М. Беридзе (1958), в среднем эоцене Локского массива ясно намечается изменение характера вулканизма от андезитового к андезито-базальтовому, а затем к дацитовому.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

При петрографическом исследовании эоценовых отложений Локского массива нами был изучен минералогический состав тяжелой фракции некоторых характерных разрезов. Минералогический анализ подтвердил данные, полученные в результате петрографического изучения эоценовых отложений.

Минералогии среднеэоценовой вулканогенной толщи юго-западной периферии Локского массива нами посвящена специальная статья (1959); поэтому, избегая повторений, мы отметим лишь следующее: разделение среднеэоценовой вулканогенной толщи на два различных по составу горизонта. (1. горизонт андезин-лабрадоровых порфиритов и их туфов и 2. горизонт слоистых измененных альбитолигоклазовых порфиритов и их туфов) находит свое отражение и в минералогическом составе тяжелой фракции: для нижнего горизонта характерны рудные минералы, авгит, эпидот-цоизит, тогда как в верхнем горизонте, в отличие от нижнего, почти всегда в значительном количестве присутствует апатит, и кроме того в небольшом количестве имеется циркон и анатаз.

Наличие апатита в верхнем горизонте является дополнительным доводом для расчленения вулканогенной толщи этого участка на два различных горизонта.

Результаты минералогического анализа (таб. 8) иллюстрируют вышеуказанное.

Таблица 8
Состав тяжелой фракции среднеэоценовых вулканоченных отложений юго-западной периферии Локского массива

№№ пп	№№ образ.	Наименование пород	Минералы и их % количество в фракциях										
			магнетит	лимонит	пирит	циркон	апатит	анатаз	пироксен	рогов. обманка	эпидот-диопсид	карбонат	хлорит
верхний горизонт	1 118	Авгит-андезиновый порфирит	51	1	6	—	—	—	35	—	7	—	—
	2 119	Альбитовый порфирит	45	32	—	—	—	16	—	7	—	—	—
	3 120 — 121	Туфы альбитов. порфирита	1	27	48,5	—	10	—	1	1	—	—	13
	4 122 — 125	Туфы альбит-олигоклаз. порфирита	3	11	79	—	5	1	—	—	—	—	1
	5 126 — 133	"	10	16	39	—	7	—	9	10	—	1	—
	6 134 — 136	"	—	6	73	1	14	—	—	—	—	1	5
	7 137 — 140	Альбитовые порфириты	6	8	63	1	2,5	—	4	—	16	—	—
	8 141 — 145	Туфы альбитового порфир.	25	4	51	0,5	2	—	4	—	12	0,5	0,7
	9 67 — 63	Туфы альбит олигоклаз. порф.	44	5	1	1,6	27	—	19	—	3	1	—
	10 62 — 61	Альбит-олигоклаз. порфириты	71	7	—	1	8	—	8	—	—	2	—
	11 60	Авгит-олигокл. андезин. порфирит	57	4	—	—	6	—	31	—	2	—	—
средний горизонт	12 59	Олигоклаз-андезин. порфирит	86	3	—	1	7	—	—	—	—	3	—
	13 58 — 55	Альбит-олигокл. порфириты	79,5	7	1	1	11	—	1	—	1	1	—
	14 54 — 51	Туфы альбит. олигоклаз. порф.	51	21	12	—	9	—	—	—	3	2	—
	15 50 — 49	"	51	22	3	—	7	—	1	—	1	3	8
	16 47 — 38	"	46	7	2	—	15	2	—	—	10	17	—
	17 35 — 34	"	12	54	1	—	21	—	—	—	1	—	—
	18 471	"	58	8	—	2	21	5	—	—	—	—	6
	19 470	Альбит-олигоклаз. порфирит	68	12	—	2	14	1	1	—	2	—	—
	20 468	Лавов. брекчия лабрадоров. порфирита	—	2	—	—	—	—	7	—	91	—	—
	21 467 — 465	Андезин-лабрад. порфириты	1	4	—	—	—	—	4	—	86	5	—
	22 464	Лавовая брекч. лабрадоров. порфирита	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
нижний горизонт	23 463 — 464	Авгит-лабрадоровые порфир.	35	2	—	—	—	23	—	40	—	—	—
	24 460 — 459	"	11	3	—	—	—	15	—	69	2	—	—
	25 458	Туф лабрадорового порфирита	27	3	—	—	—	—	28	—	46	1	—
	26 456 — 455	Порфириты	62	3	—	—	—	3	—	27	5	—	—
	27 454	Туф лабрадор. порфирита	11	49	—	—	—	4	—	23	7	—	—
	28 451	Порфирит-брекчия	2	1	—	—	—	1	—	57	26	13	—
	29 450 — 444	Лабрадоров. порфириты	21	26	—	—	—	1	—	2	33	17	—
	30 441 — 438	Т у ф ы	17	5	1	—	—	2	—	64	7	5	—
	31 434 — 433	Туфы андезин, лабрадор. порфирита	42	36	—	—	1,5	—	1,1	—	3	12	4
	32 430	Туф олигоклаз. андезин. порфирита	69	28	—	—	—	—	4	—	3	5	—
	33 428	Авгит-лабрадоров. порфирит	91	2	—	—	—	—	1	—	—	6	—
34 425	Лабрадоров. порфирит	73	8	—	—	—	—	1,5	—	—	—	—	
35 422	Лавовая брекчия лабрадор. порфирита	89	2	—	—	1	—	—	—	2	6	—	
36 416	Авгит-альбитов. порфирит	73	9	—	—	—	—	—	—	3	11	—	
37 415	Т у ф	23	4	—	—	—	—	32	—	35	6	—	
38 414	Порфирит	27	46	2	—	2	—	1	—	1	22	—	
		68	5	—	1	2	—	1	—	—	19	7	

