

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Т Р У Д Ы
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 118. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 38). 1950

А. П. ЛЕБЕДЕВ

ЮРСКАЯ ВУЛКАНОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

А. П. ЛЕБЕДЕВ

ЮРСКАЯ ВУЛКАНОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

I. ОПИСАТЕЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Г л а в а I

ВВЕДЕНИЕ

В составе ниже- и среднеюрских сланцевых свит Центрального Кавказа магматические образования, принадлежащие к эффузивной и гипабиссальной фациям, играют значительную роль. Магматическая деятельность в течение юрской эпохи проявлялась в неодинаковой степени почти на всем протяжении современного Главного Кавказского хребта, но особенно интенсивного развития она достигала в центральной его части, заключенной между бассейнами рр. Чегема (на западе) и Ассы (на востоке). Именно эта часть Центрального Кавказа и является объектом настоящего исследования. Детальное изучение вулканогенных образований этой зоны проводилось автором в 1939—1940 гг. Кроме того, в настоящей работе нашли также отражение и результаты исследований, проводившихся автором на территории Центрального Кавказа в течение 1941—1945 гг., в связи с изучением его геологического строения (главным образом в Горной Осетии).

Работы по изучению юрского вулканизма были поставлены как в связи с общим изучением геологической истории Центрального Кавказа, так и с целью изучения продуктов юрского вулканизма как самостоятельной петрографической формации. Значительный интерес представляет также изучение пространственного распределения очагов вулканической деятельности и состава ее продуктов в связи с общим расположением главных тектонических элементов центральной геосинклинали зоны в течение нижней и средней юры. Определенная закономерность наблюдается также и в характере магматической деятельности на протяжении этого периода; она выражается в общей направленности магматического процесса в сторону от основных к кислым разностям.

Изучение древних вулканических областей дает, как известно, ценный материал и для разрешения некоторых общих вопросов теории вулканических явлений. Мы можем проследить на их примере общую

эволюцию в истории вулканического очага в течение огромного промежутка времени — целого вулканического цикла, наблюдать строение глубинных частей вулканических аппаратов, скрытых у современных вулканов, изучать соотношения эффузивного и интрузивного типов вулканической деятельности.

Необходимо вместе с тем отметить, что изучение древних вулканических образований является по самому своему характеру одной из труднейших задач геологии, поскольку мы имеем возможность наблюдать лишь остатки этих древнейших сооружений, обычно в очень неодинаковой мере уцелевших при последующих геологических процессах. На Центральном Кавказе эта задача в значительной мере усложняется еще и крайней труднодоступностью отдельных его высокогорных участков. Вдобавок и степень геологической изученности центральной части Большого Кавказа в области распространения геосинклинальных осадков нижней и средней юры является также еще недостаточной, особенно в отношении возраста отдельных слагающих его свит. Во многих, вернее даже в большинстве случаев мы до настоящего времени не можем говорить с полной уверенностью о точном возрастном положении отдельных осадочных свит и горизонтов, а следовательно, и вулканических образований, связанных с ними.

Все эти обстоятельства, конечно, в значительной мере отражаются на полноте наших знаний по юрскому магматизму Центрального Кавказа, и их следует иметь в виду при знакомстве с настоящей работой. Последующее изучение геологии Центрального Кавказа позволит уточнить и, возможно, по-иному осветить некоторые из вопросов, рассматриваемых в работе. Однако и к настоящему времени имеющийся материал позволяет сделать ряд существенных выводов и заключений о составе и характере образований, связанных с магматическими процессами юрской эпохи, и наметить основные закономерности, вытекающие из сравнительного изучения этих образований на площади Центрального Кавказа. Изложению этих данных и посвящена настоящая работа.

В связи с характером имеющегося материала в нижеследующем описании последовательно рассматриваются данные по отдельным естественным областям или участкам Центрального Кавказа, изученным автором. Далее рассматриваются общие выводы и заключения по всей формации в целом: вопросы возрастных соотношений отдельных ее членов, положения их в геологической структуре, морфологии, последовательности излияния, механизма инъекционных процессов, петрографического состава, химизма.

В полевых работах и частично в камеральной обработке принимали участие студенты МГУ и МГРИ — Ф. Язев, П. Логинов, А. Глашкина и Харьковского Гос. университета — А. Применко, В. Шевченко и другие. Химические анализы и спектроскопические определения выполнялись в лабораториях Института геологических наук АН СССР.

Глава II

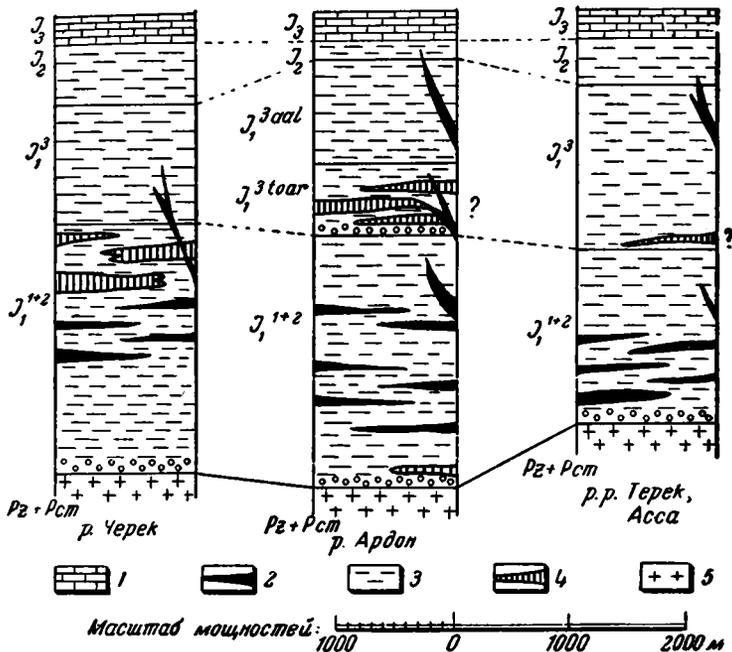
ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОНЫ РАЗВИТИЯ ЮРСКОГО ВУЛКАНИЗМА В ЦЕНТРАЛЬНОМ КАВКАЗЕ

Основные черты геологического строения северного склона Центрального Кавказа установлены на основании работ ряда исследователей. Наибольшее значение имеют работы В. П. Ренгартена (1932, 1937 и др.) по бассейнам рр. Терек и Ассы и по структуре Кавказа в целом, Л. А. Варданянца (1935) по Горной Осетии, а также С. С. Кузнецова по

Дигорско-Садонской зоне (1947), И. Г. Кузнецова по тектонике Центрального Кавказа и другие.

Согласно современным данным, геологическое строение северного склона Центрального Кавказа рисуется в следующем виде.

В основании стратиграфического разреза залегает кристаллическая толща докембрия и нижнего палеозоя, представленная комплексом гранито-гнейсов и метаморфических сланцев, с подчиненными им телами гранитов и гранодиоритов. В западной части района породы этого комплекса имеют сплошное растространение, протягиваясь в виде широкой полосы из бассейна Чегема в бассейн Уруха. Далее к востоку эта полоса разделяется на две более узкие. Южная полоса территориально связана



Фиг. 1. Схема стратиграфии юрских отложений в Центральном Кавказе.

1 — известняки; 2 — диабазы, спилиты и порфириды; 3 — песчаники и глинистые сланцы; 4 — альбитофиры и кератофиры; 5 — граниты и метаморфические сланцы.

с водораздельной зоной Главного Кавказского хребта, продолжаясь через Адайхохский массив до верховьев правого притока Ардона — р. Бад (где испытывает погружение и еще восточнее уходит под покров нижнеюрских глинистых сланцев в районе массивов Тепли и Казбека). Северная зона развития пород древнего комплекса представляется в виде изолированных массивов, преимущественно гранитного состава, образующих «окна» среди более молодых пород; с запада на восток это массивы — Фаснальский, Згидский, Садоно-Мизурский, Архонский, Холстинский, Майрамдонский, Фиагдонский, Дарьяльский и Гвилетский.

Общее положение этого древнего фундамента определяет собой расположение основных структурно-тектонических элементов района.

На породы древнего фундамента — местами через незначительную по мощности промежуточную толщу отложений сильно денудированного палеозоя — ложится мощная толща отложений нижней и средней юры геосинклинального типа, которая вдоль северной периферии района перекрывается толщей отложений верхней юры.

В разрезе ниже- и среднеюрских песчанисто-глинисто-сланцевых отложений, являющихся основным вмещителем вулканогенных образований района, исследователями выделяются два главных комплекса (фиг. 1).

1) Нижележащая толща отложений нижнего и среднего лейаса, в основании содержащая конгломератовый, местами графитовый горизонт небольшой мощности и прослой, также небольшой мощности, кератофириров и их туфов, сменяемые выше мощной толщей значительно метаморфизованных глинисто-аспидных сланцев.

2) Вышележащая толща отложений верхнего лейаса и, частично, доггера, представленная в основном чередованием песчаников и глинисто-песчанистых сланцев, в целом значительно менее интенсивно метаморфизованных по сравнению с отложениями нижележащего комплекса. В основании этой толщи в пределах Осетии залегает непостоянной мощности горизонт вулканогенных образований средней и кислой магмы (альбитофиры).

Пространственное распространение этих двух комплексов ниже- и среднеюрских отложений стоит в тесной связи с общим планом тектонического строения района, охарактеризованным выше.

В своем распространении оба этих комплекса приурочены к геосинклинальной зоне Большого Кавказа, но расположение их в этой структуре различно. Нижележащий комплекс сильнее метаморфизованных и дислоцированных осадков нижнего и среднего лейаса выполняет центральную, осевую, часть геосинклинальной зоны, соответствующую участкам, испытавшим в период формирования этой зоны (накопления осадков) наибольшее опускание.

Комплекс песчано-глинистых отложений верхнего лейаса и доггера связан в своем распространении с северной краевой или периферической частью геосинклинальной зоны. Мелководные и слабодислоцированные отложения верхнего лейаса и доггера приближаются к типу платформенных или к типу отложений зоны краевых шельфов (по Бубнову). Начинаясь, примерно, от р. Черка на востоке, эта зона далее уходит в область верховьев рр. Малки и Кубани.

С этими важнейшими структурно-геологическими зонами, характеризующимися каждая определенным комплексом осадочных образований и различной степенью их дислоцированности, стоит в связи и распределение вулканогенных образований юрского возраста.

В центральной геосинклинальной зоне — области развития аспидно-сланцевой серии нижнего и среднего лейаса — развит комплекс эффузивных и гипабиссальных образований основной магмы, которые можно объединить под именем спилито-диабазовой формации. Наиболее значительного развития породы этой формации достигают в зоне, заключенной между бассейнами рр. Уруха (с запада) и Гизель-дон (с востока) — это Адайхохский и Теплинский горные массивы. Другим районом значительного развития этих пород является область, расположенная непосредственно к востоку от Военно-Грузинской дороги, в бассейнах рр. Терка, Ассы и Хевсурской Арагвы.

Периферическая зона геосинклинальной впадины — область развития отложений верхнего лейаса и доггера, является областью преимущественного развития вулканогенных образований средней и кислой магмы, представленных главным образом в эффузивной фации (альбитофиры и кератофиры). Здесь местами мы встречаемся и со случаями совместного нахождения кислых пород с более основными при, обычно, резком количественном преобладании первых. Характерные примеры дают Черекско-Чегемский район, а также отчасти области, расположенные в бассейне Кубани.

Вулканогенные породы в этой зоне достигают наибольшего своего распространения в бассейнах рр. Ардона и Уруха, где они образуют в плане две полосы — северную, тянущуюся почти непрерывно, и южную, разорванную на отдельные участки. Частично прослеживаются эти породы также и в бассейнах рр. Череха, Чегема, Фиаг-дона и Терека.

Таково в общих чертах геологическое строение описываемой в настоящей работе центральной части Большого Кавказа. Более подробная характеристика геологического положения вулканогенных образований будет дана ниже при описании отдельных районов. В заключение мы отметим, что различие в геологической обстановке в период формирования вулканогенных образований юры в значительной мере определило их вещественный состав и фациальный характер.

Глава III

ЧЕРЕКСКО-ЧЕГЕМСКИЙ РАЙОН

Проявления юрской вулканической деятельности в бассейнах рр. Череха Бизенгиевского и Чегема (Кабардинская АССР) связаны в своем распространении с узкой зоной развития осадочных свит среднего и верхнего лейаса, протягивающейся в направлении, близком к широтному, между Скалистым и Боковым хребтами, примерно на 16—18 км. Здесь в составе полого залегающей толщи песчано-глинистых сланцев и песчаников прослеживаются пластовые тела диабазо-порфиритовых (преимущественно в южной части зоны) и кератофировых (в северной части) пород. Все эти образования как основной, так и кислой магмы чрезвычайно тесно связаны между собой как по пространственному, так и по возрастному своему положению.

1. История исследования

Имеющиеся литературные данные по геологическому строению области бассейнов Череха и Чегема (в их средней части) и, в особенности, по петрографии магматических образований немногочисленны.

Краткие указания на существование пластовых залежей (Zwischenlager) диабазов и жильных и штоковых тел ортоклазовых порфиров среди «сланцев доггера» в долине Череха Бизенгийского имеются у Абиха (1874).

Кратко касаются этих же пород Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1904) и В. В. Дубянский (1913). Левинсон-Лессинг считает хуламские кератофиры — дайкой.

В 1912 г. Д. С. Белянкин совершил маршрут по ущельям Бизенгии, результатом которого явилось довольно подробное описание изверженных пород этого района (Белянкин, 1915). Он кратко останавливается на геологической их характеристике; указывает на пластовый характер залегания большинства изверженных пород района среди юрских осадочных свит, свидетельствующий о юрском их возрасте; на неясность геологических взаимоотношений диабазов и кератофиров; устанавливает, что кератофиры района с. Хулам Бизенгийский образуют не дайку, а пластовую залежь; указывает на существование жил диабазов в древних метаморфических сланцах (по р. Кучме-су) и жил кератофиров в гранитах (по р. Джитче-су). Он говорит об эффузивном характере кератофиров, но не высказывается определенно в пользу эффузивной или интрузивной природы диабазовых пластов. Возраст верхних горизонтов глинисто-сланцевой толщи на участке к востоку от сел. Джабой

(по Бизенгийскому водораздельному хребту) определяется Д. С. Белянкиным по собранной им фауне как бат (до келловей), а для района р. Чайнашки — как лейас-доггер (включая байос и бат).

В петрографическом отношении среди диабазовых пород Д. С. Белянкин различает два типа: а) с кислым плагиоклазом и б) с основным. Второй тип свойственен, по его мнению, исключительно секущим жилам. В некоторых лабрадорсодержащих диабазах одновременно присутствуют и натровые цеолиты — анальцит и натролит. Приведено два анализа: 1) диабазового порфирита с натролитом из дайки среди кристаллических сланцев р. Кучме-су и 2) мандельштейнового диабаза, с натролитом и анальцитом из жил (?) в юрских сланцах в дол. р. Чайнашки; для последней породы характерно повышенное содержание щелочей ($\text{Na}_2\text{O} = 4.68\%$), при значительной основности ($\text{SiO}_2 = 46.13\%$). Среди кератофиров выделяются афировые и порфировые разновидности с вкрапленниками ортоклаза, анортклаза и альбита, иногда сложно срастающихся между собой. Приведены два анализа покровных (?) кератофиров из района р. Кишлык-су и горы Мукол-кая, весьма близкие между собой, и анализ афирового кератофира из жилы в гранитах по р. Джитче-су, отличающегося повышенной кислотностью; приводится также анализ альбитового порфирового вкрапленника. Автор подробно останавливается на генезисе темных «интрателлурических» включений в хуламских кератофирах, отмечая большое развитие в них гематита, местами полностью вытесняющего основную массу.

Г. М. Ефремов (1937) в своем кратком геологическом очерке бассейна р. Черка указывает на развитие здесь габбро-диабазов в форме пластовых залежей и жил, секущих как древний кристаллический комплекс, так и юрские осадочные породы. Среди габбро-диабазов возможны, по мнению автора, как нижнеюрские, так и более молодые по возрасту образования. Им выделяются два подтипа габбро-диабазов — с пироксеном и с роговой обманкой. Последние развиты, по его мнению, исключительно в составе жил и даек, заключенных в древних кристаллических породах Главного и Бокового хребтов. Интересны указания на случай пересечения кварцево-арсенопиритовой жилы габбро-диабазов (гора Зукка).

И. Г. Кузнецов (1940) в своем общем обзоре истории вулканизма в Центральном Кавказе коротко указывает на среднелейасовый возраст свиты глинистых сланцев с кератофирами и порфиритами. Диабазовая же дайка по р. Кучме-су, по его данным, прорывает глинистые сланцы ааленского возраста. Время излияния кератофировой магмы он склонен связывать здесь с предверхнетоарской фазой тектогенеза.

2. Геологическая обстановка

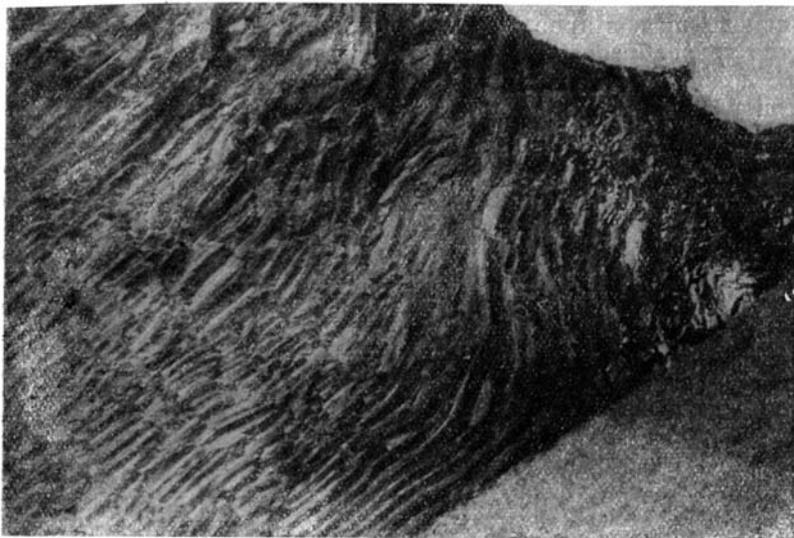
Все вулканогенные магматические образования описываемого района тяготеют к области распространения песчано-глинисто-сланцевой толщи нижней юры, точный возраст которой до настоящего времени не является вполне установленным и пока определяется в пределах среднего (В. П. Ренгартен, 1946) и частично, возможно, верхнего лейаса (И. Г. Кузнецов, 1940).

Вся осадочно-вулканогенная толща полого падает к северу.

а) Долина р. Черка Бизенгийского в районе б. сел Хулам и Усхур

Наиболее значительным по размерам магматическим образованием в северной части описываемого района является мощная пачка кислых

эффузивов, вскрытая долинами рр. Черка Бизенгийского и его притоков (Хулам, Шоудор-су, Ит-кара-су) в районе б. селений Хулам, Усхур



Фиг. 2. Характер отдельности в кератофиромом лавовом потоке. Левый борт долины р. Черка.

и Джабой («Хуламский кератофиромый покров»). Мощность этой свиты в средней части достигает 250 м (фиг. 2, 3, 4).



Фиг. 3. Хуламский кератофиромый покров (темное), вид с юга. На заднем плане — известняковый хребет (верхняя юра).

В строении вулканогенной толщи принимают участие как лавовые, так и пирокластические образования, дающие местами тесное взаимное

чередование. Среднюю и наиболее мощную ее часть слагают сплошные массивные розовые кератофировые породы, богатые крупными кирпично-красными вкрапленниками и округлыми железистыми темными включениями.

В основании и в кровле вулканогенной пачки получают значительное развитие разнообразные пирокласты; здесь наблюдаются и прослои осадочных пород и тонкие горизонты более основных пород — плагиоклазовых порфиритов.

Формы отдельности, наблюдаемые в разрезах пластов хуламской свиты, описаны (и иллюстрируются хорошими фотографиями) в работе Д. С. Белянкина



Фиг. 4. Формы отдельности в кератофировом лавовом потоке (слоистая и волнистая). Правый борт дол. р. Черка над б. сел. Усхур.

(1915). Интересно отметить, что крупные формы отдельности (столбчатая, скорлуповатая) зачастую захватывают разнородные в петрографическом отношении горизонты, как бы не считаясь с их составом. Это может являться указанием на то, что образование трещин шло в данном месте уже после полного затвердевания всего комплекса лавового и пирокластического материала.

По правому борту ущелья Черка Бизенгийского и по балкам, вдающимся в него справа, прослеживается юго-восточное продолжение хуламской свиты. В основании разреза здесь залегает горизонт черных плотных мандельштейновых порфиритов; на них налегает толща зеленовато-белых фельзитовых брекчий, выше которых следуют розовые массивные кератофиры средней части свиты.

К юго-западу от района, к которому относятся вышеописанные разрезы, можно наблюдать в составе песчаников, подстилающих вулканогенную свиту, небольшие тела кератофиров, имеющих характер скорее интрузивных образований; это небольшие купола, микролакколиты.

Примером может служить небольшой микролакколит, обнажающийся в нескольких сотнях метров к югу от б. сел. Верхний Хулам. Мощность этого тела в центральной части около 14 м, диаметр видимой части — около 60 м.

Наблюдается ясное сводообразное поднятие вышележащих песчаников. Отдельность в нижней части «лакколита» приблизительно на

3—4 м — неправильная, местами типа лав «пахоехое»; в верхней части пласта — столбчатая.

б) М а с с и в г о р ы У ч - т а ш и

В районе массива горы Уч-таши (водораздельного хребта между долинами Черка Бизенгийского и р. Ит-кара-су) наблюдается разрез осадочно-вулканогенной свиты, содержащий в нижней своей части значительное количество излияний более основных пород — мандельштейнов и порфиритов.

Геологическое положение этой свиты горы Уч-таши не вполне ясно, так как район пока недостаточно изучен в общегеологическом отношении. Свита Уч-таши либо непосредственно подстилает вышеописанную хуламскую свиту с кератофирами, либо является ее южным продолжением, различающимся несколько в фациальном отношении. Последнее предположение более вероятно, но для точного установления взаимоотношений требуется более детальное изучение участка. Общая мощность около 650 м.

На участке к востоку от башни быв. сел. Джабой можно наблюдать пересечение мандельштейновых порфиритов толстой жилой красного фельзитового кератофира. Жила имеет меридиональное простирание.

Вблизи башни наблюдается также мощная пластовая залежь массивного красного кератофира с признаками инъекции в сланцы (вблизи подошвы). Такую же картину можно наблюдать и в скалах ниже крайних западных домов селения.

На западном склоне массива Уч-таши, над быв. сел. Джабой, можно наблюдать примерно тот же разрез, что и описанный выше. На более низких горизонтах преобладают пластовые тела мандельштейновых порфиритов, причем на одном участке хорошо заметно налегание этих пород на неровную поверхность кератофиров; для порфиритов характерна шаровая подушечная отдельность со сплюснутыми «подушками» и межшаровой черной туфопесчанистой массой. Самым верхним эффузивным горизонтом является здесь мощная толща фельзитовых кератофировых туфов и их брекчий, содержащих в верхней своей части линзы зеленых стекловатых перлитов.

в) М а с с и в г о р ы М у к о л - к а я

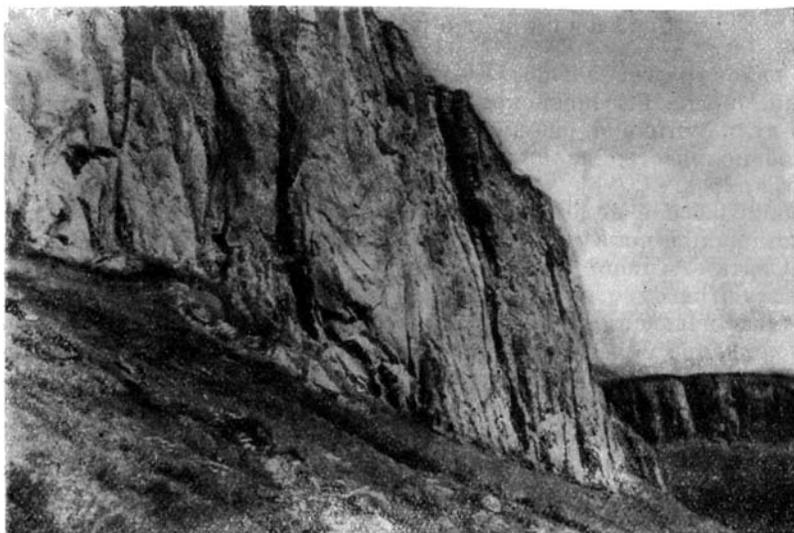
Осадочно-вулканогенная свита, обнажающаяся по южным склонам массива горы Мукол-кая, повидимому, соответствует свите горы Уч-таши, но имеет значительные фациальные отличия. Характерным здесь является широкое развитие пластовых тел диабазов в нижней части разреза.

Свита в целом сравнительно слабо дислоцирована; наблюдается общее пологое падение к северо-востоку под углом 10—15°. Складчатые дислокации имеют характер волнистости.

Встречаются небольшие вертикальные смещения, а также пологие разрывы, причем последние нередко приурочены к контактам пластовых тел диабазовых пород (фиг. 5). Последние в своем расположении полностью подчинены тектонике вмещающей сланцево-песчанистой толщи. Общая мощность свиты до 500 м. Отдельные эффузивные горизонты до 60 м.

В окрестностях быв. сел. Шики можно наблюдать и дайковую фацию (фиг. 6) как кислой, так и основной магмы. Диабазами сложена здесь

2-метровая дайка, обнажающаяся среди песчаников по арубной дороге, поднимающейся к селению.



Фиг. 5. Нижний пласт диабазы к востоку от б. сел. Шики. Видна грубо столбчатая отдельность.

Центральная часть дайки сложена порфировидным авгитовым диабазом, краевые части — диабазовым порфиритом. Характерно присутствие свежего зонального лабрадора.



Фиг. 6. Дайка диабазового порфирита (светлое), секущая песчанисто-сланцевые отложения среднего (?) лейаса. Район сел. Шики.

На более высоких участках склона встречаются и дайки кератофиров, в том числе и секущие диабазовые покровы.

г) Водораздельный Черекско-Чегемский хребет

На западных склонах этого хребта, обращенных к долине Чегема, развита та же свита глинисто-песчанисто-алевролитовых сланцев и аргиллитов с эффузивными компонентами, что и в долине Черека. Мощность ее здесь значительно меньше. Сложная тектоника этого района, недостаточно еще выясненная региональными геологическими исследованиями, не дает возможности проследить разрез свиты на всем ее протяжении. Общая мощность 280 м.

В районе к югу от сел. Думала встречены в неясных условиях залегающие дайкообразные (?) тела, мощностью до 200 м (?) крупнозернистых ортоклазовых диабазов.

3. Петрографическое описание

А. Эффузивная фацция основной магмы

а) Плагиоклазовые порфириды и мандельштейны

Порфириды пользуются преимущественным распространением в нижних горизонтах разреза эффузивной свиты.

Мощность отдельных прослоев лежит обычно в пределах 20—40 м. Наиболее полно представлены породы этой группы в районе массива Уч-таши. Здесь у них обычно хорошо бывает выражена шаровая или подушечная отдельность.

Мандельштейновые разности порфиритов обычно тесно связаны с массивными, и в распределении тех или других в пределах одного горизонта трудно уловить определенную закономерность. Вообще же мандельштейновые разности обычно преобладают. Диаметр миндалин обычно 0,3 — 0,8 см; выполнены они преимущественно кальцитом или хлоритом.