В разрезах, где горизонт слоистых измененных туфов слабо выражен или вовсе отсутствует, картина несколько меняется; так например: в тяжелой фракции среднеэоценовых отложений в разрезе, составленном вдоль левого рукава р. Кара-су (таб. 9), наблюдается следующая ассоциация минералов: из рудных ведущую роль играют магнетит и лимонит; пирит попадает лишь изредка. Значительную роль играют пироксены, количество которых в фракции иногда достигает 70 процентов, и эпидот-цоизиты. Присутствуют также апатит, циркон, карбонат.

Таблица 9

Состав тяжелой фракции ср. эоценовых пород вдоль левого рукава р. Кара-су

№№ пп	№№ обр.	Наименование пород	магнетит	пирит	лимонит	рудный минерал красн. цвета	циркон	апатит	пироксен.	рог. обмен-ка	эпидот-цоизит	карбонат	хлорит	барит
1	357	Диабаз-порфирит	28	—	9	—	—	—	62	—	—	—	—	—
2	357 ^a	Авгит-плагноклаз. порф.	22	2	6	—	—	—	62	3	3	2	—	—
3	358	Измен. диабаз-порфирит	48	—	5	—	—	—	46	—	1	—	—	—
4	359	Авгит-лабр. порфирит	71	—	7	—	—	—	1	—	—	21	—	—
5	360	Кремень красный	12	—	—	29	—	—	39	—	—	14	—	—
6	361	Диабаз-порфирит	28	—	14	—	—	—	58	—	7	—	—	—
7	362	"	18	—	6	—	—	—	76	—	—	—	—	—
8	363	Литокрист. класт. туф	9	—	12	—	—	2	70	—	7	—	—	—
9	364	Карбонат. туф	21	—	37	—	4	24	1	—	1	8	5	—
10	365	Брекчиевидная порода	43	9	28	—	2	6	—	—	—	9	—	—
11	366	Альбитов. порфирит	3	—	20	—	1	2	—	—	74	—	—	—
12	367	"	38	—	50	—	2	3	—	—	3	4	—	—
13	368	Диабаз-порфир.	13	—	2	—	—	—	85	—	—	—	—	—
14	369	Туф-альб. порфирита	3	—	24	—	—	3	4	—	66	—	—	—
15	370	Литокласт. туф	1	—	12	—	—	1	2	—	84	—	—	—
16	371	Альбитофир	3	—	21	—	—	9	1	—	66	—	—	—
17	372	Плагнокл. порфирит	2	4	25	—	—	—	1	—	68	—	—	—
18	373	Лабр. порфирит	57	—	17	—	—	—	3	—	—	21	2	—
19	371 ¹	Авгит-плагнокл. порфирит	+	—	+	—	—	—	+	—	—	+	+	—
20	375	Альбитофир	39	—	46	—	—	15	—	—	1	—	—	—
21	376	Диабаз-порфирит	8	—	19	—	—	—	32	—	—	41	—	—

Количественные соотношения минералов тяжелой фракции меняются следующим образом: из рудных минералов лимонит преобладает над пиритом с средних частях разреза (в измененных туфах); в тех же горизонтах наблюдается появление апатита и циркона. Количество апатита в среднем 10—12%, а в одном случае достигает 24%. В том же горизонте появляется циркон, правда в небольшом количестве (в ср. 3%), в самых верхних горизонтах выходят диабаз-порфириты, лабрадорские порфириты, в которых количество пироксенов, снова увеличено. Таким образом, столь явно выраженного горизонта измененных туфов с увеличенным количеством апатита и циркона, какой наблюдался на юго-западной периферии Локского массива, здесь не видно.

В тяжелой фракции эоценовых отложений Дманисского района (Кизил-килиса, Шиндляр) наблюдается следующая ассоциация минералов (таб. 10):

Из рудных ведущую роль играют лимонит и магнетит; пирит, почти совершенно отсутствует. Из прозрачных минералов значительную

роль играют пироксены и роговая обманка. Доминирует большей частью пироксен.

Таблица 10

Минералогический состав тяжелой фракции среднеэоценовых отложений по балке Кизил-килиса и далее к г. Шиндляр

№№ пп	№№ образ	Наименование пород	магнетит	пирит	лимонит	циркон	апатит	пироксен	роговая обманка	эпидот-доизмт	хлорит	хлорит-лимонит. массы	карбонат	сфен
1	024	Кристал. класт. туф	5	3	9	—	—	76	6	1	—	—	—	—
2	026	Литокрист. класт. туф	11	—	63	—	1	24	1	1	—	—	—	—
3	027	Диабаз-порфирит.	15	—	2	—	—	83	—	—	—	—	—	—
4	028	Измененная порода	64	—	16	3	8	6	3	—	—	—	—	—
5	029	Авгит-плагиоклаз. порф.	7	—	—	—	—	79	14	—	—	—	—	—
6	030	"	8	—	9	—	—	83	—	—	—	—	—	—
7	031	Кристаллокл. туф	18	—	7	—	—	38	37	—	—	—	—	—
8	032	Кварц. диаб. порфирит	19	—	2	—	—	78	—	1	—	—	—	—
9	033	Диабаз	15	—	6	—	—	76	—	3	—	—	—	—
10	034	Авгит-плагиоклаз. порф.	9	—	2	—	—	21	—	68	—	—	—	—
11	035	Плагиоклаз. порфирит.	59	—	3	—	—	17	21	—	—	—	—	—
12	038	"	25	2	67	—	—	3	1	2	—	—	—	—
13	039	"	18	1	1	—	—	—	80	—	—	—	—	—
14	040	"	7	—	91	—	—	2	—	—	—	—	—	—
15	041	"	15	—	2	—	—	80	—	3	—	—	—	—
16	042	"	20	—	4	—	—	—	76	—	—	—	—	—
17	043	"	18	—	79	—	—	2	1	—	—	—	—	—
18	044	"	11	—	87	—	—	2	—	—	—	—	—	—
19	045	"	37	—	59	—	—	2	2	—	—	—	—	—
20	046	"	41	—	58	—	—	1	—	—	—	—	—	—
21	048	Рог. обм. порфирит	9	—	2	—	—	—	89	—	—	—	—	—
22	049	"	20	—	3	—	1	—	76	1	—	—	—	—
23	050	"	27	—	6	—	1	1	66	—	—	—	—	—
24	051	"	15	—	3	—	—	50	32	—	—	—	—	—
25	052	Авгит-рогово обм. порф.	12	—	3	—	—	49	36	—	—	—	—	—
26	053	"	31	—	—	—	—	35	34	—	—	—	—	—
27	054	"	64	—	26	—	2	4	4	—	—	—	—	—
28	055	"	42	—	44	1	7	3	1	2	—	—	—	—