По внешнему облику описываемые породы обычно темнозеленые или черные, плотные, массивного сложения.

Порфиновые выделения принадлежат почти во всех случаях кислому плагиоклазу. Средний размер вкрапленников $0,08 \times 0,4$ см, редко встречаются более крупные, до 1 см длиной. Под микроскопом они сильно замутнены, пелитизированы. Нередко зона включений из бурного стекловатого изотропного вещества окаймляет внутреннюю, свободную от включений часть кристалла, в которой наблюдаются иногда в виде мелких пятнышек реликты лабрадора.

Характерно интенсивное, обычно, изменение вкрапленников, проявляющееся главным образом в их пренитизации, параллельно с карбонатизацией.

Основная масса характеризуется гиалопилитовой, при преобладании более крупных микролитов — местами трахитоидной структурой. Обычно наблюдается агрегат толстых микролитов альбита или альбит-олигоклаза, сцементированных буроватой основной массой, первоначально стекловатой, в значительной степени замещенной хлоритом и кальцитом и пропитанной окислами железа. Нередко основная масса принимает мелкопузыристое строение (шлаковая корка). Местами она интенсивно пропитана мелкораспыленными тончайшими выделениями гематита (фиг. 7).

Главным компонентом основной массы является хлорит, бледнозеленый, низкополяризующий; местами он пропитан игольчатыми выделениями титаномagnetита.

В составе миндалин присутствует хлорит, но другого типа, чем в основной массе — пластинчатый. Иногда в составе миндалин появляется барит, сопровождаемый оторочкой из кальцита.

В основной массе, кроме того, присутствуют игольчатые микролиты коричневого титан-авгита, зеленоватого амфибола, мелкие округлые иддингситовые псевдоморфозы по оливину (?).



Фиг. 7. Мандельштейновый плагиоклазовый порфирит.
Район сел. 6. Усхур, № 607, $\times 20$.

Для сравнения обоих типов порфиритов — обычных, безоливиновых (№ 560) и содержащих псевдоморфозы по оливину (?) в них были произведены определения содержания кремнекислоты (табл. 1). Эти данные подтверждают некоторое химическое различие обоих типов порфиритов.

Т а б л и ц а 1

Содержание кремнекислоты в порфиритах Черекско-Чегемского района

№ обр.	Наименование породл	Процент SiO ₂
560	Порфирит плагиоклазовый	47.54
630	Порфирит с псевдоморфозами по оливину. Аналитик К. П. Сокова	42.88

б) А в г и т о в ы е п о р ф и р и т ы

Они представляют собой сравнительно редкий тип в группе порфиритов, с которыми обычно связаны по условиям нахождения. Отличаются присутствием порфировых выделений пироксена (наряду с плагиоклазом), длиной 0.6—1 мм. Пироксен представлен в них бесцветным или слабо желтоватым диаллагом, корродированным стекловатым материалом основной массы; в других случаях—слабо коричневатым титан-авгитом.

Плагиоклазовые вкрапления обычно целиком замещены агрегатом пренита.

Основная масса та же, что у плагиоклазовых порфиритов.

в) Туфы и микробрекчи плагиоклазовых порфиритов

Развиты обычно в комплексе с порфиритами вышеописанных групп, реже слагают самостоятельные прослой небольшой мощности.

Представляют по внешнему виду плотные массивные породы, часто мандельштейнового облика, состоящие из мелкозернистого обломочного материала. Окраска — темная, иногда содержат полосы и разводы сероватого плотного вещества, туфовой или стекловатой природы.

Присутствуют обломки вкрапленников и микролитов плагиоклаза, отчасти, цветных минералов, замещенных хлоритом; изредка встречаются и обломочки песчанистого материала. Промежуточная масса — неоднородная, то стекловатого (витрофирового) строения, то пелитоморфная; местами принимает слоистую текстуру; отдельные полосы обтекают включения.

В некоторых прослоях можно наблюдать обогащение осадочным материалом — переход к туфопесчаникам.

г) Стекловатые туфы

В составе порфиритовых горизонтов к югу от быв. сел Джабой был встречен прослой порфиритовых туфов, содержащий основное стекло. В составе породы присутствуют мелкие пренитизированные вкрапленники плагиоклаза, погруженные в светлозеленую изотропную массу, представляющую вулканическое стекло. Стекло имеет шариковое или перлитовое строение, диаметр шарика 1—1.5 мм. Стекло большей частью раскристаллизовано и сохранилось без изменения лишь по периферии шариков; оно яркозеленое, изотропное, имеет сильный положительный рельеф. Показатель преломления $N = 1.622 \pm 0.003$. Остальная часть шарика сложена тонкоагрегатной яркополяризующей массой слюдисто-хлоритового состава. В промежутках между шариками расположено бурое стекловатое вещество с показателем преломления $N = 1.610 \pm 0.003$, вероятно, более кислое по составу. Содержание SiO_2 в зеленом стекле составляет, по этим данным, около 46%.

Б. Субинтрузивная и интрузивная фации основной магмы

Большинство из описываемых ниже пород принадлежит к субинтрузивной фации диабазово-порфиритовой магмы, внедрение которой происходило на небольшой глубине, сопровождая процесс эффузии на поверхности.

К интрузивной фации можно отнести породы из даек, залегающих в породах древнего комплекса и частично в сланцах юры (дайка на дороге к сел. Шики). Характеристика этих даек имеется в работе Д. С. Белянкина, 1915).

а) Авгито-хлоритовые диабазы

Они пользуются преимущественным распространением в области массива Мукол-кая, где вместе с порфиroidными разностями слагают пластовые тела в нижних горизонтах разреза. В структурно-минералогическом отношении диабазы этой группы довольно однообразны; преимущественно развиты среднезернистые разности с массивной текстурой, зеленовато-серые. В более лейкократовых разностях местами наблюдается пятнистое такситовое строение; черные призмочки темноцветных минералов образуют скопления на фоне белой полевошпатовой массы.

Микроструктура в большинстве случаев принадлежит к обычному офитовому типу, давая местами переход к интерсертальной и, с другой стороны, к пойкилоофитовой (в более грубозернистых разностях).

Длина лейст плагиоклаза в среднезернистых разностях — до 1.0—1.5 мм, в более крупнозернистых до 3—4 мм.

В минералогическом составе главную роль играют четыре компонента: кислый плагиоклаз, моноклинный пироксен, хлорит и титаномagnetит. Представление о количественно-минералогическом составе дает табл. 2.

Таблица 2

**Количественно-минералогический состав диабазов
и диабазовых порфиритов Черекско-Чегемского района
(в объемн. %)**

Минералы	№			
	595	735	796	728
Плагиоклаз	50.9	51.8	53.1	60.6
Пироксен	18.4	8.3	20.7	8.7
Хлорит	22.7	25.1	19.7	25.8
Титаномagnetит	5.9	4.8	6.5	4.9
Анальцит	2.4	—	—	—
Калинатровый полевой шпат	—	10.0	—	—

Плагиоклаз образует удлиненные лейстовидные кристаллы, сильно замутненные вторичными буровато-серыми глинистыми продуктами, часто с примесью соскюритовых частичек. В единичных случаях заметны реликты более основного плагиоклаза. Внешняя каемка зерна остается обычно свежей; в узких промежутках между лейстами наблюдается развитие калинатрового полевого шпата с красновато-коричневыми вторичными глинистыми продуктами изменения. По составу плагиоклаз в подавляющем числе случаев принадлежит к альбиту или альбит-олигоклазу. Измерения дают: № 3 (757)¹, № 8 (736), № 10 (748), № 1 (756), № 6 (746), № 56 (737), № 74, 60 (781). Основной плагиоклаз отмечался вообще редко.

Местами в плагиоклазе отмечались новообразования натролита в виде неправильных пятнистых участков.

Калинатровый полевой шпат присутствует обычно в очень небольшом количестве; он развивается в виде каемок на кристаллах плагиоклаза или выполняет узкие промежутки между близко расположенными зернами последнего. Всегда сильно замутнен. Определение угла оптических осей дает — 80°, — 82°.

Титан-авгит обладает коричневато-фиолетовой окраской. Он образует неправильные или же удлиненно-призматические зерна, ясно ксеноморфные по отношению к плагиоклазу. Оптические константы сведены в табл. 3.

Почти постоянно наблюдается зональность. Она резко выражена в мелких зернах и менее отчетливо в более крупных. Угол 2V увеличивается в периферической части зерна, вероятно, в связи с понижением содержания MgO. Местами в кристаллах авгита заметны мелкие включения измененного стекла.

¹ Здесь, так же как и дальше, цифры в скобках обозначают номера шлифов из коллекции автора.

**Оптические константы моноклинного пироксена в диабазах
и диабазовых порфиритах Черекско-Чегемского района**

№ обр.		cNg	2V	Ng — Np
595	ядро	37°, 39°	+42° + 56°	0.022
606	»	44°	+38° + 45°	—
622	»	—	+46°	—
728	»	47°	+46°	—
729	ядро	42°	+36°	0.021
	край	—	+44°	0.024
735	ядро	39°, 40°	+44° + 48° + 52°	—
737	ядро	—	{ +48°, +50°	—
	край	—	{ +58°, +60°	—
796	ядро	43°		

Петельчатые небольшие псевдоморфозы идинггита по оливину (?) попадаются довольно редко; они представляют собой тонкозернистую массу из мельчайших частичек буроватого, ярко плеохроирующего слюдистого минерала и кальцита, пропитанную окислами железа.

Титаномагнетит образует зерна двух типов:

1) удлинненно-игольчатые, идиоморфные ко всем другим составным частям;

2) более крупные склетные или с неправильными лапчатыми очертаниями изометрические зерна, обнаруживающие скорее ксеноморфные отношения к плагиоклазу.

Пренит выполняет округлые участки в мезостазисе, развивается в листоватых или шестоватых агрегатах, местами замещая собой полевой шпат; наблюдается местами плавный его переход в хлорит.

Хлорит дает образования различных типов:

1) мелкие листоватые сростки или пучки, зеленоватые, с довольно отчетливым плеохроизмом, с высокой интерференционной окраской, типа делессита ($N = 1.615 \pm 0.003$);

2) толстоластинчатые, развитые преимущественно в миндалинах, со слабым плеохроизмом: Ng — синевато-зеленый, Np — бледнозеленый, аномальные синие интерференционные цвета.

Анальцим развивается на отдельных участках мезостазиса, цементируя зерна плагиоклаза и пироксена. Встречается довольно часто, но в количествах не свыше 1—2%, изотропен; показатель преломления заметно ниже такового канадского бальзама.

Апатит присутствует постоянно, образует крупные игольчатые кристаллы.

В переменном количестве присутствуют пирит, пирротин, кальцит.

Наиболее характерным общим типом изменения является карбонизация.

Представление о химическом составе пород описываемой группы дает анализ мандельштейнового диабаза из района Бизенгйского водораздельного хребта, приводимый в работе Д. С. Белянкина (1915), (см. табл. 4, анал. № 1). Породы эта характеризуется некоторыми особенностями состава, что следует иметь в виду при сравнении ее с другими диабазами (присутствие 1.5% анальцима и 8% натролита). Приведен также неполный анализ крупнозернистого диабаза из нижнего пласта у с. Шики (№ 782), см. анал. № 2.

По сравнению со средним типом юрских диабазов Кавказа можно отметить повышенное содержание щелочей и кристаллизационной воды.

Химический состав диабазов Черекско-Чегемского района
(в вес. %)

Компоненты	1	2	
SiO ₂	46.13	50.42	Магматическая формула по Левинсон-Лессингу
TiO ₂	2.35	—	1.54 R ₂ O : R ₂ O ₃ : 3.3 SiO ₂
Al ₂ O ₃	17.82	—	R ₂ O : RO = 1 : 2.9; α = 1.45
Fe ₂ O ₃	9.33	—	
FeO	1.74	—	Числовая характеристика по Заварицкому
MnO	0.61	—	a : c : b : s = 13.6 : 6.0 : 22.0 : 58.4
MgO	6.06	—	f' = 49.1; m' = 50.2; c' = 0.7;
CaO	4.74	—	n = 82; t = 3.7; φ = 38.5
Na ₂ O	4.68	5.91	
K ₂ O	1.56	0.28	
H ₂ O ⁺	4.81	—	
H ₂ O ⁻	1.21	—	
Сумма	101.05	—	Анализ 2 — аналитик В. М. Некрасова.

Характерной особенностью является также присутствие почти всего железа в окисной форме, что для этих пород совершенно необычно.

Второй анализ характеризует более лейкократовый участок диабаза. В целом он близок к первому.

б) Диабазовые порфириды

В минералогическом отношении они являются полным аналогом авгитово-хлоритовых диабазов, в тесном комплексе с которыми обычно и развиваются. Характерным отличием является присутствие порфировидных выделений плагиоклаза удлиненно таблитчатой формы.

Размеры вкрапленников: от 0.02 × 0.3 мм до 0.04 × 1 см. По своему составу они в подавляющем большинстве случаев принадлежат альбиту, так же как и плагиоклаз в основной массе. В единичных случаях отмечается лабрадор (в виде реликтов). Центральная часть вкрапленника обычно бывает забита мелкими чешуйками соскюритового вещества. Изредка вокруг вкрапленников отмечаются каемки красновато-бурого замутненного ортоклаза.

Промежуточная или основная масса представляет собой мелкозернистый авгито-хлоритовый диабаз офитовой структуры (фиг. 7). Можно отметить (по сравнению с диабазами предыдущей группы) присутствие (в единичных случаях) игольчатых мелких кристалликов темнозеленого амфибола, щелочного характера. Констатируется здесь также анальцим, образующий гнездообразные участки, окаймленные цепочкой из частичек хлорита.

В основной массе встречаются своеобразные лейкократовые шпирь, представляющие скопления крупных лейст альбита почти без участия промежуточной массы.

в) Лейкодиабазы

Лейкодиабазы развиты преимущественно в составе пластовых тел диабазов в районе массива Мукол-кая и далее к западу, в долине р. Чегема.

По своему внешнему виду породы этой группы отличаются от диабазов более светлой окраской, местами более крупнозернистым строением (длина зерен до 5 мм).

Под микроскопом наблюдается (фиг. 8) обычно картина значительной структурной неоднородности с такситовым чередованием более крупно- и более мелкозернистых участков. Между крупными лейстами плагиоклаза располагаются мелкие зерна пироксена и хлорита (0.01—0.3 мм). Данные по количественно-минералогическому составу лейкодиабазов сведены в табл. 5.

Таблица 5

Количественно-минералогический состав лейкодиабазов Черекско-Чегемского района (в объеме. %)

Минералы	№ 747	№ 737	№ 782
Плагиоклаз	66.5	57.0	67.6
Пироксен	9.0	—	1.3
Хлорит	14.2	8.3	23.2
Титаномагнетит	7.3	3.0	7.9
Каликатровый полевой шпат	—	5.4	—
Кальцит	3.0	26.3	—

Плагиоклаз по составу принадлежит к альбиту и по своим свойствам аналогичен альбиту в авгитово-хлоритовых диабазах. Содержит местами



Фиг. 8. Крупнозернистый лейкодиабаз. В промежутках между крупными лейстами плагиоклаза — хлорит и кальцит. Видны крупные скелетные зерна титаномагнетита. В левой верхней части снимка (белое) — скопление вторичного кварца. Г. Муколкая, 782 × 10.

оторочки из буровато-красного ортоклаза. В крупнозернистых разновидностях лейкодиабазов наблюдается также и альбит более поздней генерации в мелких, совершенно свежих, прозрачных лейстах.

Анальцит встречается здесь чаще, чем в диабазах, развиваясь преимущественно в округлых гнездообразных участках в мезостазисе, цементируя собой кристаллы полевых шпатов.

г) Д и а б а з о в ы е п о р ф и р и т ы и з д а й к и
у с е л . Ш и к и

Эти порфириды могут служить представителями более молодой интрузивной фации диабазовой магмы. Структура порфировидная; в основной массе микродиабазового строения заключены резко идиоморфные вкрапления зонального лабрадора-битовнита: № 74 (738, ядро), № 81, 76 (739, ядро). В них наблюдаются включения стекловатого базиса, приуроченные к определенной зоне в кристалле. В редких случаях можно отметить присутствие тонкой каемки калинатрового полевого шпата.

В основной массе присутствуют лабрадор, титан-авгит, титаномagnetит, кальцит, хлорит.

Представление о химическом характере лабрадоровых диабазов интрузивной фации может дать анализ породы из дайки в кристаллических сланцах по р. Кучме-су, приведенный в работе Д. С. Белянкина (табл. 6).

Т а б л и ц а 6

Химический состав лабрадорового диабазового порфирита
Черекско-Чегемского района (2Б)

Компоненты	Вес %	Магматическая формула по Левинсон-Лессингу
SiO ₂	51.68	$\bar{R}O : R_2O_3 : SiO_2 = 1.96 : 1 : 4.42$
TiO ₂	1.56	
Al ₂ O ₃	17.50	$R_2O : RO = 1 : 3.74$
Fe ₂ O ₃	3.56	$\alpha = 1.94$
FeO	5.03	Числовая характеристика по Заварицкому $a : c : b : s = 11.7 : 6.5 : 18.5 : 63.3$ $f' = 46; m' = 39, c' = 15; n = 78;$ $t' = 2.3; \varphi = 17.8$
MnO	0.16	
MgO	4.06	
CaO	7.24	
Na ₂ O	3.90	
K ₂ O	1.70	
H ₂ O ⁺	2.73	
H ₂ O ⁻	1.85	
Сумма	100.97	

По сравнению со средним типом диабазов Центрального Кавказа можно отметить здесь: повышенную кислотность, пониженное содержание магнезии, несколько повышенное содержание K₂O при том же среднем содержании Na₂O. Характерно также пониженное содержание кристаллизационной воды, что стоит в связи с бедностью породы хлоритом.

д) О р т о к л а з о в ы е д и а б а з ы (эссекситы)

Среднезернистые лейкократовые породы. Макроскопически резко выделяются крупные призматические зерна фемических минералов на фоне светлой полевошпатовой массы.

Этими породами сложено дайко- или штокообразное тело (до 200 м мощности), залегающее среди юрских сланцев в районе сел. Думала (в бассейне Чегема). Геологические условия залегания этих пород не вполне ясны.

Микроструктура отличается значительной неоднородностью, порода часто принимает типично такситовое строение.

В составе полевошпатовой части господствует альбитизированный плагиоклаз, к которому в переменных количествах (на различных участках) присоединяется калинатовый полевой шпат. Последний образует мелкие короткопризматические зерна, частью неправильные участки среди лейст плагиоклаза.

Фемическая составная часть представлена пироксеном и хлоритом (главные компоненты), биотитом, титаномagnetитом (второстепенные). Пироксен относится к титан-авгиту; дает мелкие призматические кристаллики; биотит — в мелких оранжевых листочках. Кроме того, в составе породы принимают участие пренит, анальцит, кальцит.

Химический анализ эссексита № 802 дал следующие результаты (табл. 7).

Таблица 7

Химический состав эссексита с р. Думала, басс. Чегема (№ 802)

Компоненты	Вес %	Магматическая формула по Левинсон-Лессингу
SiO ₂	47.50	2.44 $\bar{R}O$: R ₂ O ₃ : 4.64 SiO ₂
TiO ₂	2.00	RO : R ₂ O = 1 : 2.64
Al ₂ O ₃	18.34	$\alpha = 1.62$
Fe ₂ O ₃ + FeO	9.62	
MnO	0.20	
MgO	2.85	Числовая характеристика по Заварицкому
CaO	6.10	a : c : b : s = 17.5 : 4.3 : 18.8 : 59.4
Na ₂ O	5.35	f' = 53.1; m' = 27.5; c = 19.4;
K ₂ O	3.19	n = 72; t = 3
H ₂ O ⁺	4.58	
H ₂ O ⁻	0.42	
Сумма	100.15	Аналитик В. А. Молева

Примечание. Здесь так же, как и в других случаях, валовое содержание нераздвоенного железа при составлении пересчета перечислено на закисное.

Можно отметить резко увеличенное содержание щелочей (по сравнению со средним типом кавказских диабазов) при относительно значительном количестве калия; в то же время количество кремнекислоты примерно соответствует средней величине для диабазов. Резко понижено содержание магнезии, повышено содержание титана. Порода в целом, как видно, значительно уклоняется от господствующего химического типа диабазовых пород района, представляя собою своеобразный щелочный дифференциат.

В. Эффузивная фация кислой магмы

Представители этой фации господствуют в верхних горизонтах вулкано-генной толщи. К наиболее молодым образованиям относится мощный хуламский комплекс лавовых и пирокластических образований (мощность около 250 м).

Главная роль в ее составе принадлежит представителям калиевой ветви кератофиров. В резко подчиненном количестве присутствуют отдельные прослои альбитовых кератофиров, более основных по составу, представляющих переходный член к группе порфиритов.

Все породы этой группы естественно распадаются на два типа: B_1 — продукты лавовых излияний и B_2 — пирокластические образования.

B_1 . Продукты лавовых излияний

а) Ортоклазовые кератофиры

По особенностям микроструктуры можно выделить три типа кератофигов — трахитоидный, микроаплитовый и фельзитовый. Наиболее распространенным из них является первый.

a_1 . Трахитоидный тип. Макроскопически это розовато-серые или светлокоричневые плотные породы, богатые кирпично-красными вкрапленниками ортоклаза размером от 0.03×0.3 до 0.3×1.2 см, изредка и крупнее. Для этого типа кератофигов характерны частые переходы в своеобразные микробрекчиевые разности, типичные для средней части хуламской свиты.



Фиг. 9. Интрателлурическое включение в фельзитовом туфокератофире, представляющее агрегат полевошпатовых вкрапленников, сцементированных гематитом и хлоритом. Район сел. б. Хулам, № 684, $\times 20$.

Вкрапленники ортоклаза под микроскопом красновато-бурые, пронизанные глинистыми частичками. Обычно наблюдаются простые, альбитовые или карлсбадские двойники. Нередко можно наблюдать интрателлурические сростки из нескольких крупных кристаллов, сцементированных хлоритом или гематитом (фиг. 9).

Вокруг более крупных кристаллов заметна иногда тонкая (0.02 — 0.04 мм) каемка из альбита; последний отличается свежестью, прозрачностью, имеет зональное строение. Зачастую бывает трудно уловить резкую границу между веществом альбита и ортоклаза по внутреннему краю этой каемки, так как между обоими минералами имеется как бы постепенный переход. Случаи появления резко ограниченной каемки альбита, описанной Д. С. Белянкиным (1915), наблюдаются редко; в этих случаях граница — извилистая, полевые шпаты прорастают друг друга. Имеются случаи разъедания или коррозии ортоклаза вкрапленников кварцем и флюоритом.

Для величины угла $2V$ в ортоклазе получены следующие цифры (табл. 8).

Т а б л и ц а 8

Величины углов $2V$ для каликатровых полевых шпатов
в кератофирах Черекско-Чегемского района

№ обр.	587	608	611	664	766	772
$2V$	-88°	-80°	$+90^\circ$	-84°	$\pm 90^\circ$	-84°

Наблюдаются случаи и более сложного прорастания обоих типов щелочных полевых шпатов. Так, в кератофирах горы Куба-дайги (631) буроватые прямоугольные кристаллы полевых шпатов при изучении под микроскопом оказываются состоящими из параллельных чередующихся пластинок ортоклаза и альбита, при примерно одинаковом относительном количестве обоих полевых шпатов ($og : ab = 1 : 1$). Вторичные глинистые продукты разложения концентрируются в средней части зерен-вкрапленников. Во вкрапленниках ортоклаза в кератофирах из центральной части хуламского пласта наблюдаются ветвящиеся втеки бурого стекловатого вещества, переполненного точечными железистыми выделениями. Следует также отметить интересный случай (в тех же кератофирах горы Куба-дайга) замещения ортоклазового зерна андалузитом (кератофиры в этом месте находятся в пирогенном контакте с песчаником). Андалузит образует мелкие неправильные агрегатные зернышки с общим одновременным затуханием у всего агрегата, почти полностью замещающего зерно ортоклаза.

Кварц во вкрапленниках бывает представлен исключительно редко, образуя в этих случаях мелкие округлые зернышки с признаками оплавления; развит обычно в основной массе.

Биотит-хлорит (хлоритовые псевдоморфозы) в сравнительно редких случаях дает более крупные листочки, обычно развит в мелких чешуйках, заупуцанных среди микролитов основной массы.

Амфибол отмечается исключительно редко — именно, в кератофирах района быв. сел. Джабой (одновременно с пироксеном). Образует здесь мелкие призмочки (0.01—0.02 мм), темнозеленые по Ng, с очень сильной абсорбцией, углом погасания $cNg = 6^\circ$; вероятен щелочной характер. Точное определение затруднительно из-за малых размеров зерен.

Моноклинный пироксен — диаллаг — наблюдался также в единичных случаях; образует бесцветные короткопризматические зерна; угол погасания $cNg = 43^\circ$; $2V = +60^\circ$; $Ng - Np = 0.027$.

Основная масса имеет трахитоидный характер; она состоит в основном из крупных (длина 0.1—0.3 мм) брускообразных микролитов ортоклаза, пелитизированного, буровато-красного в проходящем свете (фиг. 10). В небольшом количестве обособляются микролиты альбита (в немногих шлифах).

В узких промежутках между микролитами зажаты участки кварца (реже они обособляются в форме округлых зернышек), хлорит, кальцит.

Полевошпатовые микролиты в пределах одного и того же участка породы (в поле зрения одного шлифа) местами сильно варьируют по величине. Крупномикролитовые участки основной массы, богатые ортоклазом, приближаются по составу к породе типа вогезита.

Нередко наблюдаются полосообразные участки фельзитового вещества.

Хлорит образует довольно крупные, неправильной формы листоватые зерна и скопления. Характерна сравнительно высокая интерференционная окраска, интенсивный плеохроизм (оливково-зеленый до светлоселенового), пластинчатое или пучковое строение. В некоторых случаях более правильные его пластинки представляют псевдоморфозы по биотиту.

Флюорит наблюдается часто. Дает довольно крупные (до 0.6 мм) неправильной формы участки в основной массе; он как бы цементирует собой микролиты. Кроме того, наблюдается в виде идиоморфных 6-угольных включений во вкрапленниках ортоклаза.



Фиг. 10. Крупнопорфировый ортоклазовый кератофир, с трахитомикролитовой основной массой. г. Мукол-кая. № 772, $\times 11$.

На некоторых участках (верхняя часть разреза по Хуламу, район сел. Джабой) в составе кварцево-флюоритовых линзочек и прожилков присутствуют в небольшом количестве мелкие кристаллики (до 1—2 мм) галенита. Выделения всего этого комплекса характеризуют гидротермальную фазу развития кератофировой магмы.

Постоянно присутствующими аксессуориями являются апатит, сфен, циркон, гематит.

а₂. Микроаплитовый тип. Характерным отличием от предыдущего типа является здесь отсутствие или очень малое развитие порфировых выделений (афировый тип кератофиров Д. С. Белянкина, 1915).

Макроскопически эти породы отличаются светлой, обычно розовато-серой или коричневатой окраской; ча-

сто являются тонкопористыми. Мелкие пустотки или поры (размер большей частью в пределах 0.5—1 мм) нередко имеют удлиненную форму и вытянуты в общем направлении, образовавшись, очевидно, в период движения лавового потока. В большинстве случаев поры не несут никакого минерального заполнения, но иногда выполнены агрегатом кварца или халцедона.