29	056	Лито. класт. туф	22	—	6	—	—	1	71	—	—	—	—	—
30	057	Сильно изм. плагиокл. порфирит	26	—	6	—	1	1	67	—	—	—	—	—
31	058	Кварц. диабаз	20	—	—	—	—	22	2	—	18	—	38	—
32	060	Диабаз-порфирит	2	—	14	—	—	83	—	1	—	—	—	—
33	061	Авгит-плагиокл. порфир.	81	—	6	—	—	1	4	—	—	—	—	9
34	062	Диабаз-порфирит	10	—	7	—	—	26	57	—	—	—	—	—
35	063	Измен. порфирит.	5	—	28	—	—	55	2	—	13	—	—	—
36	064	Порфирит	8	—	1	1	3	2	85	—	—	—	—	—
37	065	Кв. диабаз-порфирит	32	—	11	—	—	18	—	4	—	—	35	—
38	066	Крист. класт. туф	30	—	2	—	1	1	1	—	—	—	67	—
39	067	Измен. порфирит	+	—	+	—	—	+	+	—	—	—	—	—
40	068	Измен. диабаз-порфирит	5	93	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—
41	069	Авгит-андезин. порфир.	48	2	—	—	50	—	—	—	—	—	—	—
42	070	Измен. порода	41	—	58	—	—	1	—	—	—	—	—	—
43	071	"	50	—	2	—	—	1	—	1	47	—	—	—
44	072	Изм. плагиокл.-порфир.	94	—	5	—	—	—	1	—	—	—	—	—
45	074	Литокласт. туф	9	—	16	—	—	70	—	5	—	—	—	—
46	075	Авгит.плагиокл. порфир.	47	—	47	—	—	1	1	—	4	—	—	—
47	076	Диабаз-порфирит	12	—	15	—	—	71	—	2	—	—	—	—

Циркон и апатит присутствуют в незначительном количестве и выпадают лишь в отдельных образцах. Эпидот и хлорит также присутствуют лишь в незначительном количестве образцов.

Наблюдаемые в тяжелой фракции количественные соотношения минералов имеют следующий характер:

Магнетит и лимонит присутствуют в количестве от 10 до 60%, в среднем 25—30%. Среднее количество лимонита примерно такое же.

Количество пироксена в среднем 30—40%, но попадаются единичные образцы, где количество его 0—3%.

Роговая обманка также встречается почти во всех образцах в среднем в количестве 20—30%, хотя иногда достигает 70%.

Количество циркона и апатита в среднем 3—4%. Как отмечалось выше, в большинстве образцов эти минералы совершенно отсутствуют.

В вертикальном разрезе изменения количественных соотношений минералов лишены определенной закономерности и почти всецело зависят от характера пород. Так, например, в средней части разреза значительным развитием пользуются роговообманковые и авгит-роговообманковые порфириды; в этой части разреза соответственно увеличено процентное количество пироксена и роговой обманки.

Надо отметить, что как показало петрографическое изучение, в данном разрезе отсутствует горизонт измененных туфов альбитизированных порфиритов. Об этом же свидетельствует минералогический анализ тяжелой фракции, из которого видно, что увеличение количества апатита, столь характерное для горизонта измененных туфов альбитизированных порфиритов, в этом разрезе не наблюдается.

Таким образом, минералогический анализ подтверждает данные, полученные при петрографическом изучении отложений эоцена.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Суммируя вышеизложенное приходим к следующему выводу:

1. Среднеэоценовые образования делятся на две части: нижнюю терригенную, имеющую вместе с химическими осадками—известняками—небольшую мощность и пользующуюся прерывистым распространением и верхнюю — мощную толщу вулканогенных отложений.

2. Терригенные отложения среднего эоцена отдельных участков изученного района, налегая на разновозрастные (от палеозойских до меловых) и различные по составу породы, имеют соответственно также различный состав: в районе сел. Камышло они расположены непосредственно на массиве и слагаются материалом — гранитоидов; в Горасхеви, залегая на лейасских и верхнемеловых отложениях, сложены, главным образом, продуктами размыва лейасских кварцевых и слюдисто-кварцевых песчаников, меловых туфов кварцево-альбитофирового состава и секущих лейас кварцево-роговообманковых порфиритов; на левом берегу р. Пиназаури, налегая на верхнемеловые карбонатно-туфогенные породы, слагаются обломками этих же пород; на северном склоне г. Ляльвар терригенные отложения (конгломераты) состоят в основном из продуктов размыва альбитофиров.

Ср. эоценовое море, трансгрессируя на сушу, сложенную различными породами, размывало последние и отлагало их поблизости в неровностях древнего рельефа. Таким образом, материал одних участков почти не переносился и не смешивался с материалом других участков, находившихся на расстоянии всего лишь в нескольких километрах.

В тоже время, начавшееся мощное извержение андезитовых продуктов вносит еще большее разнообразие в материал базальной формации среднего эоцена; продукты вулканизма, смешиваясь в некоторых местах с терригенным материалом, дают туфогенные отложения.

3. Среднеэоценовая вулканогенная толща юго-восточной части исследованного района (юго-западная периферия Локского массива — Локский перевал, верхнее течение р. Пиназаури) делится на два горизонта:

а) Нижний — основной горизонт представлен, главным образом, зеленовато-серыми и темно-серыми, в основном массивными авгит-андезин-лабрадоровыми порфиридами, большей частью с гиалопилитовой основной массой и их туфами. В нижней части выделяется пачка туфов ($h=50$ м) с покровами лабрадоровых и авгит-лабрадоровых порфиритов; туфы андезин-лабрадорового состава, но среди них в нижней части наблюдаются также туфы олигоклазового состава. Во всем горизонте основная масса порфиритов и цемент туфов хлоритизированы, карбонатизированы и изредка лимонитизированы. Процессы изменения выражены сильнее в туфах, чем в порфиридах. Плаггиоклаз и авгит в порфиридах большей частью свежие, в туфах же изменены; плаггиоклаз частично замещен карбонатом, реже хлоритом и эпидотом, иногда альбитизирован. Авгит обычно замещен карбонатом и эпидот-цоизитом. Кое-где наблюдается уралитизация микролитов авгита. Эпидотизация интенсивнее в верхней части.

б) Верхний — кислый горизонт составляет светлые альбит-олигоклазовые и сравнительно темные, коричневатые, андезиновые, часто авгито-андезиновые порфириды с витрофиридой (кислое стекло) основной массой и слоистые туфы альбит-олигоклазового состава. В этом горизонте большинство маломощных покровов представлено альбит-олигоклазовыми порфиридами, вместе с ними изредка наблюдаются и андезиновые порфириды. Мощные покровы — частично альбитизированные андезиновые порфириды. Породы, в особенности туфы, в некоторых участках, вследствие воздействия гидротерм, изменены — окварцованы, оглинены, пиритизированы и эпидотизированы.

На запад мощность кислой фации постепенно уменьшается. В ущ. р. Кара-су снижается до 40 м. Еще западнее, в районе сел. Дманиси и Кизил-килиса, эта фация отсутствует вовсе и видимая часть вулканогенных отложений представлена в основном мощной толщей туфобрекчий, туфов и покровов авгит-андезин-лабрадоровых, авгит-роговообманково-андезин-лабрадоровых порфиритов.