Основная масса породы представляет мозаичный агрегат аплитового строения, состоящий из округлых изометрических зернышек кварца и более мелких, с более угловатыми разрезами зерен калинатрового полевого шпата. Средний размер микролитов 0.2—0.3 мм.

В промежутках между этими зернами развит тончайший игольчатый или войлочный агрегат из полевошпатовых микролитов, переходящий в свою очередь местами в фельзитовую, уже не разложимую под микроскопом массу.

Основная масса местами интенсивно пропитана хлоритом, который, кроме того, дает и более крупные, ярко поляризующие листоватые зерна, вероятно, по первоначальному биотиту.

Наблюдаются также неравномерно распределенные включения минералов эпидотовой группы, апатита, циркона, флюорита; последний концентрируется обычно в гнездообразных скоплениях.

Порфировые вкрапленники в этом типе кератофилов обычно редки и нехарактерны. Они представлены здесь теми же компонентами, что и в породах предыдущего типа.

а₃. Фельзитовый тип. Розовато-белые или белые, большей частью тонкопористые массивные породы. Нередко имеют неясно-полосчатое или пятнистое строение.

Характерным отличием этого структурного типа кератофилов является присутствие скрытокристаллического хлещевидного вещества, представляющего продукт изменения первоначального стекловатого и пеллового материала. Фельзитовый тип строения основной массы обычно бывает пространственно тесно связан с вышеописанными полнокристаллическими типами постепенными переходами. В тех же случаях, когда к фельзитовой массе начинает примешиваться пирокластический материал в форме тончайших обломочных частичек, мы имеем переход от фельзитового к туфогенному типу микроструктуры.

В основной массе породы часто включены линзовидные гнезда или неправильные участки, заполненные сферолитовыми агрегатами халцедона или кальцита.

а₄. Гематитизированные участки кератофилов чрезвычайно характерны для кератофилов верхней части свиты (в особенности для района Хулама). Форма и размеры этих участков весьма разнообразны; в большинстве случаев они не резко ограничиваются от окружающей массы. Цвет их темнокоричневый (шоколадный) или черный.

Под микроскопом эти участки представляют те же кератофиры, преимущественно трахитоидного типа, интенсивно пропитанные рудным веществом (гематитом). Последний заполняет промежутки между микролитами или слагает отдельные участки, включающие остатки микролитов. Гематит здесь замещает первоначальное вещество породы. Д. С. Белянкин (1915) приводит химический состав одного из таких участков; пересчет этого анализа указывает на то, что порода состоит примерно наполовину из калинатрового полевого шпата и наполовину из гематита. По его мнению, гематит здесь заместил первоначальное слюдисто-хлоритовое вещество. Процесс замещения происходил, повидимому, частично еще в период поднятия магмы, поскольку многие гематитизированные участки производят впечатление захваченных и вынесенных уже в частично отвердевшем виде.

Аналогичные явления гематитизации кератофилов наблюдаются и в Садонском районе (см. гл. V), но в значительно меньшем масштабе.

б) Альбитовые кератофиры

Представляют местные видоизменения господствующего ортоклазового типа кератофилов, содержащие порфировые выделения преимущественно или исключительно альбитового состава. Образуют тонкие прослой среди ортоклазовых кератофилов, преимущественно в верхних горизонтах разреза.

По внешнему виду это светлосерые или розоватые породы с мелкими (0.7—1.2 мм) белыми вкрапленниками плагиоклаза. Последние представляют пелитизированный незональный альбит, иногда содержащий

антипертитовые вроски калинатрового полевого шпата и включения стекловатого аморфного базиса.

Основная масса микролита-фельзитового типа, также по преимуществу альбитовая, с примесью хлорита, кварца, кальцита и халцедона.

Данные по химизму кератофинов будут приведены ниже, после описания пирокластов.

В₂. Пирокластические породы

а) Ленточные туфы

Обычно это плотные массивные тонкополосчатые, местами сплошные породы, в которых розоватые и темнокоричневые или темнозеленые полоски толщиной обычно 1—2 мм, редко больше, чередуются между собой.

Зачастую наблюдаются незаметные переходы их в микробрекчии, причем отдельные прослойки включают обломочки плотных розовых кератофинов из материалов лавовых потоков, обтекаемые темносерой полосатой фельзитовой массой.

Светлые полоски или прослойки по своему составу в большинстве случаев аналогичны трахитоидному типу ортоклазовых кератофинов, но обычно более мелкозернисты (фиг. 11).

Темные (и более тонкие) полоски имеют более туфогенный характер. В них присутствует серое хлопьевидное фельзитовое вещество. Первоначально, вероятно, пепловой природы, содержащее остроугольные обломочки трахитоидных кератофинов, обрывки кальцита, хлорита, кварца, хлоритизированного биотита (отчасти кристаллические туфы). Хлорит местами образует сплошные темнозеленые прослойки; он также относится к ярко-зеленым, высокополиаризующим разностям.

Фиг. 11. Ленточный туф. Видны обломки вкрапленников ортоклаза, частично замещенных флюоритом (кристалл флюорита хорошо виден у нижнего края снимка). Хуламский покров, № 586, $\times 20$.

Для ленточных туфов характерно большое количество пор и линзообразных включений, содержащих кварц, халцедон, вторичный альбит.

б) Микробрекчии

Обычно находятся в тесной связи с лавовыми плотными разностями кератофинов, с которыми образуют постепенные переходы.

Микробрекчии обладают обломочной структурой (фиг. 12). Обломки разнообразной формы и величины принадлежат розовым ортоклазовым

кератофирам, реже сильно хлоритизированным аргиллитам и песчаникам. Цементирующая масса — серая или зеленоватая, фельзитового строения, зачастую богата хлоритом.

В ней присутствуют также участки первоначально стекловатого сложения, раскристаллизованные в тонкозернистый хлоритово-кварцево-кальцитовый агрегат.

Присутствует местами и флюорит в гнездообразных скоплениях вместе с хлоритом.

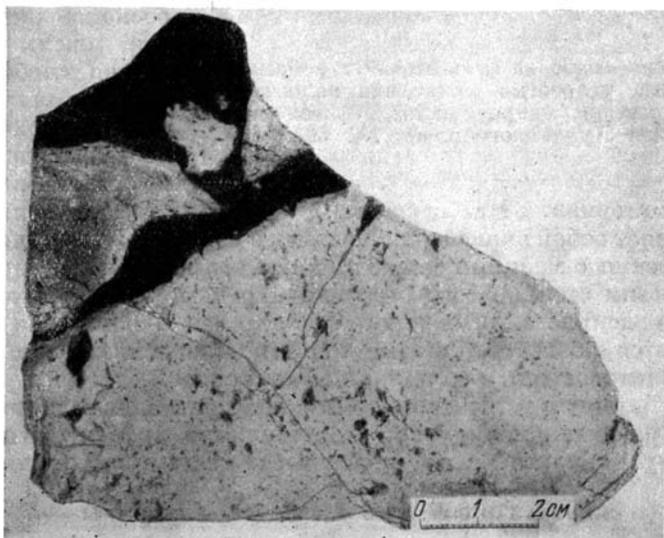
Встречаются брекчии с черным аргиллитовым уплотненным цементом (фиг. 13), образовавшиеся, вероятно, в прибрежных условиях (см. ниже).

в) Фельзитовые туфобрекчии

Эти туфобрекчии отличаются от описанных выше более крупными размерами обломочного материала и большим содержанием пеплового и стекловатого вещества в составе цемента, так и включений. Количественные соотношения между «цементом» и включениями различны.



Фиг. 12. Микробрекчия, состоящая из кусочков фельзитовых кератофиров, туфов и туфопесчаников. Верхняя часть Хуламского покрова, № 652а, $\times 10$.



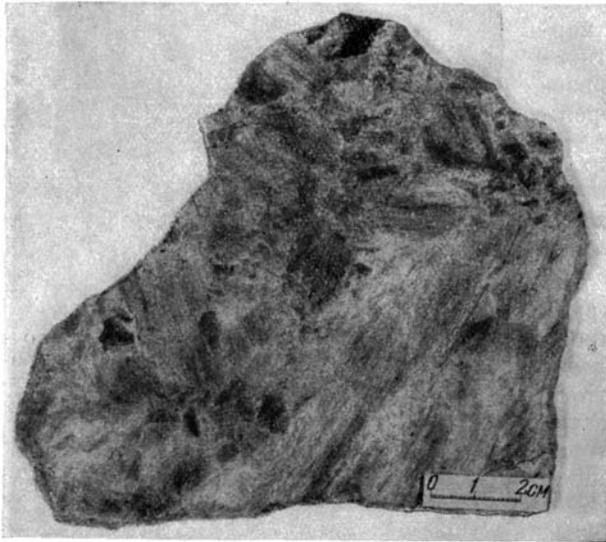
Фиг. 13. Брекчия. Обломки светлосерого кератофира, сцементированные черным глинистым (аргиллитовым) веществом.

Туфобрекчии слагают горизонты значительной мощности, главным образом в нижних частях разреза.

Как в составе включений, так и в составе цементирующей массы преобладает туфовый материал. Породы сложены в основном светлым микропористым туфовидным материалом, в который погружены угловатые включения, принадлежащие или к плотным трахитоидным кератофирам или (в большинстве) — к тонкополосчатым «ленточным туфам» (фиг. 14).

Размеры включений различны, но редко превышают 15—20 см в диаметре; они разнообразно и беспорядочно ориентированы, местами нерезко контурены и расплываются в окружающей массе.

Фельзитовые туфы, образующие включения, обычно богаты хлоритом мелкораспыленным или концентрирующимся в прослойках или гнездах;



туфы содержат обломки порфировых вкрапленников ортоклаза и редко альбита, погруженных в фельзитовую или литоидитовую массу (первоначально пемзовидную). Местами в них встречаются гнезда радиально - лучистого халцедона, кальцита, барита, прожилки серого кремнистого или опаловидного вещества, а изредка и мелкие выделения синеватого флюорита.

Цементирующая масса — белая или светло-зеленоватая. Под микроскопом она фельзитовая, очень тонкоагрегатная, слабо действующая на поляризованный свет: содержит наряду с фельзитовым тонкораспыленным туфопес-

Фиг. 14 Зеленоватая-белая фельзитовая туфобрекчия. Видны крупные угловатые включения полосчатого туфа в более светлой микропористой туфовой массе. Подножие Хуламского пласта, № 567.

чанистый материал. На некоторых участках туфобрекчий «цемент» почти вытесняет собой включения. Местами в ней содержатся участки пузыристого строения с мелкими миндалинками кальцита или хлорита, ярко-зеленые участки стекловатого строения с реликтами перлитового вещества, частью раскристаллизованного с переходом в хлорит или палагонит.

Встречаются разности, богатые тонкими прослойками кварца, имеющие сферолитовое или колломорфное строение.

Местами материал включений принимает пемзовидный характер из-за усиленного развития мелких пор и стекловатой промежуточной массы. По внешнему виду это белые, полосчатые, местами рыхловатые породы.

г) В и т р о ф е л ь з и т о в ы е т у ф ы

Это стекловатые светлозеленые массивные породы, иногда с макроскопически заметными мелкими порфировыми выделениями, образующие прослоп различной мощности (большой частью) до 1—2 м) среди описанных выше фельзитовых туфов и туфобрекчий.

Под микроскопом состоят в основном из коричневатого-зеленого аморфного стекловатого вещества с «шариковым» или «горошечным» строением, характерным для перлитовых обсидианов. Средний диаметр «шарика»

обычно 0.5—0.7 мм. «Шарики» обычно тесно примыкают друг к другу, но иногда в промежутках наблюдаются мельчайшие сферолиты халцедона и цепочки из хлоритовых чешуек.

Изредка встречаются мелкие вкрапленники ортоклаза с альбитовой каемкой; в одном из шлифов (604) наблюдались выделения свежего зонального олигоклаз-андезина состава (в различных зонах) от № 36 до № 47.

Стекловатые участки местами чередуются с фельзитовыми.

Обычно стекловатое вещество «шариков» раскристаллизовано. Ближе к ядру располагается зеленоватый тонкоагрегатный хлорит, иногда в самом центре присутствует зерно кварца. Периферия «шариков» совершенно изотропна.

Встречаются миндалины, выполненные альбитом радиальнолучистого строения или натролитом.

В₃. Химический состав кератофиров

Для характеристики химизма кератофировых пород района мы располагаем двумя полными анализами (один из которых заимствован из работы Д. С. Белянкина, 1915) и определениями содержания кремнекислоты и щелочей. Эти данные характеризуют все главнейшие типы в описываемой группе (табл. 9).

Таблица 9

Химический состав кератофиров Черекско-Чегемского района (в %)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Лавы				Пирокласты			Витрофельзиты	
SiO ₂	59.22	62.70	63.00	69.45	69.20	80.64	81.20	66.16	68.00
TiO ₂	—	0.29	—	0.15	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	—	16.53	—	12.48	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	5.21	—	1.42	—	—	—	—	—
FeO	—		—	—	0.33	—	—	—	—
MnO	—	0.10	—	0.02	—	—	—	—	—
MgO	—	0.57	—	1.15	—	—	—	—	—
CaO	—	1.80	—	0.15	—	—	—	—	—
Na ₂ O	2.58	5.51	6.85	2.26	9.05	4.24	—	2.21	2.69
K ₂ O	6.34	5.58	0.49	5.84	0.65	2.53	—	2.36	1.81
H ₂ O ⁺	—	1.16	—	0.28	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	0.60	—	1.31	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	0.17	—	CaCO ₃ =6.25	—	—	—	—	—
Сумма	—	100.22	—	101.09	—	—	—	—	—

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу

2) 1.65 $\bar{R}O$: R₂O₃ : 6.46 SiO₂; R₂O : RO = 1.24 : 1; α = 2.8

4) 1.04 $\bar{R}O$: R₂O₃ : 8.8 SiO₂; R₂O : RO = 2.6 : 1; α = 4.4

Числовая характеристика по Заварицкому

2) a : c : b : s = 20.3 : 0.9 : 7.2 : 71.6; f' = 68.8; c' = 17.0; m' = 14.2; n = 60; t = 0.3

4) a : c : b : s = 13.5 : 0.3 : 6.4 : 79.8; f' = 23.9; m' = 32.6; a' = 43.5; n = 37.4; φ = 19.5; t = 0.3

Анализы № 580, 587, 761, 798в, 617, 602, 550 — аналитик В. М. Некрасова.

1 — кератофир № 580; 2 — амфиболо-пироксеновый кератофир № 587, центральная часть хуламского пласта, аналитик В. М. Некрасова; 3 — кварцево-альбитовый кератофир, р. Кишлык-су (Д. С. Белянкин, 1915); 4 — кератофир из жилы в граните, р. Джитче-су (Д. С. Белянкин, 1915); 5 — кератофирный туф № 761; 6 — то же, р. Чегем, № 798в; 7 — кератофирный туф № 617, р. Черек; № 8 — витрофельзитовый туф № 602; 9 — обсидиановый туф № 550, р. Черек.

При сопоставлении этих анализов можно констатировать довольно широкие колебания в содержании кремнекислоты и щелочей, в особенности при сравнении с более однообразными и выдержанными по составу альбитофирами Садоно-Дигорской зоны. Содержание кремнекислоты особенно возрастает для многих из пирокластических разностей, возможно подвергшихся частичному окварцеванию. Характерно низкое содержание одноокисей, что стоит в связи с бедностью этих пород фемическими компонентами. Соотношения в содержании щелочей подвержены значительным колебаниям, преобладает то K_2O , то Na_2O , и это находит отражение в неравномерном распределении порфировых вкрапленников альбита и ортоклаза. Интересно отметить сравнительную бедность щелочами пород витрофельзито-обсидианового ряда, содержащих преимущественно стекловатый материал. Повидимому, здесь сказывается последующее окварцевание породы, судя по сравнительно высокому содержанию кремнекислоты.

Породы в целом по своему химизму укладываются в рамки «кератофиринов» в смысле Розенбуша, представляя собой палеотипные аналоги щелочных и щелочноземельных трахитов. Можно наметить две ветви — калиевую и натриевую. Представители второй группы по своему составу принадлежат преимущественно к пирокластическим образованиям и характеризуются вообще крайне неустойчивым и непостоянным составом (например, туф № 761 с 9% Na_2O , состоящий, повидимому, почти целиком из альбита, и наряду с ним — туфы с содержанием $Na_2O = 2-3\%$, взятые из тех же горизонтов). Распределение натрия в противоположность калию, повидимому, в большей мере связано со вторичными процессами.

4. Общий ход вулканических процессов в юрский период

Вулканогенная свита Черекско-Чегемского района, несмотря на сравнительно незначительную площадь ее развития, отличается большой изменчивостью в фациальном отношении, и задача корреляции отдельных ее членов друг с другом во многих случаях еще трудно разрешима. При недостаточной общей геологической изученности района общая последовательность излияния устанавливается пока лишь с приближением.

С наиболее ранними фазами вулканических процессов связаны излияния основной магмы. В более северных участках они проявились в образовании пород порфирито-мандельштейновой серии (хр. Уч-таши), принадлежащих к эффузивной фации, в более южной (хр. Мукол-кая) — в образовании мощных покровов диабазовых и диабазово-порфиритовых пород, частью эффузивной, большей же частью, вероятно, субинтрузивной природы. Процессы внедрения происходили на небольшой глубине, частью в придонные, неуплотненные осадки. Явления дифференциации, повидимому, совершавшиеся частично уже после внедрения, привели к обособлению в верхних горизонтах диабазовых тел — диабазо-пегматитовых и лейкодиабазовых разностей. Контактные явления проявились преимущественно в области подошвы диабазовых покровов и выразились главным образом в уплотнении, хлоритизации и карбонатизации подстилающих песчаников, без пирогенных явлений. В области кровли контактные изменения, если и наблюдаются, то в еще более слабой форме. Здесь можно заметить также и уплотнение диабазов (переход в порфириты) и тонкое переслаивание их местами с уплотненным осадочным материалом.

Для пород порфиритово-мандельштейновой группы имеющиеся данные говорят скорее всего о субазральном условиях излияния. Встречаются прослойки пород стекловатого характера. туфы и туфопесчаники.

Вулканические явления продолжались, повидимому, в течение длительного промежутка времени, чередуясь с периодами накопления осадков преимущественно прибрежного типа (крупнозернистые песчаники и песчано-глинистые сланцы). Количество изверженного материала, связанного с каждой из последовательных вспышек вулканизма, было, видимо, не очень значительным — мощность отдельных вулканогенных горизонтов большей частью невелика, в пределах нескольких десятков метров.

Состав излияний в этот промежуточный период характеризуется неустойчивостью, изливаются то основные породы — порфириды (по преимуществу), то кислые — кератофиры. Интересно отметить почти полное отсутствие для большинства наблюдаемых участков промежуточных по составу пород, которые могли бы являться указанием на существование переходов между обоими типами магмы.

С заключительными фазами средне- и верхнелейасового вулканического цикла связаны мощные излияния кислой магмы кератофирового состава (образование хуламского пласта, покрова на горе Мукол-кая и др.). Здесь характерно широкое развитие, наряду с лавовыми образованиями, и разнообразных пирокластических продуктов, в особенности в основании и в верхней части разреза. Повидимому, начальная и конечная фазы вулканического процесса носили по преимуществу взрывной характер. Встречаются прослой пемзового и обсидианового материала. Излияния в южной части зоны (район массива Мукол-кая) в начальные свои фазы совершались, вероятно, в прибрежных условиях (образование кератофировых брекчий с песчано-глинистым цементом). В северной части (Хулам) они носили скорее субаэральный характер. Заключительные фазы вулканического процесса снова были связаны с опусканием.

Судя по резкому увеличению мощности и обилию пирокластических разностей, центр вулканической деятельности следует в этой фазе связывать с районом Хулама.

Кератофировая магма к моменту внедрения была частично дифференцирована (обособление калиевой и натриевой ветви). Характерна значительная роль пнеуматолито-гидротермальной фазы (хлоритизация, окварцевание, флюоритизация), сопровождавшейся привнесом сульфидов (образование пирита, галенита).

Весьма вероятной представляется связь с проявлениями той же кислой магмы и кислых гранитоидных интрузивных образований района Тырнауза, внедрение которых, согласно исследованиям И. Г. Кузнецова, относится скорее всего к тоарскому времени.

С заключительными стадиями юрского вулканизма здесь, так же как и в других районах Центрального Кавказа, связано развитие сети секущих диабазовых и микродиоритовых даек и силлов, заключенных в породах древнего кристаллического комплекса и в осадочных толщах юры.

Глава IV

МАССИВЫ АДАЙ-ХОХ И ТЕПЛИ

В географическом отношении этот район принадлежит к высокогорной части Бокового хребта, на протяжении от р. Урух на западе до отрогов массива Казбека на востоке.

Наиболее высокими вершинами района являются горы Тепли и Адай-хох.

Большинство разнообразных диабазовых и порфиритовых образований слагает здесь пластовые тела, залегающие в песчанисто-аргиллитовых

сланцевой толще среднего лейаса, протягивающейся в виде узкой полосы в широтном направлении.

Другим типом проявления основной магмы являются жильные и дайковые тела диабазовых пород, заключенные в породах древнего кристаллического комплекса — кристаллических сланцах докембрия и нижнего палеозоя (?) и прорезающих их разнообразных гранитах Бокового хребта, главным образом в области Цейско-Адайхохского массива.

В основании сланцевой свиты лейаса присутствуют также, в небольшом количестве, маломощные прослои эффузивов более кислого характера, типа кератофиров (?) и их туфов (Варданянц, 1932, 1935).

1. История исследования

Краткие указания на присутствие диабазовых жил в этой части Центрального Кавказа были сделаны в начале текущего столетия Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1904) и П. П. Пятницким (1904, 1905) — наиболее ранними исследователями геологии и петрографии этой области.

Первая краткая петрографическая характеристика некоторых изверженных пород района Мамисонского перевала была дана К. И. Тимофеевым (1911). В качестве наиболее часто встречающейся в районе породы он описывает «диабазовый сланец» — черную сланцеватую породу, содержащую мелкие вкрапленники плагиоклаза, затем диабазовые порфириты с реликтами вкрапленников пироксена и «ортотлазовый порфир» (вероятно, уже из группы неопитрузивных порфиров). Приводятся анализы описанных пород.

В 1914 г. Б. Волькенау дал краткое описание изверженных пород Цейского и Кассарского ущелий (по р. Ардон); он между прочим, приводит химический анализ диабаза из жилы или дайки в ущелье Орах-ком, залегающей среди гранитоидов.

К этому же времени относится небольшая работа А. Затворницкого (1916), содержащая результаты изучения «диабазы с р. Ардон».

В 1926 г. П. И. Лебедев дал петрографическое описание диабазовых даек в районе Заромагского мышьякового месторождения. Он рассматривает здесь следующие типы пород:

- а) окварцованные авгитовые диабазы, содержащие кварц и биотит;
- б) богатые пирротином диабазы с базальтическим авгитом;
- в) метаморфизованные, кварц-уралитовые диабазы;
- г) порфиритоиды.

Приводится описание явлений карбонатизации и каолинизации, наблюдаемых в контактах диабазов и рудных жил; описаны продукты контактного взаимодействия диабазов с глинистыми сланцами — адинолы, содержащие кальцит, альбит, кварц, диопсид; высказывается предположение о генетической связи между диабазово-порфиритовой и кератофировой магмами на Северном Кавказе.

Вопрос о стратиграфическом, возрастном положении диабазовых пород Горной Осетии рассматривается Л. А. Варданянцем главным образом в его сводной работе (1935). В пределах Горной Осетии он выделяет два «диабазовых пояса», представляющих собой определенные зоны в осадочной сланцевой свите, густо насыщенные пластовыми телами диабазов и порфиритов. В целом, согласно его представлениям, диабазовый пояс представляет собой сложное антиклинальное поднятие, в ядре которого выведены древнейшие породы.

Вместе с тем автор считает, что поднятие этой глубинной антиклинали и формирование диабазового пояса — различные по времени процессы,

лишь наложенные друг на друга. В составе всей этой формации он различает:

а) эффузивные разности, приуроченные к южной части «пояса» и представленные авгитовыми порфиритами и витрофирами;

б) диабазы, преобладающие в северной части «пояса»; они содержат уралитизированный пироксен и местами по составу приближаются к диоритам.

Характерна связь между мощностью и петрографическим составом отдельных тел; порфириты обычно приурочены к мощным залежам, диабазы — к более тонким. Уралитовые диабазы характеризуются наибольшей степенью измененности; наиболее свежими являются представители эффузивной фации.

Автор проводит параллель между интрузивной и эффузивной формациями Осетии, с одной стороны, и Ассинской и Калотенской формациями хребта Чаухи (Д. С. Белянкин), с другой.

По возрастному положению эффузивную или порфиритовую фацию Л. А. Варданыц относит к среднему лейасу (свита аспидных сланцев). Вопрос о возрасте жильной фации оставляется им открытым; жилы внедряются в отложения среднего лейаса и палеозоя; верхняя возрастная граница неясна. Серпентиниты ущелья Клият он связывает с молодой, третичной магматической деятельностью.

П. С. Саакян (1939), описывая геологическое строение Танадонского арсенопиритового месторождения в западной Дигории, считает возраст диабазовых даек третичным, не приводя определенных данных в подтверждение этого взгляда. По его мнению, Л. А. Варданыц в своей возрастной трактовке не учитывает того обстоятельства, что диабазовые жилы не участвуют в послееюрской орогении.

Общую характеристику диабазовых жил Дигории дает в своей сводной работе по геологии этой области И. Д. Стороженко (1941). Петрографический состав этих образований определяется, по его мнению, условиями их залегания — в породах юры или в древних гранитах и гнейсах.

Диабазы, залегающие в толще юрских сланцев, зажатой между Северно- и Южно-Дигорскими гранитными массивами (вдоль долины р. Харвес, в области средних частей долин Караугома, Сарди-дон и Сангути-дон), имеют форму крутопадающих жил, мощностью 2—12 м или небольших массивов (до 200 м диаметром), например по хребту Сангути-дон — Донисар, в районе ледника Хуппара. По составу это средне- или мелкозернистые полнокристаллические диабазы, местами — более уплотненные светлозеленые кварцитоподобные породы. Везде сильно выражен диагенез, с обильным развитием вторичных минералов. Контактные воздействия на окружающие породы заметны лишь вблизи более мощных тел; здесь диабазы, уплотняясь, как бы постепенно переходят в глинистые сланцы (?), приобретая при этом черную окраску, местами пятнистую. Генезис их И. Д. Стороженко, вслед за Л. А. Варданыцем, считает интрузивным.

В отношении возраста всей этой группы И. Д. Стороженко отмечает следующее:

а) диабазовые дайки секут здесь, вероятно, и верхний лейас;

б) судя по структурам вмещающих толщ, внедрению диабазов предшествовали значительные орогенические процессы. Сопоставляя это обстоятельство с отсутствием значительной орогенической фазы между средним и верхним лейасом, он считает наиболее вероятным предкелловейский их возраст.

Диабазы, залегающие в древних гранитных массивах Дигории (северной и южной кристаллических зон), образуют жилы или дайки

мощностью 0,5—6 м, чаще около 2 м, с непостоянным простираением, иногда ветвящиеся и пологопадающие. Это большей частью плотные темно-зеленые или темносерые породы, изредка с порфировыми выделениями полевых шпатов. В составе диабазов принимают участие плагиоклаз, пироксен, уралит, биотит, кварц, хлорит, эпидот, апатит, магнетит, редко — пирит.

Возраст этой группы диабазов, по мнению И. Д. Стороженко, более древний, судя по их палеотипному облику.