4. Появление сравнительно кислой андезито-дацитовой фации в андезитовом среднем эоцене, по-видимому, не является следствием лишь постмагматических и эпигенетических изменений.

Породы верхнего горизонта, кроме более кислого характера, значительно отличаются от пород нижнего горизонта также по структуре и минералогическому составу. Это обстоятельство дает основание предположить, что эти два горизонта возникли из лав различного состава.

При сопоставлении палеогеновых вулканогенных образований Аджаро-Триалетской складчатой системы с таковыми периферии Локского массива, отмечается следующее:

1. Стратиграфическое положение свиты массивных и грубослоистых вулканогенных образований в обоих геотектонических единицах одинаково — они следуют за фаунистически датированными среднеэоценовыми слоями и перекрываются литологически отличающимися от них породами. Вместе с этим в обоих случаях нижние части свиты слагаются бедными авгитом андезитовыми порфиридами, верхние же части — андезито-базальтовыми порфиридами богатыми авгитом.

2. Некоторым своеобразием отличается верхняя часть вулканогенной свиты Локского массива: она по своему андезито-дацитовому составу тяготеет к нижележащим среднеэоценовым вулканогенам, а по кислотности и обогащению щелочами (особенно К) — к верхне-эоценовым щелочным образованиям северо-западной периферии Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Что же касается терригенных отложений этих двух областей, то они значительно отличаются друг от друга. Так, например, в геосинклинали в палеоэоцене и нижнем эоцене мы имеем отложения флишевого типа, мощность которых измеряется километрами (см. схему), тогда как таковые на периферии Локского массива отсутствуют вовсе, позволяя предполагать здесь в этот период наличие суши. Как отмечалось выше, на периферии Локского массива (южная полоса), море трансгрессировало лишь в начале среднего эоцена, размывая разновозрастные породы и отлагая различные по составу базальные образования.

Схема стратиграфической параллелизации среднеэоценовых образований Аджаро-Триалетской складчатой системы и периферии Локского массива

Аджаро-Триалетская складчатая система (по П. Д. Гамкрелидзе и Г. С. Дзоценидзе)		Периферии Локского массива	
Верхний эоцен (приабон)	Конгломераты, песчаники, глины, вулканогенные образования и др. 1—1,5 км	Не обнажается	
Оверз	Верхняя слоистая туфогенная и мергельно-песчанниковая свита 300 м	ср. эоцен(?)	Свита слоистых туфов кислого состава с покровами андезито-дацитовых порфиритов 600 м
Ср. эоцен	Массивная и грубослоистая вулканогенная свита 3-5 км	ср. эоцен	Массивная и грубослоистая вулканогенная свита 600 м 2. Андезито-базальтовая богатая авгитом. 1. Андезитовая бедная авгитом
Ср. эоцен (в запад. части системы охватыв. и верхн. н. эоцена)	Нижняя слоистая пестроцветная туфогенная свита	ср. эоцен	Базальные конгломераты, известняки, слоистые туфогены 50 м
Палеоэоцен, нижний эоцен	Терригенный флиш 2 км	Размыт или не отлагался	

Изучение палеогеновых отложений в целом (вулканогенных и терригенных) позволяет нам отметить, что северная полоса, находясь непосредственно близ Аджаро-Триалетской геосинклинали, заимствует некоторые ее особенности (большая мощность отложений, характер вулканизма и т. д.). Южная же полоса располагаясь на периферии Локского массива, повторяет основные этапы развития последнего.

Это обстоятельство и обусловило в основном различный литолого-петрографический характер отложений этих двух полос развития палеогеновых образований Юго-Восточной Грузии.

ЛИТЕРАТУРА

- Барканов И. В., 1936. Очерк геологии и рудных месторождений северной части Степанованского р-на ССР Армении и соседних частей Алавердского района Арм. ССР и Башкичетского района ССР Грузии. Грузгеолуправление.
- Беликов Б. П., Кузнецов С. С., 1936. Геолого-петрографическое строение южных склонов Триапетского хребта. Материалы по геологии и петрографии Грузии, вып. 3, тр. СОПС АН ССР, сер. Закавказ. вып. 20.
- Белянкин Д. П., Петров В. П., 1945. Петрография Грузии, сер. 1, Региональная петрография, вып. 11, 196, М.-1.
- Беридзе М. А., 1960. К петрографии верхней части палеоцен-нижнеэоценовой свиты ущ. р. Алгети. Сообщ. АН ГССР, т. XXIV, № 3.
- Габуния К. Е., Гамкрелидзе П. Д., 1942. Геология южной части Борчалинского р-на. Тр. Геол. Ин-та АН ГССР, сер. геолог. (на груз. яз.), т. I (VI), Тбилиси.
- Гамкрелидзе П. Д., 1949. Геологическое строение Аджаро-Триапетской складчатой системы. Геол. Институт АН ГССР. Монографии, № 2.
- Гамкрелидзе П. Д., 1957. Основные черты тектонического строения Грузии. Тр. геол. Ин-та АН ГССР, геологическая сер., ТХ (VI).
- Грушевой В. Г., 1935. Геологический очерк северо-западной части Алавердского района Армении и части Борчалинского района Грузии, Груз. Геол. Управление.
- Дзоценидзе Г. С., 1948. Домоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Геол. ин-т АН Гр. ССР. Монографии № 1.
- Заварицкий А. И., 1950. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР.
- Канделаки Н. А., 1950. Геологический отчет Борчалинской геолого-съемочной партии. По работам 1949 г. Груз. Геол. Управление.
- Комар В. А. и Высоцкий Б. П., 1945—1946. Геолого-структурные исследования в Борчалинском и Башкичетском районах ГССР. Груз. Геол. Управление.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., 1931. Петрография. Гос. научно-техн. изд. Ленинград.
- Левченко С. В., 1936. Геологическое строение северо-восточных склонов Триапетского хребта и литологическая характеристика слагающих его пород. Материал по геол. и петрогр. Грузии, вып. 3. Труды СОПС АН СССР, сер. Закавказ. вып. 20.
- Микадзе Г. А., 1960. Петрография палеоценовых вулканогенных образований Тетрицкарского района. Сообщ. АН ГССР, т. XXIV, № 3.
- Микадзе Г. А., Беридзе М. А., 1960. О палеоцен-нижнеэоценовом кислом вулканизме, Тетрицкарского района. Тр. II. Закавказ. конф. молодых ученых Баку.
- Назаров Ю. И., 1957. Геологический отчет Машаверской ПСП по работам 1956 г. Грузгеолуправление.
- Схиртладзе Н. И., Чихрадзе Г. А., Чечелашвили И. Д., и др., 1959. Литология верхнепалеозойских, юрских, части меловых и палеогеновых отложений Юго-Восточной Грузии. Геол. ин-т АН ГССР.
- Хучуа М. Ф., Лебанидзе Е. С., Кутателадзе Т. Д., 1953. Петрографическое и микрофаунистическое изучение палеогеновых отложений Тбилисского района. Трест «Кавказуглегеология».
- Чихрадзе Г. А., Беридзе М. А., 1958. Материалы к петрографии ср. эоцена юго-западной периферии Локского массива. Сообщ. АН ГССР, т. XXI, № 6.
- Чихрадзе Г. А., Чечелашвили И. Д., 1959. О минералогии среднеэоценовой вулканогенной свиты юго-западной периферии Локского массива. Сообщ. АН ГССР, т. XXII, № 2.
- Эднлашвили В. Я., 1948. Геолого-петрографическое описание бассейна р. Храми в пределах ее среднего течения Груз. Политехн. Ин-т.

СОДЕРЖАНИЕ

1. Г. А. Чихрадзе. Некоторые вопросы Литологии лейасских и байосских отложений Юго-Восточной Грузии 5
2. И. Д. Чечелашвили и М. А. Беридзе. Литология палеогеновых образований Юго-Восточной Грузии 59