Кратко геологического положения диабазовых даек в районе Мамисонского перевала касается Л. А. Варданыц в небольшой работе о Мамисонском медном месторождении. Он отмечает, что в свите сланцев и песчаников юры присутствуют и туфовые разности диабазов, для которых характерно то обстоятельство, что почти во всех случаях дайки диабазовых пород как в гранитах, так и в юрской свите, располагаются «параллельно контактам этой свиты и гранита». Отмечается также сильная тектоническая нарушенность и разорванность даек.

В кратком очерке геологического строения района Цейского ущелья Л. А. Варданыц (1940₂) указывает на обилие диабазовых даек в породах древнего кристаллического комплекса, особенно в верховьях рек Эльбаты и Орах-ком, с непостоянным простираением и падением. Соотношения этих даек с диабазовыми поясами Осетии неясны; возможно, что часть диабазовых пород этих даек следует отнести к группе лампрофиров, связанных с древними гранитами.

Некоторые данные по диабазам р. Фиэг-дон имеются у И. Д. Стороженко в неопубликованной работе по исследованиям массива Тепли, где отмечается, что к востоку от горы Тепли диабазы образуют интрузивные тела или целые комплексы общей мощностью (вместе с вмещающими сланцами) до 8 км. В некоторых более крупных телах присутствуют порфировидные (габбродиабазовые) и пегматитовые разности (р. Хардочин). На левом борту Суар-комского ущелья и в долине Хардочина присутствуют диабазы с титаномагнетитом и пиритом. По р. Лья-дон наблюдается сильное изменение сланцев в контакте с диабазами.

Соотношения диабазовых даек и рудных жил района (реальгаровых, арсенопиритовых, медных) освещались рядом авторов (А. П. Герасимов, 1922; И. Г. Кузнецов, 1924; Л. А. Варданыц, 1925; Л. Н. Пламеневский, 1939).

С. С. Кузнецов (1947) считает, что диабазово-порфировые внедрения продолжались в течение значительного промежутка времени. Часть жильных диабазов одновременна с эффузивной фацией и относится к нижнему и среднему лейасу. Часть жил сечет верхний лейас и считается даже некоторыми авторами моложе, чем складчатые структуры предкелловоя, что, по мнению С. С. Кузнецова, не доказано. В то же время диабазовые дайки носят ясные следы воздействия третичных фаз диастрофизма.

2. Геологическая обстановка

Весь район сложен интенсивно дислоцированной толщей глинисто-песчано-сланцевых образований лейаса. В зоне развития пород основной серии породы сланцевой толщи представлены в метаморфизованной фации — фации аспидных сланцев. Вопрос о геологическом возрасте аспидно-сланцевой свиты Главного хребта, как известно, принадлежит к числу наиболее трудных в геологии Кавказа, из-за почти полного отсутствия определенных органических остатков. В целом ее возраст может считаться установленным после обстоятельной работы И. Г. Кузнецова (1924), впервые критически рассмотревшего накопившийся по этому вопросу геологический материал и доказавшего необходимость отнесения аспидно-

сланцевой свиты к нижней юре. Автор описывает фауну из верховьев р. Фиаг-дон, дающую указания на нижний или средний лейас. Региональные исследования Л. А. Варданянца (1935 и др.) привели его к заключению о среднелейасовом возрасте свиты аспидных сланцев. Однако ни полного расчленения этой мощной свиты на отдельные ярусы на всей площади ее распространения, ни четкого установления границ ее с толщами верхнего лейаса мы пока не имеем. Повидимому, в ряде случаев в составе всего комплекса, относимого к «аспидным сланцам», в действительности присутствуют и более молодые члены; об этом говорит меньшая степень метаморфизма, необычные, иногда, тектонические соотношения и т. п. Возможно, что мы имеем здесь в ряде случаев зажатые среди аспидных сланцев пачки отложений более молодых свит верхнего лейаса.

Вся эта толща сильно сжата, характеризуется изоклинальной системой складчатости, с крутым, часто вертикальным падением крыльев складок, при общем направлении простирания, близком к широтному. Чрезвычайное однообразие, монотонность этой толщи, представляющей в литологическом отношении очень тесное и непрерывное чередование тонкопесчаных (алевролитовых) или глинистых (аргиллитовых) интенсивно рассланцованных разностей с более плотными и массивными песчанистыми и кварцитовидными прослоями, затрудняет выделение маркирующих горизонтов и не дает возможности в большинстве случаев разобраться более детально в характере складчатости. Вдобавок картина еще более усложняется развитием вторичной сланцеватости и кливажа, по направлению своему часто не совпадающих с положением первичной слоистости.

Изверженные породы основной (диабазовой) серии имеют преимущественное развитие в узкой широтно вытянутой зоне, получившей название (Л. А. Варданянц) «Казбекского диабазового пояса».

а) Мамисонский район (массив Адай-хох)

В районе водораздельного хребта между долинами рр. Адайком и Клит-дон насыщенность сланцевой толщи изверженным материалом чрезвычайно велика. Пласты и инъекции основных пород образуют здесь мощные пачки с тесной перемежаемостью изверженного и осадочного материала. Массив горы Каурбек-хох, расположенный в верхней части ущелья Адайком-дон, особенно богат инъекциями основной магмы. Общая мощность отдельных диабазо-сланцевых пачек доходит иногда до 180 м, причем в них по составу преобладают породы эффузивной серии — порфириды, спилиты, местами же преобладает субинтрузивный материал в виде тесного чередования зернистых и плотных диабазов. Встречаются тонкие, обычно менее 1 м мощности, прослои светлозеленых уплотненных туфопесчаников. Окружающие аспидные и песчано-глинистые сланцы местами интенсивно дислоцированы, перемяты, разорваны на отдельные глыбы, смещенные друг относительно друга. В то же время изверженные породы при этом слабее затронуты смятием и обнаруживают обычно лишь пластовую отдельность, согласную с направлением кливажа в окружающих осадочных породах. Характерна также шаровая текстура. Встречаются тонкие прослои светлозеленых уплотненных туфопесчаников. Вдоль контактов зеленокаменных пород со сланцами нередко заметны явления скольжения, смещения, притертости, с развитием хлоритово-глинистой массы вдоль зоны смятия.

Пластовые тела авгитовых диабазов субинтрузивной фации здесь более редки; мощность их составляет обычно 5 — 15 м (в районе южных отрогов горы Адай-хох), в отдельных случаях — 35 м. Характерна для жил пластовая отдельность, обычно совпадающая с направлением расслан-

цованности во вмещающих породах, но иногда образующая с ней острый угол. Она часто сопровождается параллелепипедальной отдельностью.

В более мощных дайках (или силлах) диабазов (например на северном склоне горы Каурбек), а местами и в более тонких, наблюдается ясная картина инъекции плотных витрофиров в диабазы, преимущественно в виде тонких ветвящихся прожилков, толщиной от нескольких сантиметров до 0.5 м, редко больше. Местами витрофиры дают тонкие искривленные прожилки. Характерно, что витрофиры почти всегда теснейшим образом связаны с более мощными телами авгитовых диабазов; по времени внедрения эти типы пород, очевидно, близки между собой.

Здесь же широко представлены разнообразные брекчии диабазов, цементирующих куски светлосерых плотных афанитовых порфиритов и измененных осветленных песчаников, диаметром до нескольких десятков сантиметров. Общая мощность зоны с брекчиями по южным отрогам вершинной части хребта Каурбек составляет около 140 м.

В восточной части Бубудон-Клиатского водораздельного хребта крупнозернистые диабазы и витрофиры слагают еще более мощные пачки, до 35—40 м, с зажатými в них тонкими участками глинистых сланцев. Здесь, в разрезе одной из таких пачек общей мощностью около 20 м, хорошо выступает шаровая отдельность с диаметром «шаров» около 0.5—0.7 м; «шары» состоят из плотного мелкозернистого диабаза; иногда из спилита; цементирующая масса (межшаровое вещество) имеет в основном хлорито-кальцитовый состав с прослойками и лентами серпентинового вещества. В центральной части «шаров» диабазы принимают пятнистое, такситовое строение.

В верхней части цирка р. Клиат в той же аспидно-сланцевой толще с пластами порфиритов и лейкодиабазов включена линза озмеевиковаиной породы до 340 м длины и 50—60 м мощности (см. Л. Н. Пламеневский, 1938, 1941), первоначальная природа которой устанавливается как пикритовый порфирит. В ней содержатся мелкие неправильные прожилки актинолитового и тремолитового асбеста. Юрские сланцы вблизи выходов серпентинита претерпевают заметные контактные изменения, выражающиеся в интенсивной серпентинизации, сопровождающейся сильной карбонатизацией и серицитизацией, а с поверхности — заохренностью.

Весь этот участок крайне сильно нарушен, пласты основных пород смяты и разорваны на отдельные смещенные блоки. Все это, наряду со сравнительной свежестью и сравнительно меньшей степенью смятости серпентинитовой линзы, свидетельствует о внедрении ультраосновной магмы в уже дислоцированную свиту сланцев с диабазами.

б) Боковой хребет в области развития пород древнего кристаллического комплекса

В составе пород древнего кристаллического комплекса диабазовые дайки отмечаются как в области северной, так и южной периферии Адайхохского массива. Они встречены в гранитах Дигории (преимущественно в южной ее части в бассейнах рр. Тана-дон, Караугом, Сарди-дон, Сангуги-дон), в гранитах Цейского ущелья и в большом количестве по крайней южной периферии Адайхохского массива (в гранитах и гнейсах).

подавляющее большинство даек имеет общекавказское, северо-западное, простирание; но наблюдаются и дайки поперечного, меридионального направления; падение в большинстве случаев крутое до вертикального, но встречается и пологое; мощность обычно в пределах от 0.3 до 5—6 м, преобладают тонкие жилы.

Повидимому, наибольшее количество диабазовых даек сконцентрировано в краевых частях кристаллических массивов, в наибольшей сте-

пени захваченных расколами при процессах поднятия. Расположение даек связано с общими региональными линиями нарушений. Это отчетливо выступает, например, по южной окраине Адайхохского массива, где в гнейсах докембрия и гранитах наблюдается серия диабазовых даек, залегающих параллельно друг другу и параллельно плоскости регионального надвига, по которому граниты надвинуты на юрские сланцы южного склона Главного хребта.

Некоторая, повидимому небольшая, часть дайковых основных пород связана, вероятно, с жильной свитой самих древних гранитов.

в) Ущелье р. Архон (массив горы Тепли)

Коренные выходы свиты сланцев с диабазами доступны непосредственному наблюдению только на протяжении нескольких сотен метров ниже конца ледника, на участке узкого, труднопроходимого ущелья, замыкаю-



Фиг. 15. Тонкие диабазо-витрофировые инъекции в адинолизированных аргиллитах. Ущелье р. Архон, ниже конца ледника в 400 м. Внизу — для масштаба — положен молоток.

щего с южной стороны широкую троговую часть речной долины. Здесь в скалистом правом борту ущелья на высоте около 4250 м на некоторых участках хорошо заметны (фиг. 15) тонкие жилы светлых серовато-зеленых плотных микродиабазов в черных уплотненных аргиллитах; местами можно наблюдать ясную картину инъекции.

Мощность этих инъекций и жил различна, от десятков сантиметров до 3—4 м и более. Случаев явно секущего, несогласного со сланцами, залегания не наблюдалось, за исключением тонких апофиз, ответвляющихся от основного тела, но и они идут преимущественно по сланцеватости.

В отполированных скалах (бараньи лбы) в области морены правого Архонского ледника можно наблюдать более мощные пачки микродиабазов, чередующиеся с диабазовыми порфиритами и аспидными сланцами. Мощность отдельных изверженных прослоев до 50—80 м (с включением промежуточных пачек сланцев). Диабазовые порфириты или образуют самостоятельные прослои или залегают в одном «теле» вместе с диабазами, обычно тяготея к призальбандовым частям. Вдоль зальбандов и по трещинам наблюдается иногда осветление. В большом количестве

присутствуют в диабазовых коротких открытых трещинках, заполненных щетками горного хрусталя и выделениями зеленоватого волокнистого актинолита. В валунах (морена) изобилуют крупнозернистые диабазовые порфириды и актинолитовые диабазы. Встречаются в них прожилки плотных витрофировых диабазов. Очень редко встречаются крупнозернистые диабазовые пегматиты.

г) Ущелье р. Фиэг-дон (массив горы Тепли)

По ущелью р. Фиэг-дон на участке между быв. сел. Андияти-кау и Калоти-кау можно наблюдать почти непрерывный разрез в центральной части диабазового «пояса» на протяжении около 1.5 км. К северу от этой зоны диабазовые проявления сразу исчезают, к югу — затухают более медленно, отдельные выходы диабазов наблюдаются еще на некотором отдалении от центральной части зоны. Осадочный компонент — свита черных глинисто-песчаных сланцев «аспидной» свиты среднего (?) лейаса; сланцы всюду падают круто или вертикально, имея широтное или близкое к нему простирание.

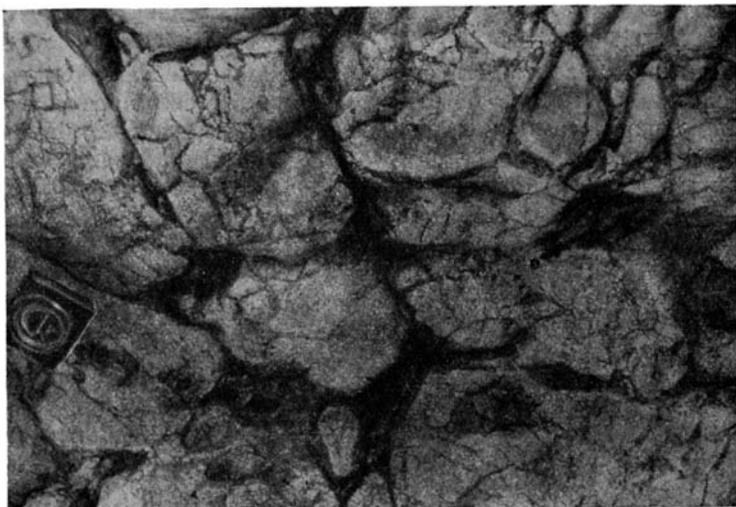
В разрезе центральной части диабазового пояса прослеживается на протяжении полутора километров около 90 прослоев и жил изверженных пород. Общее содержание изверженного материала составляет в данном случае 29.5% по отношению к общей массе горных пород участка. Наблюдается тонкое и непрерывное чередование седиментогенного и магматогенного материала.

В северной части разреза, примерно до впадения р. Дзамараш-дон, в составе толщи преобладают субинтрузивные разности диабазовых пород, представленные двумя главными типами — микродиабазами (черные плотные афанитовые породы) и диабазовыми порфиридами (отличающимися от предыдущих наличием мелких вкрапленников). Инфицирующий материал дает прослои от 0.5 до 50 м мощности (более мощные пачки включают обычно также и промежуточные прослои сланцев). В одной и той же дайке или пласте часто наблюдаются оба этих типа совместно, причем порфировые разности залегают обычно ближе к зальбандам. Наблюдаются апофизы, заметно иногда ороговикование сланцев. В более мощных залежах микродиабазов замечается наличие узких рассланцованных зон до 0.5 м мощности, залегающих среди массивной породы с обычной полиэдрической отдельностью.

В средней части пояса, примерно против быв. сел. Бугульти-кау, были встречены пластовые тела крупнозернистых лейкодиабазов (в области гребня водораздельного хребта р. Дзамараш-дон и р. Калоти-дон). В составе толщи на этом участке также преобладают субинтрузивные разности диабазов.

Южнее быв. сел. Бугульти-кау преимущественное развитие имеют прослои плотных зеленовато-серых спилитов, обычно 2—5 м мощности, с тонкой сланцеватой или плитчатой отдельностью, иногда — «подушечной» или шаровой (фиг. 16). Отсюда начинается участие в составе толщи отдельных прослоев и участков брекчий неопределенной формы. Мелкокусковые брекки представляют агломерат из кусков разнообразной формы и величины (от нескольких сантиметров до 1—2 м) серых плотных спилитов; то более угловатой, то округленной формы, сцементированных черной, массивной, кремнисто-песчаной массой. Под микроскопом видно, что по линии соприкосновения (по контакту) между включениями и цементом ни в той, ни в другой породе не заметно никаких изменений, — указание в пользу эффузивного генезиса брекчий. Брекки переходят местами в более мелкозернистые образования типа микробрекчий и туфов.

В районе цирка ледника Суар-ком, наряду с описанным комплексом пород, развиты актинолитовые разновидности диабазов и диабазовых порфиритов, слагающих мощные пластовые тела, внутри которых наблюдается тонкое чередование афировых и порфировых разностей и пропластков сланцев.



Фиг. 16. «Шаровые лавы» диабазовых витрофирфов. Долина р. Фиаг-дон у б. сел. Калоти-кау.

д) Кератофировые (?) эффузии северных отрогов Бокового хребта

Представлены в ряде изолированных выходов, обычно очень небольшой мощности (единицы и десятки метров), в области верхних течений рр. Сангуги-дон, Бад, Архон, Дпах-дон, Цариит-дон, Генал-дон и Чач (Варданянц, 1932, 1935). Повсюду эти породы залегают на горизонте базальных конгломератов, предположительно нижнего лейаса, что и является указанием на их нижнелейасовый возраст. К востоку от р. Бад эффузии, согласно Л. А. Варданянцу (1935), представлены преимущественно в туфовой и в туфо-конгломератовой фациях, к западу — в лавовой. Для пород этой группы характерно очень слабое проявление процессов «зеленокаменного изменения», типичного для альбитофирфовых эффузий более северных зон (см. ниже, гл. V). Более подробные сведения о петрографическом составе пород этой группы отсутствуют. Нами эти породы не наблюдались.

3. Петрографическое описание

Как показывает детальное геологическое изучение, результаты которого были приведены выше, основная роль в строении «диабазового пояса» Тепли — Адайхохской зоны принадлежит представителям эффузивной и субинтрузивной фации основной магмы. Значительно слабее представлены образования интрузивной фации. Как в геологическом, так и в петрографическом отношении представители отдельных фаций образуют друг с другом многочисленные переходные разности, и не всегда бывает возможно разграничить их достаточно четко. Поэтому принятая в нижеследующем описании разбивка пород по фаціальным группам

проведена с известной степенью приближения в соответствии с общими геологическими признаками. Отдельные члены комплекса могут в известных случаях входить и в разные фациальные группы (например диабазы). Однако основные соотношения укладываются в нижеприводимую схему.

А. Эффузивная фация основной магмы

а) С п и л и т ы

Светлосерые или зеленоватые плотные породы, с шероховатым изломом, то рассланцованные, то более массивного облика; часто связаны постепенными переходами с порфиристыми и мандельштейновыми разностями. Являются главными представителями эффузивной фации.



Фиг. 17. Хлоритизированный спилит. Лейсты альбита в хлоритовом мезостазице. Адайкомско-Клиатский хребет, № 997, $\times 20$.

Микроструктура характеризуется развитием толстых брусковидных лейст альбитизированного плагиоклаза, сцементированных хлоритовым веществом. Содержание хлорита сильно варьирует, достигая нередко 50% вещества породы. Один из подсчетов дает такие цифры (в объемн. %).

Плагиоклаз	52.4
Хлорит	44.3
Титаномагнетит	3.3

Полевошпатовые лейсты обычно все обладают одинаковыми средними размерами на определенном участке породы. Средний размер (длина) — 0.5—1 мм. Значительное реже наблюдается обособление отдельных более крупных зерен (фиг. 17) альбита (переход к порфиритам). Размер наиболее крупных лейст (вкрапленников) редко превышает 1—1.5 мм (длина). Местами структура

принимает флюидалный характер благодаря параллельному расположению лейст плагиоклаза.

В мандельштейновых разностях спилитов присутствуют миндалинки и линзовидные прослойки (последние в рассланцованных разностях) хлоритового и кальцитового по преимуществу состава. Кальцит дает местами сплошные тонкие прослойки по сланцеватости.

В наиболее сильно измененных и смятых участках спилитов у зерен плагиоклаза наблюдается интенсивный катаклиз, они раздроблены и сцементированы кальцитом. Вообще характерным типом изменения для всей группы является карбонатизация.

Плагиоклаз представлен альбитом и альбит-олигоклазом. Результаты измерений: № 0, 0 (875), № 0, 9, 13 (898), № 17, 8 (868), № 3, 11, 12 (841), № 3 (761).

Плагиоклаз большей частью свежий, содержит лишь редкие пятнышки кальцита, не зонален, в простых альбитовых или карлсбадских двойниках; лишь в наиболее сильно измененных породах он целиком замещен кальцитом.

Хлорит — бледнозеленый, с очень низким двупреломлением, почти изотропный, волокнисто-клочковатого строения. В пузыристых разностях выполняет миндалинки, причем хлорит миндалинок и хлорит мезостазиса породы сливаются.

Титаномagnetит очень обилен, обычно тонко распылен по породе или образует сеть из тончайших игольчатых кристалликов. Мелкие его точечные выделения местами окаймляют зерна плагиоклаза.

Кальцит и кварц развиваются в породе пропорционально ее степени разрушенности, местами к ним присоединяются: вторичный альбит в форме тончайших прожилков и серпентин тонкопластинчатого строения.

Представление о химизме спилитов дает анализ породы (1) № 943 (район Калоти-кау) и неполный анализ породы (2) № 997 (Адай-хох), (табл. 10).

Т а б л и ц а 10

Химический состав спилитов из массивов Теши и Адай-хох

Оксиды	1	2	
			Магматическая формула по Левинсон-Лессингу (ан. № 1)
SiO ₂	44.18	52.42	3.75 $\bar{R}O$: R ₂ O ₃ : 4.54 SiO ₂
TiO ₂	0.85	—	R ₂ O : RO = 1 : 9.7; $\alpha = 1.39$
Al ₂ O ₃	16.46	—	
Fe ₂ O ₃	9.39	—	Числовая характеристика по Заварицкому
FeO			
MnO	0.20	—	a : c : b : s = 7.7 : 8.0 : 29.8 : 54.5
MgO	9.71	—	
CaO	8.00	—	f' = 32.7; m' = 41.0; c' = 8.3, n = 96; t = 1.4
Na ₂ O	3.15	1.17	
K ₂ O	0.22	0.20	
H ₂ O ⁺	7.42	—	Аналитики В. А. Молева и К. П. Сокова.
H ₂ O ⁻	0.12	—	
P ₂ O ₅	0.16	—	
Сумма	99.86		

Первая порода, как видно, по содержанию кремнекислоты и величине коэффициента кислотности принадлежит к числу наиболее основных в составе диабазово-спилитовой серии. В содержании других окислов особой разницы с господствующим типом авгитовых диабазов Кавказа не замечается. Обращает на себя внимание значительно повышенное содержание кристаллизационной воды (7.42%), связанное с обилием в породе хлорита (при отсутствии других водосодержащих минералов).

Второй анализ относится к сильно метаморфизованной породе.

б) Плагиоклазовые порфириды

Они отличаются от пород предыдущей группы лишь наличием редких порфировых выделений плагиоклаза, чрезвычайно сильно измененного, забитого кальцитом и хлоритом. В редких случаях во вкраплениях можно наблюдать небольшие участки сохранившегося зонального лабрадора.

Основная масса представляет агрегат из крупных брусковидных микролитов альбита, сцементированных хлоритом и пропитанных мелко-распыленным рудным веществом и пятнами кальцита. Присутствуют также цоизит, серицит. Иногда наблюдается полное замещение хлоритом.

Породы этой группы связаны постепенными переходами с афировыми спилитами предыдущей группы. В районе массива Адай-хох встречаются и порфириды с реликтами вкрапленников амфибола.

в) С п и л и т о в ы е и п о р ф и р и т о в ы е т у ф ы

Макроскопически светлосерые или зеленоватые плотные породы, обычно с темными пятнами и полосами, местами с линзочками и прослойками кремнистых сланцев. Нередко рассланцованы. В количественном отношении играют резко подчиненную роль.

Под микроскопом можно наблюдать все переходы от туфовой до более грубозернистой, микробрекчиевой массы. Присутствуют мелкие обломочки спилитов до 1—2 мм длиной, кусочки вкрапленников и микролитов. В рассланцованных разностях кусочки растянуты по сланцеватости. Микролиты принадлежат альбиту.

Общая сильнейшая измененность, главным образом карбонатизация, более высокая, чем у спилитов. Изредка по сланцеватости развивается и серицит.

г) Б р е к ч и и

Брекчии имеют значительное распространение в составе эффузивного комплекса. В большинстве случаев состоят из угловатых обломков, разнообразной величины, светлосерых плотных палеотипных эффузивов, погруженных в черное уплотненное песчанистое или роговикоподобное вещество. Размер наиболее крупных включений редко превышает 30—40 см (диаметр). Крупнообломочные брекчии постепенно переходят в микробрекчии, с включениями размером менее 1 см. Материал включений — большей частью спилиты типа вышеописанных. В промежуточной массе (цементе) — тонкозернистый алевритовый материал.

По контакту между «цементом» и «включениями» не заметно никаких изменений. Процесс образования описанных брекчий, повидимому, связан с процессом образования подушечных лав спилитов и происходил, вероятно, при внедрении лавы в неуплотненные илстые осадки придопной зоны (подробнее вопросы генезиса этих образований рассмотрены в главе VII).

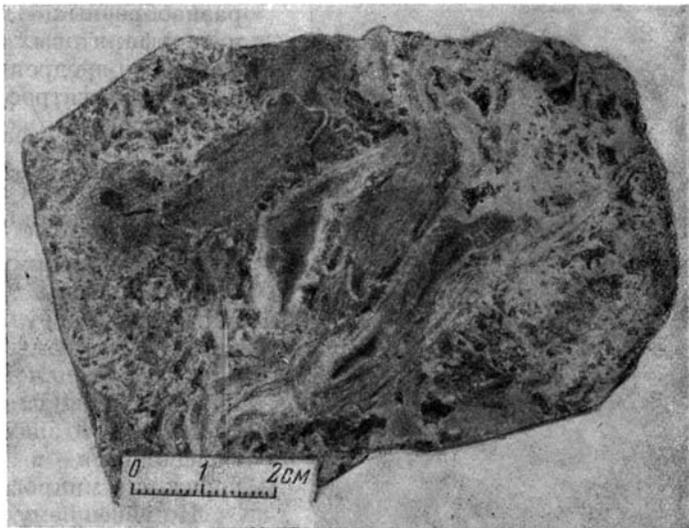
д) П у з ы р и с т ы е т у ф о б р е к ч и и (п а л а г о н и т о в ы е т у ф ы)

Представляют своеобразного облика породы пирокластической серии, развитые преимущественно в южной части зоны. Состоят из округлых кусков светлосерых плотных пород (спилиты и порфириды), размером обычно до 10—15 см, в промежутках между которыми развита масса пузыристого строения (фиг. 18), состоящая из различных по величине, вплоть до мельчайших шарообразных миндалин или «пузырьков» серого и зеленоватого цвета, переходящих местами в кремнистое или опаловое вещество. Под микроскопом заметно колломорфное или сферолитовое строение этих «пузырьков», видны концентрические прослойки, сложенные по преимуществу аморфным кремнеземом (опалом?). Отдельные более крупные пузырьки сложены крупнозернистым агрегатом опала, кварца и альбита (последнего мало). В ядре пузырька местами иногда развивается еще и пренит.

В промежутках между этими пузырьками — цементирующая масса, сложенная из тех же минералов — хлорита, хлорофенита, опала, кварца, кальцита, пренита, альбита. Наиболее характерны здесь (и преобладают количественно) кальцит и пренит.

В других случаях наблюдались округлые пузырьки, выполненные крупнозернистым агрегатом из кварца, кальцита и пренита, окаймленные зоной крупнозернистого пренита и затем (снаружи) широкими лентами хлорита.

Генезис всех этих образований не вполне ясен. По общему минералогическому и структурному характеру их можно сопоставить с палагонитовыми туфами Исландии, происхождение которых связывается с



Фиг. 18. Брежированный диабаз («таксит»). Выделения кремнисто-хлоритового вещества (серое). Массив г. Тепли, № 142.

процессами взаимодействия паров и газов изливающейся лавы с водными парами, в результате соприкосновения горячей лавы с морской водой или с материковым льдом (подробнее см. ниже, общая часть).

е) Туфопесчаники

Породы близки к туфам, такие же плотные, серые, местами рассланцованы; отличием является некоторая примесь песчанистого материала. Вулканический материал представлен кусочками спилитов и порфиритов, микролитами плагноклаза и т. п.; в гнездах и прослойках развиваются серицит, хлорит.

Б. Субинтрузивная фацция основной магмы

Как показывает геологическое изучение пород диабазовой формации описываемого района, подавляющее большинство пород, для которых имеются признаки их интрузивной природы (секущие контакты, контактные изменения, явления инъекции и т. п.), обычно теснейшим образом связано по своему распространению с вышеописанными представителями эффузивной фацции. Между теми и другими породами существуют

постепенные переходы, нередко наблюдается перемежаемость типичных спилитов или порфиритов с диабазами или габбро-диабазами интрузивного облика. Вся сумма геологических данных говорит за то, что эта группа пород представляет собой субинтрузивную фацию той же магмы, внедрение которой сопровождало на небольшой глубине процессы излияния лавы в поверхностных или подводных условиях.

Имеющиеся данные позволяют высказать предположение о наличии по крайней мере двух фаз внедрения магматического материала (по всей

вероятности быстро следовавших одна за другой). С первой из них было связано образование главной части разнообразных диабазовых и порфиритовых пород, со второй — внедрение жильной свиты витрофиров и варнолитов.



Фиг. 19. Диабаз. Структура — переходная от офитовой к габброидной. Серые зерна — пироксен, белые — плагиоклаз. В левом верхнем углу — зерно плагиоклаза с полностью сосюртитизированным ядром (черное) и свежей альбитовой каемкой. Дол. р. Фиаг-дон, № 20, $\times 20$.

офитовой и интерсертальной, характеризующаяся значительным развитием промежуточного хлоритового базиса. Соотношения между пироксеном и плагиоклазом — обычные для офитовой структуры; лейсты плагиоклаза идиоморфны по отношению к изометрическим зернам пироксена (фиг. 19). На отдельных же участках наблюдаются и видоизменения этого основного структурного типа; можно отметить следующие типы структур:

а) пойкилоофитовая: крупные поля пироксена с резко ксеноморфными неправильными контурами прорезаются мелкими лейстами плагиоклаза (фиг. 20);

б) интерсертальная: обособляются идиоморфные мелкие зерна пироксена в хлоритовом базисе; крупные зерна пироксена здесь часто образуют скопления, что дает переход уже к следующему типу структуры;

а) А в г и т о - х л о р и т о - в ы е д и а б а з ы

Они преимущественно распространены в составе пород субинтрузивной фации. Образуют обширную группу, довольно однообразную по минералогическому составу, но со значительными колебаниями в крупности зерна и в микроструктуре.

По внешнему виду это массивные серовато-зеленые зернистые породы, местами с такситовым неравнозернистым строением вследствие быстрого изменения величины зерна на небольшом пространстве. Величина зерна колеблется обычно в пределах 0.5—3 мм.

Наиболее распространенным типом микроструктуры является переходная между

в) такситовая, с кучным расположением изометрических кристаллов авгита на фоне мелко- и равномернозернистой массы офитовой структуры;

г) пегматоидная, с тонкопараллельным прорастанием авгита и плаггиоклаза (местами сферолитовые сростки);

д) габброидная структура, выражающаяся в идиоморфнозернистом развитии зерен пироксена и более короткостолбчатом (а не лейстовидном) развитии плаггиоклаза, при общем сравнительно небольшом содержании хлоритового базиса (по сравнению с диабазами описанной выше группы).

В среднем они также несколько более крупнозернисты (средняя величина зерна 0.1—1.2 мм).

Отмечаются участки с несколькими средними размерами зерен (несколько поколений зерен); обычно это наблюдается у зерен полевого шпата, в более редких случаях — и у пироксена.

В единичных случаях наблюдалась кристаллизационная слоистость, проявляющаяся в послонном распределении пироксеновых зерен, с одной стороны, и альбитовых и пренитовых — с другой.

Довольно часто встречается своеобразная микропегматоидная структура, когда присутствуют крупные сростки звездообразного или радиально-лучистого строения, состоящие из тонких стрельчатых кристаллов авгита, чередующихся с более толстыми «лучами» из замутненного плаггиоклаза. Эти сростки цементируются хлоритом. У отдельных «лучей» пироксена, входящих в тот же сросток, наблюдается либо одновременное угасание, либо секториальное (как в сферолитах).

В некоторых случаях в промежуточной массе между описанными сростками появляются более крупные идиоморфные таблички альбита, более поздние по времени кристаллизации.

В редких случаях получает развитие мандельштейновая структура, обычно в наиболее богатых хлоритом разностях. Хлорит выполняет округлые гнезда, нерезко отграниченные от мезостазиса породы (сливающиеся с ним). Иногда эти миндалинки окаймляются кальцитом.

Представление о количественных соотношениях дает табл. 11.

Как видно из этой таблицы колеблются соотношения главным образом между хлоритом и пироксеном, являющимися как бы комплементарными составными частями. Соотношения же между полевошпатовой и фемической частями относительно более устойчивы.

Плаггиоказ в подавляющем большинстве случаев представлен альбитом или альбит-олигоклазом, незональным, в простых двойниках. В других случаях констатируется сильно измененный, замутненный



Фиг. 20. Диабаз. Видно ксеноморфное развитие авгита по отношению к плаггиоклазу. Река Фиаг-дон, № 731, $\times 20$.

**Количественно-минералогический состав авгито-хлоритовых диабазов
массивов Тепли и Адай-хох (в объёмн. %)**

Минералы	№ 807	№ 808	№ 812	№ 831	№ 836	№ 897	№ 959	№ 88'	№ 26'	№ 830	№ 229'	№ 234'	№ 1021	№ 1023	№ 199'
Плагиоклаз	44.4	46.9	60.2	56.7	50.1	62.3	50.2	61.3	58.1	43.0	43.1	47.3	43.5	47.6	53.3
Пироксен . . .	16.9	18.2	19.8	19.0	25.7	24.3	29.8	36.8	11.0	29.8	30.1	25.8	30.4	20.3	20.4
Хлорит	29.0	26.7	16.9	22.0	19.8	7.7	16.4	—	23.6	20.3	25.2	14.9	16.7	27.1	25.3
Титаномагнетит	7.0	8.2	3.1	2.3	3.8	5.7	3.6	1.9	7.3	6.9	1.6	1.1	4.6	5.1	1.0
Пренит	2.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10.9	—	—	—
Калинастровый полевой шпат и кварц	—	—	—	—	0.6	—	—	—	—	—	—	—	4.8	—	—

сосюритизированный основной плагиоклаз (андезин-лабрадор), на нем обычно развивается тонкая прозрачная каёмка альбитового состава.

Измерения для кислого плагиоклаза дают: № 13, 10 (208'), № 15, 12 (209'), № 3, 9, 3 (234'), № 12, 10, 10 (236'), № 3, 12, 12 (263'), № 9, 3 (273'), № 0, 1, 1 (282'), № 8, 2 (808), № 1, 10 (26'), № 11, 17 (45'), № 3, 9, 6 (253'), для основного плагиоклаза: № 52, 48, 54 (195'), № 59, 45, 60 (831), № 59, 66 (897 в ядре), № 59, 66 (413 в ядре), № 70 (34'), № 42, 47 (37' в ядре).

На фоне мутносерого вторичного агрегата, развивающегося за счет первичного плагиоклаза, рассеяны более крупные зернышки цоизита, пятышки хлорита. По стыкам и трещинам развивается смесь кварца и вторичного альбита. В редких случаях констатируется свежий зональный лабрадор. Определенной закономерности в распространении разновидностей диабазов с лабрадором и с альбитом не наблюдается.

Иногда отмечается одновременное присутствие метаморфизованного основного плагиоклаза и прозрачного позднемагматического альбита в более мелких изометрических зернах. Здесь явно имеются две генерации плагиоклаза. Андезин-лабрадор дает удлинённые лейсты с плавным ходом зональности; в очень редких случаях констатируется зональность повторно-ритмического типа. Ядро кристалла обычно заполнено сосюритовым агрегатом и пятнышками хлорита. Краевые зоны свежи и по составу отвечают альбит-олигоклазу.

В порфировидных разностях плагиоклазовые вкрапления замещаются обычно актинолитом, в отличие от сосюритизированных зерен плагиоклаза промежуточной массы. Эта разница в характере изменения вкраплённых и микролитов вообще типична для всей формации.

Характерны карбонизация и пренитизация, последняя местами приводит к образованию полных пренитовых псевдоморфоз.

Титан-авгит имеет слабую коричневатую-фиолетовую окраску, слегка усиливающуюся по краям. Более четко зональность выражена у пироксеновых кристаллов диабазов более мощных жил, чем у диабазов, слагающих более тонкие жилы; кроме того, мелкие зерна пироксена, вплоть до микролитов, обычно отличаются более резко выраженной зональностью, чем крупные, что подчеркивает разновременность их образования. Отдельные крупные поля пироксена местами распадаются в скрещённых николях на мозаичный агрегат, местами с секториальным строением или со структурой песочных часов. Оптические константы сведены в табл. 12.

Судя по изменению величины угла $2V$, ядро зонального пироксена более богато магниезальной составной частью.

Оптические константы титан-авгита в диабазах массива Тепли

№ обр.		2V	cNg	Ng—Np
88'	{ ядро край	+44°, +46°	43°, 44°	0.020
		+62°	42°, 44°	0.024
119'		+48°, +54°	41°, 42°, 44°	—
236'	{ ядро край	+46°	38°	—
		+52°	38°, 40°	—

Пироксен замещается по трещинкам и с краев бесцветным или слабо-зеленоватым пластинчатым актинолитом, с параллельным расположением вростков (одновременное затухание). В случае, если процесс замещения зашел далеко, пироксен остается только в виде островков, местами даже потерявших общую в данном зерне ориентировку. Отмечаются также своеобразные скелетные формы роста — скелет образован пироксеном, в петлях развивается хлорит.

Энстатит обнаружен лишь в одном случае (88'). Он образует крупные бесцветные зерна, местами дающие пегматитовые прорастания с титан-авгитом.

Амфибол отмечается вообще редко; образует мелкие короткостолбчатые зерна; плеохроизм: Ng — коричневатый, местами оливково-зеленый; Np — бледнозеленый. Константы: cNg : 12°, 13°; 2V = — 78°, — 80°. Относится к базальтической роговой обманке. Обычно его кристаллы бывают включены в хлоритовый мезостази. Иногда встречается в виде мелких идиоморфных призмочек, включенных в массу из пластинчатого актинолита. Граница между коричневым амфиболом и актинолитом местами нерезкая, наблюдается как бы переходная зона; оптическая ориентировка у обеих роговых обманок в этих случаях одинаковая.

Актинолит развивается преимущественно путем замещения пироксена, нарастая на его более крупные зерна или образуя с ним параллельные прорастания. Он дает два типа зерен: а) более крупные, пластинчатого характера, компактные, и б) тонкорасщепленные или игольчато-шестоватые, обычно в виде агрегатов, пропитывающих собой всю породу.

Константы для первого типа: cNg — 16°, — 18°; 2V = — 70°, — 82°; Ng — Np = 0.025.

Титаномagnetит развит преимущественно в тонких игольчатых кристаллах, протыкающих плагиоклаз и пироксен; обычно ассоциируется с хлоритом, развиваясь вместе с ним в мезостази.

Хлорит обычно концентрируется в мезостази, местами образуя гнездообразные скопления. Можно выделить следующие типы хлорита:

а) бледнозеленый, клочковато-волокнутого строения, с аномально-синими интерференционными цветами, местами колломорфного облика; концентрируется в мезостази;

б) более глубозернистый, пластинчатый, с коричневыми аномальными интерференционными цветами, оптически положительный; концентрируется в мицдалинах; $N = 1.623 \pm 0.003$; относится к делесситу;

в) петельчатый, бесцветный или очень слабо окрашенный в зеленый цвет; интерференционные цвета серые; может быть отнесен к хлорит-серпентину; имеет незначительное распространение.

Все эти типы хлоритов образуют между собой переходы. Имеются также совершенно постепенные переходы между хлоритом и актинолитом.

Наблюдаются случаи полной хлоритизации габбро-диабазов (10/0) с образованием плотной массы, состоящей из хлорита с аномально-коричневой интерференционной окраской и включающей мелкие реликты пироксена и плагиоклаза; на других участках примешивается и актинолит («хлорит-фельзы» немецких авторов). У хлорита здесь $N = 1.616 \pm 0.003$.

В составе хлоритового мезостазиса принимают участие местами мелкие зерна кварца, округлые или угловатые; отчасти, вероятно, это посторонние включения, судя по их обломочному габитусу и волнистому угасанию (ксенобласты).

Цоизит образует мелкие округлые включения в хлорите; кроме того, он слагает тонкие прожилки в породе, в которых имеет форму крупных столчатых кристаллов, сцементированных хлоритом.

Пренит дает крупные чешуйчатые выделения, иногда в форме сферолитовых сростков; замещает собой плагиоклаз.

Апатит присутствует постоянно в игольчатых зернах.

Титаномагнетит и пирит образуют многочисленные, большей частью мелкие зерна, преимущественно с идиоморфными квадратными разрезами, иногда скелетными формами.

Пирротин образует местами интенсивную вкрапленность (в особенности в диабазах района Каурбек-хох и Адайком-дон).

Широкое развитие мезостатического хлорита сближает всю группу диабазовых пород с толейитами Шотландии, описанными английскими петрографами.

Общий характер метаморфических изменений обрисован при описании отдельных минералов. Главная роль для фемической составной части принадлежит процессам хлоритизации и актинолитизации, для калиевой — альбитизации и пренитизации. Наиболее устойчивым компонентом в процессах изменений остается обычно пироксен.

Представление о химизме описываемой группы дают приводимые ниже анализы (табл. 13).

Таблица 13

Химический состав авгито-хлоритовых диабазов из массивов Тепли и Адай-хох

Опислы	1	2	Магматическая формула по Левинсон-Лессингу
SiO ₂	44.80	45.98	1) 3.18 $\bar{R}O$: R ₂ O ₃ : 4.12 SiO ₂
TiO ₂	0.61	1.30	R ₂ O: RO = 1: 8.7; $\alpha = 1.33$
Al ₂ O ₃	18.14	16.56	2) 3.0 $\bar{R}O$: R ₂ O ₃ : 4.38 SiO ₂
Fe ₂ O ₃	0.50	1.88	R ₂ O: RO = 1: 10.2; $\alpha = 1.46$
FeO	7.38	7.56	
MnO	0.19	0.16	
MgO	13.42	6.50	Числовая характеристика по Заварицкому
CaO	4.28	11.84	1) a: c: b: s = 7.5: 5.2: 35.9: 51.4
BaO	0.02	—	f' = 21.1; a' = 16.2; m' = 62.7
Na ₂ O	3.61	2.68	n = 98; t = 1.06; $\varphi = 1.1$
K ₂ O	0.05	0.27	2) a: c: b: s = 7.0: 8.4: 27.9: 56.7
H ₂ O ⁺	5.70	5.44	f' = 33.9; m' = 41.7; c' = 24.4
H ₂ O ⁻	0.22	0.12	n = 91.5; $\varphi = 6.2$; t = 2.0
S	Следы	—	
CO ₂	1.22	—	
Сумма	100.14	100.29	1) Аналитик К. П. Сокова 2) » В. М. Некрасова

1 — диабаз 65, р. Дзамараш-дон, массив г. Тепли, 2 — диабаз, 199, массив г. Адай-хох.

Породы в общем близки по своему химизму к среднему типу диабазовой магмы (по Дэли). Обращают на себя внимание по сравнению с ним следующие особенности:

- а) повышенная основность;
- б) резкое превышение MgO над CaO (существенно магнезиальный характер хлорита);
- в) очень низкое содержание K_2O ;
- г) высокое содержание кристаллизационной воды (потеря при прокаливании свыше 5%), опять-таки за счет богатства хлоритом.

Результаты пересчета анализов на нормативные минералы, вместе с модалным составом соответствующих пород, сопоставлены в табл. 14.

Таблица 14

Модалный и полученный из пересчета состав авгито-хлоритовых диабазов из массивов Тепли и Адай-хот

Минералы	Нормативный состав	Модалный состав (объемн. %)
Анализ 1		
Ортоклаз Or	0.30%	63.1% альбит № 10 36.3 0.6
Альбит Ab	30.59 } 51.88	
Анортит An	21.29 } андезин № 41	
Хлорит		
Ильменит Ilm	1.15 } 1.87 рудные	
Магнетит Mt	0.72 }	
Анализ 2		
Ортоклаз Or	1.59	плагноклаз 53.2 авгит 20.4 } 45.7 хлорит 25.3 } рудные 1.1
Альбит Ab	22.65 } 54.77	
Анортит An	32.12 } (лабрадор № 58)	
Оливин Ol	17.54 } 38.49 цветных	
Гиперстен Hy	20.94 }	
Магнетит Mt	2.78 } 5.22 рудные	
Ильменит Im	2.44 }	

Пересчет анализа на нормативный состав дает почти полное совпадение с действительным составом. Расхождение в содержании рудного компонента, вероятно, объясняется вхождением окисного железа в состав хлорита.

В анализе 2 избыток кальция следует, очевидно, отнести за счет кальция (и, может быть, отчасти хлорита).

б) Диабазовые порфириты

Наряду с равномернозернистыми диабазами предыдущей группы широко распространены и порфировидные их разновидности (фиг. 21). Обычно они тесно ассоциируют друг с другом, будучи развиты в составе одного и того же пласта. Внешним отличием второй разновидности является присутствие белых мелких порфировых выделений плагноклаза (2—3 мм).

В шлифе эти породы обнаруживают большое сходство с нормальными диабазами; порфировые выделения плагноклаза большей частью полностью замещены агрегатом из мелких зернышек цоизита с примесью хлорита и карбонатов.

Промежуточная масса представляет мелкозернистый авгито-актинолитовый диабаз, обычно с большим содержанием хлорита и вторичных эпидот-цоизитовых продуктов. В целом характерна более высокая степень метаморфизма, чем у равномернозернистых диабазов.

Плагноклаз в основной массе и во вкрапленниках различен по составу и по характеру изменения. Во вкрапленниках он большей частью сплошь замещен агрегатом вторичных продуктов; на более свежих участках вкрапленников

можно констатировать альбит; а в ядрах часто видны реликты основного плагноклаза. Состав плагноклазов (вкрапленников и основной массы) приведен по данным измерений: № 62 (423), № 0, 7 (824 а, вкрапл.), № 18, 20 (826 вкрапл.), № 80, 79, 64, 81 (830 ядро), № 70, 71, 58 (837), № 68, 34 (849 вкрапл.), № 72, 76 (896), № 59, 50 (120'), № 8, 10 (152'), № 57, 49, 40 (289' вкрапл.).

Вкрапленники плагноклаза характеризуются определенным типом изменения. Большая часть зерна обычно выполнена скоплениями мутно-белого вещества, которое при большом увеличении принимает как бы петельчатую структуру, распадаясь на агрегат из мелких блоков плотного непрозрачного пелитового вещества с примесью карбоната, сцементированных мелкозернистым цоизитом. Более крупные же скопления карбонатно-цоизитового вещества в свою очередь



Фиг. 21. Диабазовый порфирит. Внизу крупный вкрапленник лабрадора (карлебадский двойник). Река Лья-дон, № 289, $\times 20$.

редь цементируются образованиями тонколистоватого пренита, следовательно, наиболее позднего.

В составе основной массы главную роль играют брусковидные микрولиты зонального лабрадора, сравнительно свежего. Создается впечатление о полной независимости процесса изменения вкрапленников от процесса изменения основной массы.

в) Микродиабазы

К этой группе можно отнести промежуточные между нормальными диабазами и диабазовыми порфиритами породы, характеризующиеся своей мелкозернистостью. По своему структурно-минералогическому составу этот тип диабазов отвечает «основной массе» диабазовых порфиритов. Средние размеры зерен 0.3—0.4 мм.

Плагноклаз здесь представлен, в отличие от среднезернистых диабазов, в большинстве случаев зональным лабрадором с сильно замутненным ядром; реже присутствует незональный альбит. Авгит развит в мелких

изометрических зернах с резкой зональностью. Относительное содержание хлорита значительно ниже, чем в нормальных диабазах. Эти вариации диабазов, очевидно, отвечают быстрее застывшим участкам.

г) Лейкодиабазы

По внешнему виду это сравнительно крупнозернистые темные зелено-вато-серые породы, местами, благодаря интенсивному развитию хлорита, принимающие как бы стекловатый облик.

Под микроскопом характерным отличием от нормальных диабазов, близких к ним по составу и структуре, является почти полное отсутствие минералогически выраженных фемических компонентов — пироксена, амфибола. Наблюдается агрегат из толстых лейстовидных кристаллов незонального альбита, между которыми в угловатых промежутках располагается хлорит, включающий редкие зернышки авгита и магнетита (фиг. 22).

Порода в целом представляет собой лейкократовый аналог «нормальных» авгитохлоритовых диабазов, подвергшийся, по сравнению с ними, более значительной степени аутометаморфических изменений.

Количественно-минералогические соотношения даны в табл. 15.

Размеры зерен плагиоклаза (длина) колеблются в пределах 1—1.5 мм. Измерения состава дают следующее: № 0, 10, 11 (65'), № 0 (92'), № 17, 10 (98'), № 7, 6 (121'), № 0 (132), № 0 (133'), № 0 (134'), № 15, 10 (135').



Фиг. 22. Лейкодиабаз. Структура неравномернозернистая. Заметен слабый катаклаз. у более крупных зерен. Река Дзамараш-дон, № 121, × 10.

Т а б л и ц а 15

Количественно-минералогический состав лейкодиабазов массива Тепли (в объемн. %)

Минералы	№ 65'	№ 92'
Плагиоклаз	65.1	70.9
Пироксен	—	7.5
Хлорит	36.3	18.1
Титаномагнетит	0.6	9.5

Как видно, везде представлен альбит; он обычно незонален, очень редко можно наблюдать легкую зональность во внешней узкой каемке. Часто затянута тонкой сетью прожилков хлорита; содержит включения кальцита, пренита. Лейсты часто изогнуты, раздроблены.

В интерстициях, кроме того, наблюдаются мелкие лейсты прозрачного альбита более поздней генерации.

Титаномагнетит дает зерна двух типов: а) игольчатые крупные идиоморфные кристаллы; б) неправильные зерна, местами как бы цементирующие другие минералы (наподобие сидеронитовой структуры).

Присутствуют: пренит в форме крупнозернистых агрегатов черепчатого строения, а также мелкие зерна апатита, сфена, пирита, пирротина.

Химический состав лейкодиабазов представлен в табл. 16.

Т а б л и ц а 16

Химический состав лейкодиабазов массива Тепли (в вес. %)

Компоненты	1	2	
			Магматическая формула по Левинсон-Лессингу
SiO ₂	49.52	50.12	2.88 : \overline{RO} : R ₂ O ₃ : 5.53 SiO ₂
TiO ₂	3.67	—	R ₂ O : RO = 1 : 4.0; α = 2.23
Al ₂ O ₃	14.78	—	
Fe ₂ O ₃	0.67	—	Числовая характеристика по Заварицкому
FeO	10.13	—	a : c : b : s = 10.6 : 4.3 : 22.3 : 62.7
MnO	0.25	—	f' = 49, m' = 36, c' = 15
MgO	4.50	—	n = 75.8; t = 5.5
CaO	5.84	—	φ = 2.6
Na ₂ O	4.05	5.62	
K ₂ O	2.01	0.32	
H ₂ O ⁺	4.82	—	
H ₂ O ⁻	0.20	—	
P ₂ O ₅	0.82	—	Аналитик В. А. Молева
Сумма	101.36	—	

1 — лейкодиабаз, богатый хлоритом, р. Дзамараш-дон № 133';
2 — то же, с небольшим содержанием актинолита, № 132'.

По сравнению с нормальным типом диабаза здесь можно отметить некоторые отличия.

При несколько повышенной кислотности наблюдается значительное содержание щелочей — Na₂O до 5.62% и K₂O до 2.01%. Последнее выражается в нормативном составе породы № 133' (см. ниже) — в появлении около 11% нормативного ортоклаза, молекула которого, повидимому,

Т а б л и ц а 17

Пересчет с химического на минералогический состав лейкодиабазы № 133'

Минералы	%
Ортоклаз Or	11.8
Альбит Ab	34.22
Андезин An	16.01
Ильменит Ilm	7.08
Магнетит Mt	0.97
Остаток (хлорит)	29.78

} 50.23%
} андезин № 32

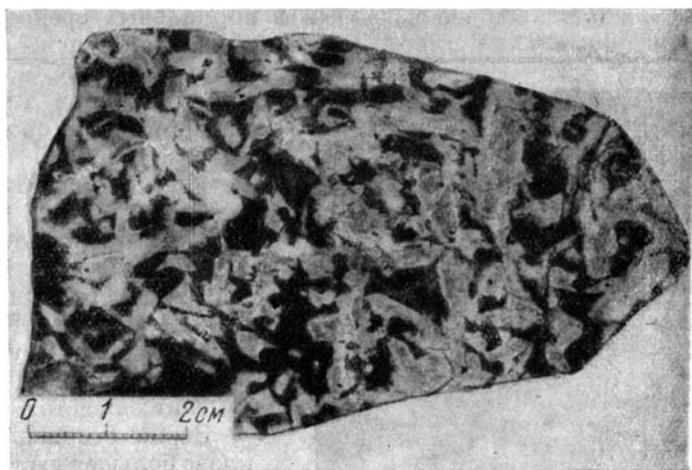
целиком концентрирована в альбите (судя по отсутствию модалного ортоклаза). Необычно высоким является также содержание P_2O_5 . Окись кальция, вероятно, концентрируется в хлорите, судя по развитию в породе альбита вместо нормативного андезина. Повышено содержание кристаллизационной воды, а также окиси титана.

Своеобразная химическая и минералогическая природа альбит-хлоритовых диабазов позволяет рассматривать их как продукт отщепления от нормальной диабазовой магмы (см. ниже, в главе о химизме).

Результаты перечисления данных анализа с химического на минералогический состав приведены выше (табл. 17). Последний близко подходит к модалному составу породы.

д) Диабазовые пегматиты

Крупнозернистые породы; хорошо заметны темные игольчатые-призматические зерна темноцветных минералов, выделяющиеся на белом полевошпатовом фоне; размер их (длина) колеблется в среднем около 1 см,



Фиг. 23. Среднезернистый диабазовый пегматит. Массив Тепли, № 105.

в отдельных случаях повышаясь до 2—3 см (фиг. 23). Нередко наблюдается такситовое расположение темноцветных компонентов, которые дают шарообразные скопления диаметром до 3—4 см на фоне более светлой полевошпатовой массы.

В большинстве случаев породы этой группы тесно связаны постепенными переходами с нормальными авгитовыми диабазами, залегая обычно вместе с ними в пределах одного и того же общего геологического тела (дайка, пласт). Иногда же пегматиты слагают и самостоятельные жильные тела, секущие диабазы. Геологические соотношения диабазов с диабазовыми пегматитами свидетельствуют обычно или о более молодом возрасте последних, или же и в пользу близкого или одновременного их образования.

Структура определяется удлиненно-столбчатым развитием зерен плагиоклаза и коротко-столбчатым, местами ксеноморфным — пироксена. В мезостатических промежутках концентрируется хлорит. Встречаются участки с отчетливым микропегматитовым прорастанием плагиоклаза и пироксена (фиг. 24).

Количественно-минералогические соотношения для некоторых типичных представителей группы даны в табл. 18.

Таблица 18

Количественно-минералогический состав диабазовых пегматитов массива Адай-хон (в объемн. %)

Минералы	№ 1050	№ 1083	№ 1064	№ 235	№ 154	№ 155	№ 807	№ 105
Плагиоклаз	47.2	51.1	47.5	50.6	55.5	54.2	44.4	50.9
Пироксен	25.5	27.9	33.5	25.5	15.4	20.5	16.9	17.4
Хлорит	6.2	3.2	9.2	13.0	10.2	11.6	27.2	—
Вторичный альбит	14.0	—	4.9	7.8	—	—	—	—
Гранофир + кварц	—	12.9	—	—	16.8	13.0	1.8	2.7
Титаномагнетит	7.1	4.9	4.7	3.1	2.1	1.1	7.0	3.0
Пренит	—	—	—	—	—	—	2.7	—
Актинолит	—	—	—	—	—	—	—	26.0

Соотношения близки к наблюдаемым в нормальных среднезернистых диабазах, описанных выше типов; изменения наиболее ясно выступают здесь в составе мезостазиса, где содержание хлорита понижается по сравнению с диабазом за счет позднемагматических альбита и гранофира.



Фиг. 24. Участок с пегматоидной структурой в крупнозернистом амфиболо-хлоритовом диабазе. Вдоль верхнего снимка заметна толстая жилка пренита. Река Бубудон, № 236 × 10.

Характерно почти постоянное присутствие плагиоклаза двух генераций; более ранний — андезин-лабрадор, зональный, в крупных зернах; более поздний — альбит, в мелких лейстах.

Зерна основного плагиоклаза большей частью сплошь сосюритизированы (фиг. 25). В более сохранившихся зернах видно зональное строение.

Для сохранившихся участков первоначального основного плагиоклаза измерения дают следующие составы: № 42 (807), № 60, 50 (846), № 75, 81 (154), № 70 (155а, ядро), № 58 (155а, край), № 52 (155б), № 60, 51 (155в), № 50, 62 (105а), № 43, 46 (105а). Для кислого и «вторичного» плагиоклаза измерения дают: № 0, 9, 13, 7 (235), № 13, 11, 13, 10, 11 (255), № 20, 21 (105).

Зональное строение наиболее отчетливо бывает выражено в краевой или промежуточной зоне кристалла, но не в ядре. Наблюдается довольно часто повторно-ритмический и даже обратный ход зональности. Эти осо-

бенности характерны для плагиоклазов диабазовых пегматитов и служат указанием на более сложный ход кристаллизации этих пород по сравнению с «нормальными» диабазами, описанными выше.

Явления альбитизации наблюдаются преимущественно в форме развития шахматного альбита или в виде тонких жилкообразных востков альбитового вещества в лабрадоре. В краевой и промежуточной зоне кристаллов наблюдаются иногда пятнистые, неправильной формы, очень тонкие востки ортоклаза (антипертит). Ядро зонального плагиоклаза обычно бывает переполнено включениями глинистого вещества (пелитизация), пятнами кальцита, хлорита, цоизита.

Гранофир развивается в промежуточном мезостазисе вместе с хлоритом. По составу представляет тонкоструктурное прорастание кварца и альбита; местами можно наблюдать очень тонкоструктурное прорастание кварца с калинатовым (судя по более низкому светопреломлению) полевым шпатом.

Кварц местами образует отдельные более крупные зерна, окаймленные гранофиром (фиг. 26).

Пироксен — коричневато-фиолетовый, титан-авгит; кристаллы слабо зональны в периферической зоне. Оптические константы даны в табл. 19.

Для внутренней части зерен (ядро) характерна, как видно, более низкая величина угла оптических осей, что находится, вероятно, в связи с его более магнезиальным, по сравнению с краями, характером.

В качестве вторичного процесса широко распространено побурение пироксена, распространяющееся от краев к центру зерна. Здесь имеет



Фиг. 25. Диабазовый пегматит. В крупном поле нацело актинолитизированного пироксена идиоморфно включены лейсты сосюритизированного плагиоклаза. Река Хардочин, № 99, $\times 10$.

Т а б л и ц а 19

Оптические константы титан-авгита в диабазовых пегматитах массива Адай-хох

№ обр.		cNg	2V	Ng - Np
278	Ядро	39°	+ 44° + 48°	0.023
	Край	41°	+ 58° + 50°	0.026
237	Ядро	44°	+ 48°	—

место процесс разложения с выделением тончайших пластинок карбоната. В ядрах более крупных кристаллов наблюдаются пятна или втеки хлоритового вещества, а также явления смятия, катаклаза.

Актинолит развивается за счет пироксена и местами полностью его вытесняет. Крупные компактные поля актинолита включают мелкие реликтовые участки бывшего пироксенового зерна. Эти поля прорезаются жилками актинолита последующей генерации, игольчатого, с более высокими оттенками плеохроизма (Ng — бледнозеленовато-желтый; Np — бледножелтоватый).

Амфибол (базальтическая роговая обманка) образует включенные в хлорит редкие мелкие призмочки с неясными концевыми гранями, cNg 18° ; плеохроизм: Ng — оливково-зеленый; Np — зеленовато-желтый, абсорбция сильная по Ng.



Фиг. 26. Диабазовый пегматит. Виден крупный кристалл зонального лабрадора, поставленный в положение частичного погасания, и окаймляющий его микропегматит. Река Архон, № 1556, $\times 20$.

Титаномагнетит развивается в крупных идиоморфных зернах, с квадратными разрезами, или в скелетных образованиях, приуроченных к хлоритовому мезостазису. Образует тонкие прорастания с пироксеном; зерна титаномагнетита ксеноморфны к плагиоклазу.

Хлорит концентрируется в мезостазисе. Имеет тонковолокнистое или клочковатое строение; бледнозеленый; аномально фиолетовые интерференционные цвета; местами среди бесформенных выделений хлорита рассеяны более крупные его пластинки другого типа с плеохроизмом; Ng — зеленый, Np — бледножелтый, серые интерференционные цвета (хлорит-серпентин).

Пренит дает мелкие гнездообразные скопления в виде веерообразных сростков.

Апатит присутствует в крупных игольчатых кристаллах, включенных в плагиоклазе.

Химический состав диабазовых пегматитов дается в табл. 20.

Химический состав диабазовых пегматитов из массивов Тепли и Адай-хох

Оксиды	1	2	Магматическая формула по Левинсон-Лессингу
SiO ₂	53.02	49.08	1) 2.56 \overline{RO} : R ₂ O ₃ : 5.10 SiO ₂ R ₂ O : RO = 1 : 6.0; α = 1.80
TiO ₂	1.45	0.68	
Al ₂ O ₃	17.32	13.60	2) 4.38 \overline{RO} : R ₂ O ₃ : 5.69 SiO ₂ R ₂ O : RO = 1:20.0; α = 1.56
Fe ₂ O ₃	0.63	1.95	
FeO	4.54	5.78	Числовая характеристика по Заварицкому
MnO	0.12	0.13	
MgO	5.77	11.00	1) a : c : b : s = 9.1 : 7.3 : 20.6 : 63.0 f' = 25; m' = 48.8; c' = 26.2 n = 94, t = 2.1, φ = 2.7
CaO	10.22	13.95	
Na ₂ O	3.82	1.81	2) a : c : b : s = 4.3; 6.7 : 34.6 : 54.4 f' = 20; m' = 53; c' = 28; n = 93 t = 1.1; φ = 4.5
K ₂ O	0.42	0.15	
H ₂ O ⁺	2.00	1.82	Аналитик К. П. Сокова
H ₂ O ⁻	0.20	0.26	
P ₂ O ₅	0.18	0.06	
S	0.22		
Сумма	99.91	100.27	

1 — диабазовый пегматит, Тепли, № 105; 2 — то же, гора Адай-хох, № 1083.

По сравнению с господствующим химическим типом юрских диабазов можно отметить повышенное содержание SiO₂ и в небольшой степени окиси натрия и пониженное содержание железа, магния и кристаллизационной воды.

е) Пренитизированные диабазы

Представляют собой продукт полного перерождения породы, первоначально имевшей состав авгитово-хлоритового диабаза. Внешний их облик — массивные, светлозеленые, стекловатые.

Под микроскопом можно наблюдать отдельные рассеянные реликты мелких зерен пироксена, погруженные в черепичатый агрегат из зерен пренита, составляющего до 80—85% породы. Более редкие реликты образуют местами и плагиоклаз, также изъеденный пренитом.

Пренит представлен зернами двух генераций — более ранней (крупных, изометрических) и более поздней — в составе тонких прожилков.

ж) Диабазовые витрофиры

Образуют многочисленные жилы и тонкие инъекции, по большей части включенные в более мощные диабазовые тела. Контакт между витрофирами и диабазами всегда резкий. Вблизи контакта, вдоль направления инъекции витрофира в диабазе местами развиваются гнезда крупнозернистого альбита с примесью поизита. Помимо прожилков в диабазовых телах витрофиры образуют в более редких случаях и самостоятельные жилы в сланцах (пластовые тела, силлы).

По внешнему виду это светлозеленые, очень плотные породы, напоминающие местами кварциты; в районе хребта Клият были встречены витрофиры несколько другого облика, черные, напоминающие базальты по внешнему виду. Встречаются гнезда — миндалинки с хлоритом и халцедоном.

Под микроскопом наблюдается плотная темная масса, содержащая тончайшие игольчатые микролиты плагиоклаза длиной до 0.5 мм, реже —



Фиг. 27. Диабазовый витрофир. Видны более крупные игольчатые лейсты плагиоклаза на фоне плотной массы, состоящей из агрегата тончайших микролитов авгита и плагиоклаза. Река Фиаг-дон, № 980 × 20.

пироксена, погруженные в плотную буроватую массу, вероятно, первоначально стекловатого строения (фиг. 27).

Микролиты дают обычно сростки радиально-лучистого строения; местами наблюдаются два и более поколения микролитов. Кое-где присутствуют редкие более крупные выделения хлоритизированного и пренитизированного плагиоклаза, с отчетливыми идиоморфными таблитчатыми контурами.

Плагиоклазовые микролиты большей частью почти сплошь пренитизированы; на сохранившихся участках погасание у них близко к прямому; по составу отвечают альбит-олигоклазу.

Плагиоклаз более крупных микролитов также принадлежит альбиту: № 0, 0 (814), № 1, 12 (839); вместе с пренитом по ним развивается и хлорит.

Титан-авгит образует большей частью тончайшие микролиты, срастающиеся в гребенчатые сростки.

В составе промежуточной массы и миндалинок принимают участие, кроме названных, еще следующие минералы: хлорит, кальцит, цоизит, пренит. В большом количестве представлены тонкоигольчатые кристаллы титаномагнетита.

Как по времени внедрения, так и по своему минералогическому составу витрофиры вообще близки к диабазам, с которыми обычно они и ассоциируют. Близки они к ним и по своему химизму, что видно из приведенных анализов (табл. 24). Для витрофиров можно отметить отчасти повышенную основность, правда незначительную.

з) В и т р о ф и р о в ы е п о р ф и р и т ы

Отличием от пород предыдущей группы является более четкое обособление порфировых вкрапленников (плагиоклазовых), длиной обычно 1.5—2 мм. Они в большинстве случаев замещены пренитом; в более сохранившихся наблюдалось местами зональное строение.

**Неполный химический состав витрофиров
из массива Адай-хох**

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	44.76	40.36	47.94
Na ₂ O	2.09	1.20	2.65
K ₂ O	0.57	0.40	0.50

1 — диабазовый витрофир, г. Каурбек-хох, № 1031; 2 — то же, р. Цазиу-ком, № 966; аналитик В. М. Некрасова; 3 — то же, р. Цазиу-ком, № 813.

Присутствуют мелкие миндалинки, выполненные хлоритом, кальци-
том, кварцем.

и) В а р и о л и т ы

Вариолиты образуют довольно мощные пластовые залежи (до 3—4 м) в области хребта Бубу-дон — Клияг и в районе к западу от клиатской серпентинитовой линзы. Являются спутниками диабазов и витрофиров, с последними связаны постепенными переходами.

Это темносерые или черные, плотные, массивные породы. По своему составу близки к вышеописанным витрофирам, отличаясь сферолитовым развитием сростков из тончайших микролитов плагиоклаза и пироксена, образующих обособленные шарообразные участки диаметром 0.4—0.6 мм. В промежутках между этими шарообразными сростками развит хлорит (бесцветный, почти изотропный), мельчайшие рудные выделения, карбонаты, иногда также кварц и цоизит.

Мелкие миндалинки выполнены хлоритом, цоизитом, кварцем.

В. Интрузивная фация основной магмы

Для представителей этой группы формации характерно, как уже указывалось, очень ограниченное распространение — главным образом в форме мелких линзообразных и дайковых тел. Актинолитовые диабазы развиты главным образом в составе даек, залегающих среди древних кристаллических пород.

а) П и р о к с е н и т ы

Линза или дайка пироксенитов была обнаружена в верховьях одного из левых притоков ледникового цирка Суар-ком, на водораздельном гребне с ледником Хардочин, в южной части диабазовой зоны. Нами порода была встречена вблизи этого участка в коренных осыпях. Б. П. Никитин указывает, что пироксениты залегают здесь среди диабазов, образуя линзу или дайку длиной 15 м, мощностью 6 м, простирающуюся согласно с телом диабазовой породы. Параллельно контакту с диабазом наблюдается осветленная полоса.

По внешнему виду это плотная темнозеленая порода. Минералогический состав: диопсид (80%) в длинных идиоморфных кристаллах, иногда

в виде лучистых сростков, кальцит (3—5%), кварц и хлорит (15—17%) — в промежутках. Заметна сильная серпентинизация и хлоритизация породы. Кроме того, присутствует немного эпидота, лейкоксена, а также вкрапленность арсенопирита. Состав отличается, как видно, некоторым своеобразием (присутствие кварца).

б) Ильменитовые габбро

Крупные обломки этих пород были найдены первоначально в выносах ущелья р. Хардочин, левого притока Фиаг-дона. Породы залегают здесь в комплексе с авгито-хлоритовыми диабазами, развитыми в области ледникового цирка, образуя (в одном случае, где их удалось наблюдать в коренном залегании) пластовое тело небольшой мощности (около 6—8 м), дающее апофизы в диабазы.

Внешний вид — черные массивные крупнозернистые меланократовые породы; величина зерна до 1 см; богаты макроскопически ясно заметными черными рудными зернышками.

Структура габброидная, неравномернозернистая, местами с признаками офитовой. Крупные изометрические или неправильной формы зерна плагиоклаза содержатся примерно в одинаковом количестве с более мелкими, неправильными выделениями пироксена, актинолита и ильменита (вместе взятых). На некоторых участках по величине преобладают зерна пироксена.

Плагиоклаз в одном из образцов представлен совершенно свежим незональным альбитом: № 0, 6 (862), № 0, 8 (863), в других — слабозональным андезитом: № 43, 33 (90), сильно измененным, содержащим пятнышки альбита и калиевого полевого шпата (судя по характеру светопреломления). Плагиоклаз обычно сильнейшим образом изменен. В некоторых зернах наблюдается пегматитообразное прорастание альбита и лабрадора. Крупные лейсты плагиоклаза окаймляются зонами тонкозернистого гранофира, который, кроме того, слагает и отдельные участки.

Титан-авгит развит в широкопластинчатых идиоморфных зернах, проросших тонкими параллельными пластинками актинолита и по краям переходящих в войлок из тончайших выделений; $2V = + 50^\circ, + 56^\circ$; $cNg = 46^\circ, 48^\circ$; $Ng - Nr = 0.022$.

Актинолит дает пластинчатые или листоватые зерна, местами полностью замещающие пироксен; плеохроизм: Ng — зеленоватый; Nr — бледнозеленовато-желтый; $cNg = 18^\circ$.

Хлорит развивается по полевому шпату и пироксену.

Ильменит образует крупные идиоморфные кристаллы удлиненно-призматических или скелетных очертаний; длина до 4—5 мм; дает графические прорастания с актинолитом и хлоритом. Иногда образует также лапчатые грубопегматитовые сростания с плагиоклазом. По времени выделения является наиболее ранним.

Пересчет данных химического анализа (см. ниже) дает (по содержанию TiO_2 и Fe_2O_3) соотношение $Mn : Mt = 74 : 26$, что указывает на состав, близкий к чистому ильмениту.

Крупные игольчатые кристаллы до 1 мм длиной дает апатит.

Количественно-минералогический состав для авгитовой и актинолитовой разновидностей габбро приводится в табл. 22.

Химический анализ одного из образцов габбро (90) приведен в табл. 23.

По сравнению со средним типом диабазовой магмы характерно резко повышенное содержание TiO_2 и FeO и пониженное SiO_2 . Интересно также резкое относительное превышение CaO над MgO , необычайное для гипер-

Таблица 22

Количественно-минералогический состав ильменитовых габбро массива Тепли (в объемн. %)

Минералы	№	
	862	863
Плагиоклаз	48.7	43.5
Пироксен	—	17.0
Актинолит	42.3	24.7
Ильменит	9.0	14.8

Таблица 23

Химический состав ильменитового габбро из массива Тепли (№ 90)

Компоненты	вес. %	Магматическая формула по Левинсон-Лессингу
SiO ₂ . .	43.74	5.27 $\bar{R}O$: R ₂ O ₃ : 6.44 SiO ₂
TiO ₂ . .	6.32	R ₂ O : RO = 1:14.7; $\alpha = 1.55$
Al ₂ O ₃ . .	9.72	Числовая характеристика по Заварицкому
Fe ₂ O ₃ . .	2.91	
FeO . .	15.48	a : c : b : s = 5.1 : 3.8 : 36.5 : 54.5
MnO . .	0.37	f' = 48; m' = 31.0; c' = 21.0
MgO . .	6.65	n = 89; t = 9.8; $\varphi = 6.7$
CaO . .	9.78	Аналитик В. М. Некрасова
Na ₂ O . .	2.10	
K ₂ O . .	0.35	
H ₂ O ⁺ . .	1.94	
H ₂ O ⁻ . .	0.20	
P ₂ O ₅ . .	0.23	
S	0.38	
Сумма . .	100.17	

Таблица 24

Пересчет с химического на минералогический состав ильменитового габбро массива Тепли

Минералы	%
Кварц Qu	0.11
Ортоклаз Or	2.07
Альбит Ab	17.75
Анортит An	15.94
Ильменит Ilm	11.87
Магнетит Mt	4.22
Диопсид Di	27.72
Оливин Ol	20.32
	33.67 плагио-клаза
	16.09
	48.04 пироксен + амфибол

базитовой ветви основных пород, к которой приближается эта порода (по содержанию SiO_2). Возможно, что одновременная концентрация кальция и титана связана здесь с какими-то ассимиляционными явлениями.

Пересчет приведенного анализа на нормативные минералы обнаруживает значительную близость с модальным составом (табл. 24).

в) Актинолитовые диабазы (микродiorиты)

Светлосерые или зеленоватые плотные массивные породы, нередко переходящие в более грубозернистые разновидности. Размер зерна до 3—5 мм.

Минералогический состав характеризуется резким преобладанием двух компонентов — плагиоклаза и актинолита при пониженном содержании авгита и хлорита. Количественные соотношения представлены в табл. 25.

Таблица 25

Количественно-минералогический состав актинолитовых диабазов массива Тепли (о.ъеми. %)

Минералы	№ 355	№ 880	№ 90	№ 106	№ 972
Плагиоклаз	47.7	49.9	62.9	64.5	36.9
Пироксен	2.4	5.6	—	—	—
Актинолит	44.2	28.2	34.9	34.2*	57.8
Титаномагнетит	5.7	5.0	2.2	0.9	5.3
Хлорит	—	11.3	—	0.4	—

* Из общего количества актинолита здесь: компактно-го — 25.1%, тонкорасщепленного или войлочного — 9.1%.

Можно отметить общий несколько более лейкократовый характер их по сравнению с авгитовыми диабазами. Характерен, далее, несколько отличный тип метаморфизма. Большая часть породы сплошь затянута тонкойвойлочным актинолитовым агрегатом.

На менее сильно измененных участках — структура офитовая или пойкилоофитовая — развиты крупные поля актинолита, включающие мелкие лейсты плагиоклаза; иногда структура приближается к порфировидной; в этом случае более крупные таблитчатые зерна плагиоклаза выделяются на фоне мелкорасщепленного актинолита.

Плагиоклаз здесь в большинстве случаев принадлежит к андезину-лабрадору, частью — к альбиту. Измерения дают: № 83, 70 (400), № 68, 84 (401), № 46, 47 (855), № 68, 56 (886), № 62, 50 (887), № 60, 58, 69 (889), № 80, 60 (68'), № 0 (93'), № 80, 72 (93'), № 65, 62 (96'), № 71 (106'), № 57 (107'), № 46, 75 (108'), № 65, 74 (109'), № 59, 53 (153'), № 60 (159').

Обычно плагиоклаз замещается мутно-бурым плотным веществом, представляющим агрегат кальцита и цоизито-эпидотовой массы.

Титан-авгит присутствует не постоянно, в очень мелких зернах, погруженных в актинолит (реликты).

Актинолит представлен двумя типами:

а) компактный, пластинчатый, образующий крупные зерна с расплывчатыми очертаниями; слабо плеохроирует в бледнозеленых тонах; местами имеет пятнистую окраску, неравномерное волнистое угасание. $cNg = 15-18^\circ$; $2V = 78^\circ-80^\circ$; $Ng - Np = 0.025-0.027$;

б) мелкорасщепленный или «войлочный»; он выполняет угловатые промежутки между зернами других минералов, развивается по прожил-

кам и нарастает по периферии крупных зерен актинолита первого типа; выполняет также гнезда и миндалинки.

Коричневый амфибол отмечен в нескольких случаях в форме мелких призмочек; сильная абсорбция по Ng.

Титаномагнетит в игольчатых и скелетных зернах, обычно включенных в хлорит.

Пирит, пирротин, изредка арсенопирит; встречаются спорадически.

В небольших количествах присутствуют, кроме перечисленных, цоизит, анатит, сфен.

Частые тонкие (обычно 1—2 мм толщины) прожилки, состоящие из перерожденного актинолита, пренита.

Химический анализ, заимствованный из работ Волькенау (1914) и относящийся к диабазу из жили в гранитах по ущелью Орах-ком (долина р. Цей), приведен в табл. 26.

Таблица 26

Химический состав актинолитового диабаза (№ 3в) из жили в граните рч. Орах-ком, Цейское ущелье, Осетия (по Волькенау, 1914)

Окислы	Вес %	
SiO ₂	47.85	Магматическая формула по Левинсон-Лессингу $\overline{RO} : R_2O_3 : SiO_2 = 2.69 : 1 : 4.07$ $R_2O : RO = 1 : 6.00$ $\alpha = 1.42$
Al ₂ O ₃	19.47	
Fe ₂ O ₃	0.80	
FeO	10.01	
MgO	4.85	Числовая характеристика по Заварицкому $a : c : b : s = 10.8 : 8.2 : 24.6 : 56.4$ $f' = 43; m' = 35; c' = 22, n = 76$ $\phi = 2.9$
CaO	10.81	
Na ₂ O	3.60	
K ₂ O	1.68	
H ₂ O*	2.21	
Сумма	101.28	

При истолковании данных этого анализа вызывает некоторое сомнение цифра содержания окисного железа, необычно низкая. Это не вяжется с высоким содержанием в породе актинолита.

г) Актинолитовые диабазовые порфириды

Они отличаются от пород предыдущей группы лишь присутствием мелких порфиритовых выделений плагиоклаза, длиной обычно 0.4—0.5 см.

Основная масса — мелкозернистая, офитовой структуры, местами, уплотняясь, переходит в интерсертальную; переполнена мелкокорасщепленным игольчатым актинолитом.

Плагиоклаз вкрапленников сильно замутнен, обычно полностью замещен вторичным агрегатом (так же как и в авгитовых диабазовых порфиридах). Плагиоклаз микролитов большей частью зональный, с лабрадором в ядре.

В основной массе преобладает актинолит. Кроме того, присутствуют кварц (небольшие округлые зернышки), игольчатые кристаллики титаномагнетита, мелкие чешуйки оранжевого биотита.

д) Контактные изменения во вмещающих песчаниках и аргиллитах

Изменения в песчаниках лейаса, которые можно наблюдать в контактах с диабазами, выражены в большинстве случаев очень слабо. Внешне они проявляются в некотором осветлении и уплотнении песчаников на расстоянии нескольких сантиметров от контакта. Изменения эти наблюдаются в контактах пород как интрузивной, так и субинтрузивной фации диабазов и имеют одинаковый характер. В шлифах можно наблюдать новообразования в осадочной породе следующих минералов в порядке их распространенности:

альбит — мелкие зернышки, рассеянные среди зерен песчаника, округлых очертаний, местами с секториальным угасанием;

хлорит — в мелких распыленных чешуйках, светлозеленый;

пренит — в прожилках, гнездах, иногда в виде мелкой равномерной вкрапленности;

цоизит — в скоплениях и прожилках; образует короткие призмочки, с четкими контурами;

кордиерит (встречен в одном случае) — в виде неправильных зернышек с лапчатыми контурами, с шестоватым или секториальным строением; двупреломление 0.009—0.010, погасание прямое, большой отрицательный угол 2V.

Примером контактно-измененной породы может служить спилозит, развитый в контакте с жилой диабаза в районе цирка р. Клиат.

По внешнему виду это светлосерая, плотная, несколько напоминающая кварцит, порода. Под микроскопом наблюдается очень тонкозернистый агрегат, состоящий примерно поровну из тончайших выделений хлорита и альбита. Зернышки последнего образуют и отдельные более обособленные скопления, придающие породе в целом пятнистый вид. Отдельные более крупные зернышки местами принадлежат цоизиту. Очень многочисленны рудные частички и скопления. Местами наблюдалась интенсивная карбонатизация.

Такого же характера изменения наблюдались обычно и в других контактных зонах песчаников и сланцев с диабазами. Характерным также является здесь развитие многочисленных мелких прожилков; в их составе принимают участие кварц, кальцит, цоизит. Отмечена в одном случае жилка (2 мм толщиной) из пумпеллита.

Определенной зональности (по отношению к положению контакта) в распределении контактных продуктов не наблюдается. Можно отметить лишь, что чаще цоизит располагается ближе к контакту, чем пренит.

е) Серпентиниты (серпентинизированные периidotиты)

О геологическом положении серпентинитового выхода в районе цирка Клиат кратко уже указывалось. По своему возрастному положению серпентиниты принадлежат к наиболее молодым членам интрузивной формации.

Они образуют линзообразный выход среди юрской песчано-сланцевой свиты с диабазами, в правом борту цирка р. Клиат.

На существование небольшого выхода серпентинитов к югу от балки Арси-ком, в ущелье Калоти-ком, имеются указания у Л. А. Варданянца (1935). Нами были найдены здесь только обломки (балка Арси-ком, 68), представляющие несколько рассланцованную породу, состоящую из мелких образований серпентина и обрывков полевого шпата, игольчатого тремолита и буроватого амфибола. Другая находка крупных глыб серпен-

тинитов, также не в коренном залегании, была сделана в ущелье р. Царийт-ком, на восточном продолжении Арсикомского выхода серпентинита. Порода состоит из крупнопластинчатого антигорита; содержит мелкие редкие зернышки граната, титаномагнетита, местами рассланцована.

Серпентиниты Клиата по внешнему виду темнозеленые, почти черные массивные породы с занозистым изломом; заметны блески пироксена.

Структура их отличается некоторым своеобразием (фиг. 28, 29). Она имеет большей частью псевдопорфировый характер; на фоне сплошной массы из коротковолокнистого бесцветного серпентина и хлорита вкраплены крупные, изометрические по форме, амфиболовые псевдоморфозы по моноклинному пироксену. На некоторых участках развиты округлые псевдоморфозы серпентина по оливицу, промежуточная масса сложена антигоритом, в некоторых случаях переполнена мелкошестоватыми кристалликами актинолита и тремолита, местами порода представляет сплошной войлок из актинолита, пропитанного хлоритом.

Пироксен (титан-авгит) сохраняется только местами в ядрах псевдоморфоз. Форма последних — угловатая, отвечающая контурам бывшего пироксенового кристалла. Последовательность замещения пироксеновых зерен такая: пироксен → коричневый амфибол → актинолит → тремолит → серпентин.

Коричневый амфибол в шестоватых или пластинчатых кристаллах нарастает на пироксен или врзается в него; плеохроизм: Ng — светлорозовый; Np — бесцветный; cNg = 14°.

Совершенно плавно и постепенно он переходит в шестоватый актинолит.

Актинолит, замещающий пироксен, имеет слабо зеленоватую окраску; cNg = 14°, 16°, 2V = -74°, -78°, -80°, сильная дисперсия. Некоторые псевдоморфозы по пироксену имеют петельчатую структуру, отдельные участки или петли разделены прожилками с поперечно-волокнистым серпентином.

Тремолит — в тонкопластинчатых или шестоватых мелких кристаллах, нарастающих на пироксен или на актинолит; cNg = 15°, 14°; 2V = -78°, -82. Так же, как и актинолит, образует псевдоморфозы по пироксену петельчатой структуры, отдельные участки и петли которого разделены прожилками поперечно-волокнистого серпентина.

Хлорит развит преимущественно в составе пироксеновых псевдоморфоз, бледнозеленый, с низким аномальным двупреломлением. Кроме того, он местами развит в мезостазисе.

Особый тип хлорита отмечен в одном случае (№ 258) в виде толстых пластинок с ясным плеохроизмом: Ng — зеленовато-фиолетовый; Np — коричневато-оранжевый; cNg = 2—3°, двупреломление в аномально-си-них цветах, типа клинохлора.



Фиг. 28. Серпентинит. Петельчатая структура. Видны округлые серпентиновые псевдоморфозы по оливицу. Белые участки — актинолит и тремолит, черный мезостазис — хлорит. Река Клиат-ком, № 260, $\times 10$.

Титаномагнетит в крупных идиоморфных зернах с квадратными разрезами.

Пренит образует местами крупные, веерообразного строения зерна.

В целом описываемые породы представляют собой, повидимому, продукт серпентинизации перидотита: оливин превращен в серпентин полностью, моноклинный пироксен затронут главным образом процессами актинолитизации и тремолитизации. Процесс серпентинизации пироксена относится к более позднему времени. С наиболее поздними этапами процесса изменения связано развитие хлорита.



Фиг. 29. Серпентинит. Замещение пироксена тонкопластинчатым тремолитом (белое). Река Климат-ком, № 254, $\times 10$.

Эти особенности состава и направления метаморфических изменений отличают серпентиниты описываемой группы от обычных алоперидотитовых, серпентинитов, известных из других районов Кавказа.

Общее своеобразие породы (№ 260) иллюстрируется и данными химического анализа (табл. 27).

При сравнении с составом других серпентинитов Северного Кавказа (Н. Е. Ефремов, 1938) выступают следующие отличия:

а) необычно высокое содержание FeO (7% вместо 1—3%);

б) очень низкое содержание Fe_2O_3 (3% вместо обычных 4—8%);

в) очень низкое содержание MgO (29% вместо 32—40%);

г) полное отсутствие P_2O_5 , очень характерного для других типов серпентинитов окисла.

Эти химические особенности подтверждают своеобразие генетической природы клиатских серпентинитов.

4. Общий ход вулканических процессов в юрский период

Суммируя данные по геологическому положению и петрографическому составу вулканогенных образований юры на описываемой площади, мы получаем следующую последовательность формирования отдельных ее членов.

Наиболее ранним образованием является спилито-порфиритовая серия, связанная с толщей аспидных сланцев и аргиллитов, предположительно среднего лейаса. Незначительная мощность отдельных покровов, развитие шаровых структур, характер изменения (хлоритизация и карбонатизация), а также крайне незначительный масштаб развития пирокластических образований делают наиболее вероятной принадлежность этих пород к подводным излияниям, вероятно в условиях значительного удаления от берегов (неритическая или абиссальная зона).

Химический состав серпентинита и асбеста из цирка р. Юлиат, массив Адай-хох (№ 260) (в вес. %)

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	39.64	56.08	53.20
TiO ₂	0.40	—	—
Al ₂ O ₃	7.19	2.14	1.94
Fe ₂ O ₃	3.07	1.40	—
FeO	7.56	1.58	5.00
MnO	0.21	0.05	0.11
MgO	29.33	23.26	21.47
CaO	1.85	15.05	17.00
Na ₂ O	0.36	—	—
K ₂ O	0.03	—	—
H ₂ O ⁺	10.06	0.69)	1.05
H ₂ O ⁻	0.48	сл.)	—
P ₂ O ₅	—	сл.	—
CO ₂	—	0.07	—
Сумма	100.17	100.33	99.77

Магматическая формула
по Левинсон-Лессингу (ан. 1):

$$9.71 \overline{RO} : R_2O_3 : 7.34 SiO_2$$

$$R_2O : RO = 1 : 144.5$$

$$\alpha = 1.15$$

Числовая характеристика
по Заварицкому

$$a : c : b : s = 0.6 : 2.0 : 57.0 : 40.4$$

$$f' = 15.5; m' = 77.6; a' = 6.9$$

$$n = 100; t = 0.9; \varphi = 4.0$$

1 — анализ образца № 260. Аналитик В. А. Молева. 2 и 3 — тремолитовый и актинолитовый асбест из серпентинизированной линзы (Ефремов, 1938; Чирвинский и Орлов, 1914).

С этим же вулканическим циклом тесно связаны и процессы образования пород субинтрузивной фации, представленных преимущественно породами типа авгито-хлоритовых диабазов и габбро-диабазов. Наиболее вероятно, что образование их связано с внедрением основной магмы в близкие к поверхности участки осадочных свит, еще слабо уплотненные, частично, может быть, даже в уже сформировавшиеся эффузивные покровы спилитовой серии. В пользу этого говорят геологические факты — теснейшая ассоциация пород диабазовой и спилитовой группы, слабое развитие или полное отсутствие контактных явлений и другие особенности, подробно описанные выше.

В процессе образования пород субинтрузивной фации можно различать по крайней мере две подфазы. С первой из них связано проникновение главной части магматического материала, давшей после застывания породы диабазовой группы и сопровождающие их более крупнозернистые диабазо-пегматитовые и лейкодиабазовые отщепления. Несколько позже в частично уже застывшие породы повторно внедрилась магма, близкая по составу к магне первой подфазы и давшая (повидимому, в условиях застывания, близких к поверхностным) породы группы витрофилов и витрофиловых порфиритов.

Следующий этап вулканической деятельности был связан с внедрением жильного и дайкового комплекса диабазов как в юрские сланцы, так и в породы субстрата, преимущественно вдоль его краевых, наиболее интенсивно нарушенных зон. Породы, входящие в состав этих даек, в общем близки по составу к породам субинтрузивного комплекса, но отличаются значительно меньшим разнообразием. Здесь господствуют актинолитовые диабазы.

По времени внедрение этого комплекса связано с концом средней юры, скорее всего с периодом формирования основных складчатых структур района (предкелловейская фаза). Геологический материал в

подтверждение этого взгляда был приведен выше. С одним из конечных этапов этой магматической фазы, возможно, было связано внедрение перидотитовых пород (образование клиатских серпентинитов), крайне незначительных по своему количественному проявлению, по сравнению с диабазами.

Характерно для описываемого участка, повидимому, полное отсутствие кислых эквивалентов как в эффузивной, так и в интрузивной фациях.

Глава V

САДОНО-ДИГОРСКАЯ ЗОНА

Под общим названием Садоно-Дигорской зоны мы объединяем часть северного склона Главного Кавказского хребта, ограниченную с запада долиной р. Урух, с востока — долиной р. Фиаг-дон, с севера — Скалистым известняковым хребтом и с юга — областью развития древнего кристаллического субстрата и аспидно-сланцевых свит нижнего и среднего лейаса. В орографическом отношении эта зона входит в состав так называемой «северной депрессии», вытянутой в широтном направлении между Скалистым и Боковым хребтами, вдоль долин рр. Айгамуги-дон, Сангути-дон, Садон, среднего течения рр. Ардона, Унала.

В геолого-тектоническом отношении эта зона также представляет собой самостоятельную единицу, будучи сложена сравнительно слабо дислоцированным комплексом песчано-сланцевых отложений верхнего лейаса, в основании которого залегает эффузивная свита переменной мощности, являющаяся предметом последующего описания. В состав этой свиты входят разнообразный по составу и структуре комплекс излившихся пород и сопровождающих их пирокластических образований, принадлежащих в целом к среднекислой, по своему химизму, магме, а по своей петрографической характеристике — к альбитофирмам.

1. История исследования

Широкое развитие порфировых пород в Садоно-Дигорской зоне было отмечено уже самыми первыми исследователями геологии этого района.

Так, Щастливец (1858) указал на большое распространение порфиров в Дигории, отмечая их сильную разрушенность и «известковатость».

Н. П. Кулаковская (1909) описала, по материалам В. Г. Орловского, некоторые порфировые породы Дигории, впервые приложив к ним название кератофиров. Она указывает, что геологическое положение их еще недостаточно ясно.

В районе горы Смади-хох и на Садоне эти породы залегают в виде мощных «жил» между гранитами и кроющимися их песчаниками или глинистыми сланцами. Левый склон Садонского ущелья, образованный хребтом Аларды-Рах, целиком сложен порфирами. На горе Лакурак-хох автор отмечает в порфирах наличие вкрапленников санидина (?).

Работы Л. Н. Пламеневского по одноверстной съемке Садоно-Згидского района дали ему возможность более тщательно подойти к вопросу о стратиграфическом положении и структуре кератофировых покровов. Он рассматривает кератофиры как определенный стратиграфический горизонт, подстилающий глинистые сланцы юры, и отмечает наличие в их составе туфовых горизонтов.

Позднее в литературе освещались преимущественно альбитофиры района Садона, в той или иной степени затрагивавшиеся исследователями этого месторождения.

Л. А. Варданыц в работе 1925 г. отмечает, что кератофиры (альбитофиры по нашей терминологии) в Садонском районе залегают в виде покровов, чередующихся со сланцами лейаса.

Приведена краткая петрографическая характеристика. Отмечено присутствие вторичного отрицательного альбита. Жильные кератофиры прорывают граниты и сланцы (?). В целом автор считает кератофиры прибрежными излияниями.

Два химических анализа кератофиров, взятых: 1) «у самой рудной жилы», в Садоне и 2) «в 65 м от рудной жилы» приводит в краткой заметке В. С. Домарев (1930).

Сравнительно подробные сведения по петрографии эффузивов Садона приводит в своей монографии Н. К. Скаковский (1930). Он выделяет две фазы излияния покровных кератофиров: 1) зеленые кератофиры (более ранние); 2) фиолетовые кератофиры (более поздние).

Для фиолетовых кератофиров характерен общий туфовидный облик, наличие среди вкрапленников реликтов амфибола, отсутствующих в зеленых кератофирах. Н. К. Скаковский подробно останавливается на вопросе о соотношениях кератофиров жильных и покровных. Сумма наблюдений — на поверхности (по долине р. Ход) и в подземных выработках — приводит его к выводу о том, что жильные кератофиры секут базальные конгломераты лейаса и никогда не секут кератофиров покровных и что, следовательно, жильная и покровная фации являются одновозрастными.

В пользу этого же предположения говорит и полная их аналогия в петрографическом составе.

В том же году вышла и работа Е. А. Кузнецова, посвященная петрографии района Садонского месторождения (1930). Автор почти не касается в ней вопроса о геологическом положении кератофиров (альбитофиров), основываясь в этом на выводах Н. К. Скаковского (см. выше). В петрографическом описании автор приводит ряд новых данных. Он отмечает, в частности, что появление пирита в кератофирах стоит всегда в связи с появлением мусковита, указывает на присутствие в некоторых шлифах вкрапленников микроклин-пертита. Большую роль в процессе кристаллизации играли, по его мнению, минерализаторы — CO_2 , P_2O_5 , S.

В целом альбитофиры или кератофиры представляют собой ряд от кислых пород гранитной магмы до пород магмы кварцево-диоритовой и даже диоритовой. Процесс рудообразования сливается, по мнению автора, с пнеуматолитово-гидротермальной фазой альбитофировой магмы; гранодиоритовый Садонский массив, альбитофировые излияния и рудоносные растворы имеют, вероятно, один и тот же очаг; это доказывается, в частности, тем, что рудные жилы Садона дают своеобразные кварцево-полевошпатовые отжимки, секущие граниты.

В сводной работе по геологии Горной Осетии Л. А. Варданыц (1935) отводит альбитофировым эффузиям Ардонского и Фиаг-донского районов в стратиграфической колонке место в основании разреза нижней юры, сейчас же вслед за конгломератовым горизонтом.

Альбитофировые покровы района горы Смади-хох в Дигории кратко описаны у М. И. Ициксона (1941) в его сводке по геологии этого района. В определении их стратиграфического положения он придерживается в общем взглядов Варданыца, хотя допускает возможность отнесения их к более высоким горизонтам, чем нижний лейас, считая вообще этот вопрос недостаточно выясненным.

Вся эта свита, по М. И. Ициксону, в целом представляет собою серию перемежающихся и тесно связанных между собой альбитофиров и их туфов и песчаников с туфогенным материалом с очень быстрой изменчивостью фаций и непостоянством разреза. Местами (гора Смади-хох) в нижних

горизонтах толщи проявляется известковистый характер (карбонат в виде цемента в туфе). Характерны резкие колебания мощностей. Верхний лейас залегает на вулканогене трансгрессивно, что доказывается, в частности, наличием альбитофировой гальки в основании этой свиты. Местами отмечаются более мощные (до 250 м) покровы кератофиров, лишенные туфов.

В известняковой линзе на горе Смади-хох М. И. Ицксон обнаружил фауну, в которой А. С. Моисеевым были определены *Spiriferina* ex gr. *Walcotti* Sow., *Rhynchonella* ex gr. *Fraasi* и др., характеризующие, по его мнению, нижний или низы среднего лейаса.¹ На вулканогенные породы всюду налегает фаунистически охарактеризованный верхний лейас (тоарский ярус).

И. Д. Стороженко (1941) в сводной работе по геологии Горной Дигории указывает на невыдержанность разреза вулканогенной толщи и резкие колебания мощностей от нескольких метров до 200 м. Характерно широкое развитие вулканических брекчий, иногда содержащих (Фаснальский участок) многочисленные неправильные обломки глинистых сланцев. Отмечается присутствие яшмовидных кремнистых слоистых пород, достигающих на некоторых участках более 20 м мощности (левый борт ущелья Бартуй); они образуют вытянутые линзы или прослои в толще эффузивов. Возраст толщи устанавливается пока лишь по аналогии с Осетией. В песчаниках толщи встречаются древесные, ближе неопределимые остатки (Фаснальский район). В целом вся толща относится к прибрежным излияниям.

В. Н. Руднев устанавливает, помимо выделенных Скаковским (для Садонского района) двух горизонтов — зеленых и фиолетовых кератофиров, еще и третью, верхнюю толщу — зеленых кератофиров с прослоями черных андезитов, отделенную от фиолетовых кератофиров промежуточной толщей песчаников.

2. Геологическая обстановка

В пределах Горной Осетии и Дигории излияния пород средне-кислой по составу магмы, объединяемых в группу альбитофиров, приурочены в основном к двум подзонам — северной и южной, с примерно одинаковым для обеих, общекавказским ЗСЗ — ВЮВ простиранием. На протяжении северной зоны альбитофиры представлены мощным комплексом эффузивных и осадочных образований (фиг. 30), прослеживающихся почти непрерывной полосой от долины Фиаг-дон на востоке до Уруха на западе. В пределах южной зоны альбитофиры представлены в ряде отдельных изолированных выходов, большей частью небольшой мощности, в значительной степени редуцированных верхнетоарской трансгрессией и последующими тектоническими перемещениями.

Центральная, осевая часть зоны развития вулканогенной толщи выполнена комплексом осадочных образований верхнего лейаса, степень дислоцированности и метаморфизма которых усиливается с севера на юг. Весь этот комплекс налегает или непосредственно или через промежуточный горизонт переменной мощности — верхнетоарских (?) конгломератов на породы вулканогенной толщи, определяя, таким образом, стратиграфическое ее положение в основании толщи верхнего лейаса.

В настоящий момент мы не можем еще с достаточной степенью уверенности говорить о нижнетоарском возрасте вулканогенной толщи Са-

¹ Нужно отметить, что новейшими работами (О. Ф. Нейман-Пермякова) установлено, что эти «известняковые линзы» в действительности являются глыбами более древних пород, заключенными среди более молодых осадков. Подобные же известняковые глыбы с фауной среднего лейаса были встречены там же и в составе сланцев аалена.

доно-Дигорской зоны, поскольку точных фаунистических данных пока не имеется. Однако вся совокупность геологических данных свидетельствует в пользу именно такого решения. Соображения Л. А. Варданянца о необходимости объединения конгломерато-графитового горизонта, залегающего в основании ниже- и среднелейасовой свиты аспидных сланцев, с горизонтом альбитофиров, кажутся нам неосновательными по следующим соображениям:

1) В пределах Садоно-Дигорской зоны мы нигде не встречаем налегания аспидных сланцев на альбитофиры; везде на вулканогенную толщу ложатся породы верхнего лейаса.

2) Во всей Садоно-Дигорской тектонической зоне, вмещающей альбитофировые эффузии, нигде не обнаруживается отложений заведомо нижнего и среднего лейаса вообще.

3) По петрографическому характеру и степени метаморфизма альбитофиры Садоно-Дигорской зоны существенно отличаются от маломощных эффузивных проявлений (туфы), присутствующих, согласно Л. А. Варданянцу (1935), в составе конгломерато-графитового горизонта Осетии (J_1^0).

4) В некоторых случаях в верхах альбитофировой толщи мы наблюдаем участие промежуточных песчаников с растительными остатками, полностью отвечающих по своему литологическому характеру и обилию остатков флоры песчаным сланцам тоарского яруса верхнего лейаса; это особенно отчетливо выступает в пределах Садонского района, где промежуточная толща достигает 70—150 м мощности. Верхняя — зелено-черная свита порфиритов этого района, возможно, относится уже к нижнему аалену.

Палеонтологические находки М. И. Ициксона (1941) в Дигории свидетельствуют также против объединения вулканогенной свиты Дигории с базальной серией нижнего лейаса.

В свете приведенных соображений наиболее правильным представляется отнесение вулканогенной толщи к нижним горизонтам тоарского яруса или к верхам среднего лейаса. Только такое представление может удовлетворительно объяснить все известные к настоящему времени соотношения как стратиграфического, так и тектонического порядка. Однако для окончательного установления возраста мы пока еще не имеем необходимого палеонтологического материала в самой вулканогенной толще,



Фиг. 30. Дигория, разрез в районе сел. Фаснал, правый борт долины р. Айгамуги-дон. Видны два горизонта альбитофировых агломератов, разделенных промежуточной пачкой песчаников.

за исключением находок фауны на горе Смади-хox в Дигории, но поскольку сам автор (Идиксон, 1941) считает определения этой фауны предварительными и, возможно, подлежащими в дальнейшем изменениям, а кроме того, сама принадлежность фауны к вулканогену вызывает сомнения (см. выше), постольку вопрос о возрасте не может считаться окончательно разрешенным.

Намечается возрастная аналогия альбитофиров Садоно-Дигорской зоны с эффузивными проявлениями кислой магмы, на участках, расположенных далее к западу, — Черекско-Чегемском и Кубано-Маринском.

При сопоставлении разрезов отдельных участков Садоно-Дигорской зоны можно убедиться в крайней невыдержанности стратиграфического разреза эффузивной свиты. Отдельные горизонты прослеживаются по простиранию на протяжении не более чем 1—1.5 км, обычно менее того. Наиболее устойчивыми являются прослои пирокластических разностей, сохраняющие свою мощность иногда на сравнительно большом расстоянии; они в пределах небольших ограниченных участков (например, отдельных рудных полей) могут служить маркирующими горизонтами. Районы же гораздо менее отчетливо увязываются между собой.

Из рассмотрения сводного разреза можно вывести заключение, что в западной части общее число вулканических покровов было более значительным, чем в восточной, но мощность их в среднем была значительно меньшей. Варьируют по мощности и промежуточные осадочные свиты. Резкая неоднородность в верхних частях разрезов по отдельным участкам при сравнительной близости их строения в нижних частях свидетельствует, по видимому, об интенсивном верхнеарском (?) и частично нижнеааленском (?) размыве. Количество прослоев пирокластического материала, их мощность и вещественный состав варьируют очень сильно и исключают возможность сопоставления более отдаленных участков между собой. Резкое увеличение мощности вулканогенных горизонтов и относительное содержание в них пирокластического материала позволяют сделать вывод о наличии, по видимому, нескольких основных центров излияний на протяжении зоны: Фаснальского, Згидского, Садоно-Мизурского, Архоно-Холстинского и Фиаг-донского, представлявших собой образования типа стратовулканов (см. ниже).

Характеристика геологического положения интрузивных тел

В пределах Садоно-Дигорской зоны альбитофиры представлены также и в интрузивных (экструзивной, дайковой, жерловой) фациях. Жилы и дайки альбитофиров концентрируются в гранитах, подстилающих вулканогенную свиту. Наиболее широко эти образования представлены в гранитах Згидского, Садоно-Мизурского, Архонского и Холстинского массивов, в бассейне Ардона. Они широко варьируют по форме (жилы различной мощности, линзы, неправильные тела) и по составу, от более основных, амфиболовых, до кислых, кварцевых, альбитофиров.

Жилы и дайки альбитофиров прорезают базальные конгломераты эффузивной свиты, но нигде не были встречены в перекрывающих эффузивные породы осадочных свитах верхнего лейаса.

В морфологическом и генетическом отношении среди этих тел можно выделить следующие типы или фацис.

а) *Крупные тела экструзивного или лакколитового характера.* Представителем этого типа может служить альбитофировая экструзия в районе Холстинского гранитного массива (бассейн Ардона), в балке Наждыадаг. Альбитофировое тело имеет в плане неправильные очертания, оно несколько вытянуто в широтном направлении на длину около 250 м.

Всюду оно контактирует с гранитами. Сложена экзструзия крупнозернистыми амфиболовыми альбитофирами, которые, благодаря значительной степени раскристаллизованности, принимают местами облик диорит-порфиритов. Породы лишены слоистости, полосчатости, рассланцованности, типичных для покровных альбитофиров района, обладают массивным сложением и полиэдрической отдельностью.

К этому же типу можно отнести некоторые более мелкие тела в районе с. Ногкау (Садоно-Мизурский гранитный массив).

б) *Дайки и линзообразные тела.* Они обладают различной мощностью, иногда до нескольких десятков метров (чаще — несколько метров) и в большинстве случаев отчетливо приурочены к господствующим направлениям трещин в гранитных массивах. Так, в Холстинском гранитном массиве дайки альбитофиров связаны почти исключительно с северо-восточным и северо-западным направлениями простираения, с которыми здесь связаны и все другие важнейшие тектонические элементы — направление систем трещин, кварцево-рудных жил, зон смятия. В гранитах Архонского массива и в районе Ногкау дайки связаны с направлениями расколов, параллельных краям массива. В районе Садоно они связаны с направлением разрывов, сопровождающих главный Садонский грабен; в районе Эгида — с направлением северо-восточных зон разлома, вмещающих также и рудные тела.

В составе дайковых тел принимают участие как зеленые амфиболовые альбитофиры, так и более кислые светлосерые или белые кварцевые альбитофиры (особенно район Ногкау). Кислые разности вообще более распространены. Наблюдаются случаи взаимного пересечения жил (также в районе Ногкау): жилы белых кварцевых альбитофиров здесь секут жилы зеленых; это говорит о ряде повторных выполнений трещин с общей эволюцией альбитофировой магмы от более основных к более кислым членам.

Для этой группы, так же как и для предыдущей, характерна резкая полиэдрическая отдельность, массивное сложение.

В составе отдельных дайковых тел можно отметить некоторые изменения в вертикальном направлении. Так, в разрезе по хр. Аларды-Рах (район Садоно) дайки альбитофиров можно с перерывами проследить в интервале около 1000 м по вертикали. Внизу доминируют преимущественно массивные кварцитовидные разности альбитофиров, обедненные или лишенные порфировых вкрапленников с микро-аплитовой структурой, вверху преобладают разности с порфировой структурой.

Контактные изменения во вмещающих гранитах обычно отсутствуют.

в) *Жерловый тип.* Этот тип альбитофиров представлен более отчетливо в некоторых дайковых телах Архонского и Холстинского гранитных массивов. Морфологически это те же дайки, местами значительной мощности (до 40—50 м на Архоне), но в составе их наряду с плотными массивными разностями альбитофиров принимают участие и туфовые, туфобрекчьевые и агломератные разности. Здесь мы имеем выполнение трещины пирокластическими материалами (подводящие каналы взрывных извержений).

г) *Тектонический тип.* Это также жилеобразные тела различной мощности, представляющие зажатые в трещинах участки покровных (эффузивных) альбитофиров; в составе их принимают участие как массивные, так и пирокластические разности. Они обычно окаймляются вдоль альбабандов зонами смятия, с признаками смещения, скольжения и т. п. На тектоническую природу указывают, помимо этих явлений смещения, присутствие затертых кусков гранитов, сланцев, альбитофиров различного состава.

Форма отдельности различная — то полиэдрическая, то тонкопластинчатая, например в тектонически зажатых телах белых кварцевых альбитофиров по водораздельному Садоно-Мизурскому хребту.

3. Петрографическое описание

А. Эффузивная фация

В составе пород эффузивной группы имеются представители как излившихся лавовых разностей, так и разнообразных пирокластических образований. Количественные соотношения плотных и пирокластических разностей сильно колеблются на различных горизонтах разреза вулканогенной свиты, при общем преобладании пирокластов, что свидетельствует о значительной роли эксплозионных процессов в истории развития описываемой формации.

А₁. Продукты лавовых излияний

Преобладающая роль принадлежит здесь различным представителям группы альбитофиров, представленным как кварцевыми, так и бескварцевыми разностями, в том числе чисто альбитовым и альбито-амфиболовым подтипами; помимо этого, может быть намечена подгруппа плагиоклазовых порфиритов, более основная по составу, с реликтами в некоторых случаях вкрапленников основного плагиоклаза, а также черных гематизированных порфиритов.

а) Апо-амфиболовые альбитофиры¹

Этот тип альбитофиров пользуется наибольшим распространением в составе эффузивной свиты Дигории и Осетии и с пкм же связана по своему составу и распространению главная масса разнообразных пирокластических образований всей зоны. Значительное однообразие минералогического состава и характера метаморфических изменений затрудняет введение более дробных подразделений в составе этой обширной группы; лишь по типу микроструктуры основной массы могут быть намечены подтипы: с микроаллитовой, с трахитоидной и с фельзитовой массой; но все эти типы очень мало индивидуализированы и связаны друг с другом постепенными переходами.

подавляющее большинство альбитофиров описываемой группы принадлежит к типу апо-амфиболовых кератофиров с фельзитовой основной массой, связанных во многих случаях, совершенно постепенными переходами с туфогенными образованиями. Разности альбитофиров с другими типами строения основной массы — микроаллитовым и трахитоидным пользуются более ограниченным распространением. Они свойственны главным образом жильным и экструзивным телам.

Цвет описываемых пород варьирует обычно между светлосерым и светлозеленым, часто встречаются голубоватые стеньки. Макроскопически обычно заметны мелкие темные пятнышки, зеленоватые или коричневатые, неправильной формы, отвечающие скоплениям хлорита (представляющим псевдоморфозы по амфиболу).

Реже встречаются красновато-коричневые пятнышки и линзочки неправильной формы, выполненные скоплениями из тончайших выделений гематита; эти образования имеют близкое сходство с более крупными железистыми включениями в кератофирмах Черка (см. гл. III).

Порфировые выделения мелки; макроскопически заметны стекловатые зернышки полевого шпата и темные пятнышки по первоначальному цветному минералу. Реже, в том случае, если плагиоклаз породы более

¹ Мы употребляем приставку «апо», чтобы подчеркнуть своеобразную петрографическую природу этих пород, чрезвычайно характерным признаком которых является широкое развитие ясных реликтов порфиритовых выделений амфибола, всегда нацело замещенных вторичными продуктами.

интенсивно разложен, он образует более крупные белые пятнышки с расплывающимися контурами. Более редко можно встретить и хорошо ограниченные темнозеленые кристаллики (хлоритовые псевдоморфозы по амфиболу).

Часто порода имеет характерный (особенно для Садонского района) массивный кварцитовидный облик.

Форма отдельности в альбитофирах большей частью неправильная. В отдельных случаях можно наблюдать скорлуповатую или мелкошаровую отдельность, при диаметре шаров в 10—25 см. Слои, обладающие скорлуповатой отдельностью, обычно имеют толщину 0.5—0.7 м; они переслаиваются с более тонкими прослойками 0.1—0.2 м, в которых видна тонкопластинчатая отдельность (фиг. 31).

В составе порфировых вкрапленников присутствуют плагиоклаз и измененный амфибол, иногда отмечаются еще мелкие зернышки кварца. Относительные количества порфировых выделений плагиоклаза и амфибола и их размеры сильно варьируют. Наиболее крупные и многочисленные выделения образуют плагиоклаз, зерна измененного амфибола по величине обычно более мелкие. Средний размер (длина) у первых 2—4 мм, у последних 1—2 мм. Наблюдаются довольно часто интрателлурические сростания вкрапленников.

Общий минералогический характер альбитофиров описываемой группы — лейкократовый, содержание фемического компонента как во вкрапленниках, так и в основной массе — низкое.

Наряду с описанными разностями наблюдались в отдельных прослоях и альбитофиры с исключительно амфиболовым составом вкрапленников (очень редко).

Плагиоклаз порфировых выделений представлен исключительно альбитом. Измерения дают: № 8 (801), № 10 (209), № 7 (212), № 0 (216), № 0, 10 (224), № 1 (233), № 7 (234), № 0, 9 (250), № 0, 3 (275), № 0 (286), № 11 (300), № 2, 4 (302), № 8, 0 (303), № 0 (315), № 0 (338), № 0 (342), № 14 (346), № 7 (347), № 10 (350), № 3 (362), № 1 (364), № 10 (366), № 0 (376), № 6 (388), № 6 (396).

В некоторых случаях наблюдается альбит с отрицательным углом оптических осей. Определенных признаков в облике этого «отрицательного» альбита, отличающих его от «положительного», не обнаружено.



Фиг. 31. Пластовая отдельность в сочетании с шаровой или скорлуповатой в альбитофирах, г. Цагат-хот.

В отдельных случаях наблюдалось слабо выраженное зональное угасание в краевой зоне кристаллов.

Характерна общая значительная метаморфизованность альбита вкрапленников, более интенсивная, чем у альбитовых микролитов основной массы. Наиболее распространенными и характерными типами изменения являются карбонатизация и серицитизация, менее интенсивно выражена хлоритизация.

Кальцит развивается равномерно, замещая собой все зерно вплоть до полного вытеснения полевошпатового материала. Начальная стадия изменения выражается в развитии мелких округлых пятнышек кальцита, в дальнейшем постепенно сливающихся в общую сплошную массу.

Серицит чаще наблюдается в ореоле гидротермальных кварцевых и кварцево-рудных жил, пересекающих покровные альбитофиры; здесь серицитизация обычно выражена более интенсивно; наблюдается она местами и вне связи с рудными жилами. Такие чешуйки серицита развиваются обычно в краевых частях зерен плагиоклаза или же полностью замещают их в форме тонкопластинчатого агрегата. Слюда, вероятно, представляет собой не чистый серицит, а стоит ближе к парагониту. Об этом свидетельствуют пониженное количество калия в породе, отсутствие минералогически выраженного калиевого полевого шпата, а также несколько пониженная величина двупреломления по сравнению с обычными цифрами для серицита.

Хлорит развивается преимущественно в плагиоклазе, образуя мелкие пятнистые участки и скопления мелких чешуек. Местами пятнистые участки хлорита, судя по общей их форме, развиваются в виде псевдоморфоз по первоначальным каплеобразным включениям стекла.

Наблюдаются случаи развития своеобразных петельчатых псевдоморфоз по плагиоклазу — ребра решетки образует серицит, в «петлях» — хлорит.

Вкрапленники диссоциированного амфибола легко распознаются по их характерной удлиненно-призматической форме. Для них типичны удлиненно-ромбовидные или стрельчатые разрезы. Края псевдоморфозы образованы толстой черной каемкой, состоящей из мельчайших рудных частичек; рудные частички проникают местами и в центральную часть зерна по направлению первоначальных трещинок, образуя скелет. В центральных частях псевдоморфозы остаются кальцит и тонкоагрегатный кварц, местами тонкозернистый агрегат эпидота.

Хлоритовые псевдоморфозы по монсклинному пироксену отмечались в единичных случаях (альбитофиры по р. Ходу); они имеют характерные для пироксена широкотаблитчатые, местами 8-угольные разрезы. Первоначальный минерал нигде не сохраняется.

Основная масса представлена различными структурными разновидностями, среди которых, как указывалось выше, можно выделить три основных типа:

а) *Фельзитовая основная масса.* Этот тип строения основной массы является наиболее распространенным для описываемой группы. Здесь основная масса сложена мелкими, часто трудно распознаваемыми под микроскопом хлопьевидными частичками, состоящими главным образом из полевых шпатов, обрывков хлорита, кальцита, кварца. Масса эта обычно очень неоднородна по составу и величине отдельных частичек; часто она содержит примесь игольчатых микролитов полевого шпата, иногда при постепенном уплотнении фельзитовой массы принимает туфогенный характер.

Обычно фельзитовая масса интенсивно пропитана хлоритом, сообщая породе характерный кварцитовидный облик и зеленоватую окраску.

б) *Трахитоидная основная масса.* Отмечается чаще в альбитофирах Дигории и приурочена как будто более к лейкократовым, бедным амфиболовыми вкрапленниками, разностям. Основная масса представляет здесь агрегат из толстых микролитов альбита, длиной в среднем в 0.05—0.1 мм, которые цементированы промежуточными хлоритовым и лимонитовым веществами. При развитии в промежутках между микролитами тонко-структурной фельзитовой массы, трахитоидная масса начинает постепенно переходить в фельзитовую.

в) *Микроаплитовая основная масса.* Представляет зернистый агрегат из округло-изометрических зернышек альбита, и в меньшем количестве, кварца; средний размер зернышек основной массы колеблется, достигая в отдельных случаях 0.5 мм (крупнозернистая основная масса в экстрозивных альбитофирах района Холста).

Постоянной составной частью является апатит, который дает относительно крупные, удлиненно-призматические кристаллики, длиной обычно до 0.8 мм, изредка и крупнее. В некоторых альбитофирах Дигории у более крупных кристалликов апатита отмечалась своеобразная коричнево-фиолетовая окраска, более густая в ядре кристалла и ослабевающая к его краям.

Биотит — отмечался в очень немногих случаях, в виде мелких оранжевых чешуек в основной массе.

Кварц — широко развит в основной массе — позднемагматический и гидротермальный. Он выполняет жилки и гнезда.

Местами агрегатные скопления гидротермального кварца включают в себя участки халцедона, часто сферолитового строения.

Крупную, но неравномерную вкрапленность в альбитофирах образует пирит, содержание которого местами достигает 2—3%. Идиоморфные включения пирита обычно бывают окружены широкой каемкой лимонита.

б) Кварцевые альбитофиры

Эти более кислые компоненты вулканогенной свиты, содержащие порфиновые выделения кварца, представлены главным образом в составе интрузивных членов формации и значительно менее характерны для эффузивных членов.

Внешний облик кварцевых альбитофиров — массивные плотные кварцитоподобные породы, обычно светлозеленого или голубоватого цвета, с небольшими стекловатыми включениями кристалликов кварца.

Петрографическая характеристика этих пород имеет мало существенных отличий от аналогичных по составу кварцевых альбитофиров интрузивной серии, подробнее описываемых ниже.

Под микроскопом наблюдается трахитоидная или гиалопилитовая основная масса, переполненная мельчайшими частичками хлорита и, местами, карбонатов. Вкрапленники кварца имеют оплавленные бухтообразные контуры, средний их диаметр 2 мм.

В кварцевых альбитофирах р. Бад отмечались в составе основной массы хлопьевидные неправильные участки, выполненные бурым изотропным оцаловым веществом, которые, судя по их форме, представляют, вероятно, результат замещения участков, первоначально имевших стекловатый состав.

Для суждения о химизме покровных альбитофиров Садоно-Дигорской зоны мы располагаем несколькими анализами, характеризующими наиболее типичных представителей этой группы пород (табл. 28).

Анализируемые породы выбраны по возможности из числа сравнительно более слабо метаморфизованных пород, в которых наблюдалась лишь относительно незначительная карбонатизация и хлоритизация.

Химический состав апо-амфиболовых и кварцевых альбитофиров Садоно-Дигорской зоны (в %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	Примечание
SiO ₂	54.88	58.50	58.42	59.14	66.20	70.32	Анализы № 1, 2 Аналитик К. П. Сокова
TiO ₂	0.60	0.42	0.74	0.36	0.43	—	
Al ₂ O ₃	17.50	14.02	16.94	14.64	16.99	—	Анализы № 3, 6 Аналитик В. М. Некрасова
Fe ₂ O ₃	0.55	2.12	3.77	1.02	1.59	—	
FeO	3.71	4.26	2.07	3.23	1.27	—	
MnO	0.11	0.09	0.06	0.12	0.04	—	
MgO	2.77	0.97	2.99	2.46	1.07	—	
CaO	6.63	6.50	4.35	6.62	3.02	—	
Na ₂ O	5.68	3.45	4.17	3.06	4.29	4.98	
K ₂ O	0.92	2.00	2.12	1.65	2.30	2.33	
H ₂ O ⁺	6.44	7.15	2.56	7.28	1.93	—	
H ₂ O ⁻	0.22	0.32	0.70	0.42	1.27	—	
P ₂ O ₅	0.23	—	0.06	—	0.04	—	
Сумма	100.24	99.80	98.95	100.00	100.44	—	

1 — светлосерый массивный апо-амфиболовый альбитофир, Дигория, р. Голиатдон, 212; 2 — фиолетовый альбитофир, р. Ход, Осетия, № 364; 3 — темнофиолетовый альбитофир, богатый реликтами амфиболовых вкрапленников, район сел. Цамад, Осетия, № 76/44; 4 — серый альбитофир, р. Ход, № 376; 5 — коричнево-зеленый альбитофир, переходный к туфобрекчия, р. Ход, Осетия, № 120/44 (из верхов разреза вулканогенной свиты); 6 — окварцованный белый альбитофир, р. Кайсардон, Дигория, № 271.

Магматические формулы по Левинсон-Лессингу

- 1) $1.95 \overline{RO} : R_2O_3 : 5.22 SiO_2; R_2O : RO = 1 : 2.34; \alpha = 2.12$
- 2) $1.84 \overline{RO} : R_2O_3 : 6.52 SiO_2; R_2O : RO = 1 : 2.6; \alpha = 2.70$
- 3) $1.42 \overline{RO} : R_2O_3 : 5.12 SiO_2; R_2O : RO = 1 : 2.0; \alpha = 2.34$
- 4) $1.95 \overline{RO} : R_2O_3 : 6.6 SiO_2; R_2O : RO = 1 : 3.3; \alpha = 2.69$
- 5) $1.08 \overline{RO} : R_2O_3 : 6.24 SiO_2; R_2O : RO = 1 : 1.06; \alpha = 3.07$

Числовая характеристика по Заварицкому

- 1) $a : c : b : s = 15.0 : 5.0 : 12.7 : 67.3; f' = 33.1; m' = 39.4; c' = 27.5; n' = 90;$
 $t = 0.8; \varphi = 3.3$
- 2) $a : c : b : s = 6.1 : 4.7 : 13.1 : 76.1; f' = 51.8; m' = 14.9; c' = 33.3; n = 72;$
 $t = 0.5; \varphi = 15.5$
- 3) $a : c : b : s = 12.9 : 5.4 : 11.0 : 70.6; f' = 50.6; m' = 48.6; c' = 1.3; n = 75.5;$
 $t = 0.9; \varphi = 31$
- 4) $a : c : b : s = 9.8 : 5.6 : 11.8 : 72.8; f' = 36; m' = 38; c' = 26; n = 73; t = 0.5;$
 $\varphi = 74.5$
- 5) $a : c : b : s = 12.8 : 3.7 : 7.3 : 76.2; f' = 36.2; m' = 25.7; a' = 38.1, n = 74;$
 $t = 0.5; \varphi = 19$

Все анализы, как видно из таблицы, содержат довольно сходные цифры. В анализе альбитофира из Дигории (1) обращает на себя внимание повышенное содержание окиси натрия, не вяжущееся со сравнительно основным характером самой породы. Вероятнее всего, это следует связывать с привнесом натрия при процессах региональной альбитизации. Анализы породы из Садоно (2—4) дают чрезвычайно близкие между собою

цифры. Характерно повышенное содержание окисного (так же как и суммарного) железа в темнофиолетовом альбитофире.

Перечисление на нормативные минералы (табл. 29) трех из вышеприведенных анализов (№ 1, 2 и 3 из табл. 28) дано ниже.

Таблица 29

Пересчет с химического на минералогический состав для альбитофиров Садоно-Дигорской зоны

Минералы	1	2	3
Ортоклаз Or	5.44	11.64	9.76
Альбит Ab	48.09	29.32	25.90
Анортит An	19.09	15.92	20.13
Плаггиоклаз №	28	35	43
	67.18%	45.24%	46.03%

Нормативное содержание ортоклаза достигает, таким образом, 10% при полном отсутствии минералогического его проявления. Здесь, с одной стороны, вероятно, сказывается роль вторичных процессов (серицитизация), хотя масштаб их и не настолько значителен, чтобы ими целиком объяснить привнос окиси калия. Отчасти же, очевидно, K_2O входит в состав молекулы альбита (вкрапленники и микролиты). Отсутствие анализов вкрапленников пока не дает возможности решить этот вопрос (для кератофиров, как указывалось выше, Д. С. Белянкину удалось доказать наличие смешанных кали-натровых полевых шпатов).

В альбитофире из Дигории можно отметить несколько повышенную, по сравнению с садонскими, основность, хотя пересчет на полевошпатовые компоненты дает для него более кислый плаггиоклаз (олигоклаз № 28, тогда как для Садоно — андезин № 35—43), что объясняется более высоким содержанием окиси натрия.

в) Черные гематитизированные порфириды

Этот тип альбитофиров преобладает в верхних горизонтах разреза по р. Ходу (мощные покровы, до 60 м, ниже сел. Ход), а также отмечается в составе вулканогенной толщи Дигории (на различных горизонтах разреза).

По внешнему виду это темносерые или черные, массивные породы. Н. К. Скаковским (1930) эти породы были выделены из состава всей вулканогенной свиты под названием андезитов. Он предполагал для них интрузивный генезис и более молодой возраст по сравнению со всей толщей. Наши наблюдения, однако, показали, что по стратиграфическому и возрастному своему положению породы эти тесно увязываются в общий комплекс с вулканогенной свитой. В верхних своих горизонтах они переходят в пирокластические образования типа туфов и туфобрекчий; петрографические их особенности также не дают оснований говорить о большей близости этих пород к продуктам третичного вулканизма.

Своеобразие гематитизированных порфиридов заключается в их черной окраске, связанной с интенсивным развитием гематита в основной массе и в присутствии вкрапленников карбонатизированного лабрадора.

Порфировые выделения мелкие и мало заметны макроскопически: они принадлежат плаггиоклазу и псевдоморфозам по амфиболу, изредка хлоритизированному биотиту.

Основная масса трахитоидного типа сложена из толстых микролитов плагиоклаза с промежуточным хлоритом и тонкораспыленным рудным веществом (последнее вызывает черную окраску породы). Значительна примесь карбонатов; наблюдаются неправильные пятнистые участки колломорфного хлорита, вероятно, по первоначальным участкам вулканического стекла. Часты флюидальные потоки и параллельное расположение вкрапленников.

У вкрапленников плагиоклаза наблюдается большей частью состав андезина или лабрадора; обычно они сильно разложены, главным образом — карбонатизированы. В черных «палеоандезитах» Ходского ущелья во вкрапленниках часто заметна зональность повторно ритмического типа, сосредоточенная преимущественно в краевой части зерна; ядро более однородно. На более крупных кристаллах в краевой зоне можно иногда наблюдать и обратную зональность. Разница в составе ядра и внешних зон не очень велика, порядка 15—20 номеров. Определения по углу угасания в симметрической зоне дают для средней части зерен (ядро) следующие значения: %An = 40, 60, 69, 70, 70, 70.

Микролиты плагиоклаза большей частью сильно изменены, на лучшие сохранившихся также заметно зональное строение, при погасании в ядре, близком к прямому (олигоклаз № 20—22).

По своему химизму черные гематитизированные альбитофиры очень мало отличаются от вышеописанных альбито-амфиболовых альбитофиров обычного для описываемой свиты типа (табл. 30).

Таблица 30

Частичный химический состав черных андезитовидных плагиоклазовых порфиров из долины р. Ход (Осетия) № 978

Окислы	Вес, %
SiO ₂	60.36
Na ₂ O	3.87
K ₂ O	1.51

Аналитик К. П. Сокова

Можно отметить несколько большую кислотность.

При пересчете на нормативный состав получаем (пересчитывая по всему K₂O) для нормативного ортоклаза цифру 8.05%, что опять-таки сходится с данными для описанных выше «нормальных» альбитофиров. К сожалению, не удалось произвести определения содержания железа.

Причину петрографического своеобразия черных порфиров следует искать, очевидно, в каких-то особенностях, сопровождавших процесс застывания и кристаллизации лавовых потоков, способствовавших выделению свободных окислов железа (гематитизация) и препятствовавших миграции щелочей (кристаллизация зонального андезин-лабрадора вместо альбита) или вообще развитию явлений альбитизации.

А₂. Пирокластические породы

Среди этой группы пород, включающей в себя главную в количественном отношении часть всех пирокластических образований описываемой зоны, руководствуясь минералогическим составом пирокластического

материала, можно выделить туфы, соответствующие своим излившимся эквивалентам — кварцевым, плагиоклазовым и апо-амфиболовым альбитофирам. Вообще же отличия в этой группе, в силу их пирокластической природы, выражены гораздо менее отчетливо, чем среди излившихся членов формации.

а) Туфы апо-амфиболовых альбитофиров

В составе принимают участие погруженные в промежуточную фельзитовую массу обломочные или сохранившиеся целиком вкрапленники плагиоклаза и амфибола, а также мелкие остроугольные обломочки основной массы полнокристаллических альбитофиров эффузивной свиты.

Основная масса туфов зачастую обнаруживает флюидальное или флюктуационное сложение; тонкие полоски из тончайшего фельзитового вещества чередуются здесь с более грубозернистыми, обтекающими и захватывающими зерна и включения, сообщая им общее ориентированное расположение.

Характерно, также как и для туфов других групп, интенсивное изменение основной массы породы, выражающееся в накоплении мельчайших частичек кальцита, хлорита, лимонита, халцедона, опала.

Для некоторых туфов района Ногкау, Архона (басс. Ардона) характерна темная коричнево-фиолетовая окраска, связанная с обогащением фельзитовой массы мельчайшими неравномерно распределенными частичками гематита.

Характерна обычно сильная механическая нарушенность всех составных частей, смятие, раздавленность и т. п., а также общая сильная карбонатизация и частичная пиритизация.

б) Туфы кварцевых альбитофиров

Под микроскопом можно наблюдать вкрапленники кварца и альбита с неправильными обломочными контурами, погруженные в неоднородную массу преимущественно фельзитового строения, с обломками участков микролитового строения. Фельзитовый материал распределен неравномерно, большей частью полосообразно. Отдельные участки породы сложены стекловатым, плохо раскристаллизованным материалом, не действующим на поляризованный свет. Местами порода сильно проникнута окислами железа. Включения плагиоклаза целиком разложены.

в) Ороговикованные туфы (яшмо-кварциты)

Встречаются преимущественно в верхах вулканогенной толщи в разрезах южной подзоны (Южная Дигория, Цейский хребет).

По внешнему облику породы напоминают яшмы или полосатые кремнистые сланцы. В них видны полосы, местами прихотливо изгибающиеся, переходящие в разводы — черные на светлом фоне. Толщина полосок различна, от 1—2 см до 10—15 см. Эти породы дают постепенные переходы в обычно стекловатые альбитофиры и туфы.

Под микроскопом и черные и белые прослой сложены одним и тем же материалом — агрегатом мельчайших зернышек кварца и, в меньшем количестве, полевого шпата, тонкораспыленного рудного (железистого) и углистого вещества, частичек хлорита и серицита. Местами можно распознать неясные реликты первоначальных более крупных выделений плагиоклаза. В целом породы эти своим происхождением обязаны процессам окварцевания первоначально туфовых пород, возможно, в условиях подводных излияний и взаимодействия горячих потоков с парами морской воды.

Неполный химический анализ (аналитик В. А. Молева) светлосерой яшмовидной породы из верхних горизонтов вулканогенной свиты Цейского хребта (№ 178/44) дал такие цифры (в %):

SiO₂ — 76.64

Na₂O — 3.60

K₂O — 3.08

Характерен, по сравнению со средним типом покровных альбитофиоров зоны (см. гл. IX), интенсивный привнос кремнекислоты и частичный, повидимому, — окиси калия. Содержание окиси натрия соответствует обычным цифрам.

г) М и к р о б р е к ч и

Микробрекчии наибольшим развитием пользуются в составе пирокластических горизонтов Дигории, меньшим — в Садонском районе, они обычно образуют постепенные переходы (как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении) к более крупнообломочным разностям, типа обычных туфобрекчий, но слагают и самостоятельные горизонты, местами значительной мощности (до 10—15 м).

Наиболее распространенный тип микробрекчий представлен сильно уплотненными массивными породами, которые в светлосерой, плотной, местами кварцитовидной массе содержат мелкие, плотно уложенные, то угловатые, то грубоокатанные кусочки черных или темнозеленых эффузивов. Включения эти представлены то более раскристаллизованными альбитофирами порфиривого строения, то более плотными афанитовыми лавами, и сильно варьируют по величине и форме; наиболее обычны включения диаметром 1—5 мм, реже они достигают 1 см и более. Присутствуют спорадически и более крупные блоки тех же альбитофировых пород, иногда округленных очертаний (лапилли?), но вообще крупные включения не типичны для этой группы брекчий.

Можно отметить и другой менее распространенный тип микробрекчий (разрезы у Фаснала, Дигория, верхние горизонты разреза по р. Ход, Осетия). В них черная плотная пропыленная гематитом афанитовая масса цементирует мелкие белые угловатые кусочки кварцевых альбитофиоров.

Цементирующая включения плотная светлосерая, иногда и черная промежуточная масса обычно имеет туфовидный характер. Во многих случаях она почти сплошь состоит из хлорита.

Местами, благодаря обилию раскристаллизованного стекловатого вещества и микропористому сложению, некоторые микробрекчии по своему габитусу напоминают пемзовые образования, с которыми, вероятно, генетически и связаны, представляя уплотненные и метаморфизованные пемзовые туфы.

д) Т у ф о б р е к ч и

Эти породы преимущественно развиты в составе пирокластических горизонтов Дигории, менее характерны для Садонской зоны, где преобладают более грубообломочные агломераты.

Они представляют собой плотно цементированный агрегат из угловатых кусочков альбитофиоров и их туфов, погруженных в промежуточную черную массу туфового характера (фиг. 32). Отличием от микробрекчий описанного выше типа служит более широкое относительное развитие туфового цемента (местами включения отсутствуют вообще) и более резкая неоднородность в составе и величине включений: наряду с мельчайшими частицами мы встречаем здесь крупные глыбы до 1 м и более.

Некоторым своеобразием отличаются белые мелкозернистые туфобрекчии из верхов Ходского разреза (Осетия). В белой пористой туфовой массе здесь заключены черные угловатые обломки амфиболовых альбитофиринов и плотных андезитоподобных порфиринов.

Мелкие включения, составляющие основную часть породы, в пределах одного горизонта сравнительно однородны по величине. Размер различен, от 1—2 мм до 1 см и более.

е) О железенные (коричнево-фиолетовые) туфобрекчии

Этот тип мелкокусковых туфобрекчий известен в верхних горизонтах разреза по рр. Ходу, Ногкау, Архону (Осетия), где образует резко выделяющиеся своим цветом пачки или прослой, обычно до 4—5 м мощности. Он отличается крайне неравномерной пестрой окраской, то сиренево-голубоватой, то темнофиолетовой, то коричневой, с прихотливым распределением окраски и меняющимся количеством угловатых яркозеленых (хлоритизированных) включений разнообразной величины, от мельчайших до 20—30 см в диаметре. Более крупные включения содержат, в свою очередь, мелкие темнозеленые вкрапленники (хлоритовые псевдоморфозы по амфиболу и, отчасти, плагиоклазу). Средний размер этих включений обычно лежит в пределах 1—4 см, а более мелкие приближаются по форме и размерам к вкрапленникам. Форма включений резко неправильная, обломочная, распределение неравномерное; замечается местами обособление слоев с однообразными размерами содержащихся в них включений. Местами эти породы образуют постепенные переходы в агломераты более грубообломочного характера.

В промежутках между микролитами местами замечается интенсивное накопление кальцита и особенно хлорита, что обуславливает зеленый цвет включений.

Цементирующая коричнево-фиолетовая масса при изучении под микроскопом обнаруживает туфогенную природу. В ней можно отметить присутствие мелких, частью обломочного характера, разложившихся вкрапленников амфибола и в значительно меньшем количестве — плагиоклаза; поэтому цементирующую массу по сравнению с материалом включений можно считать несколько более основной по составу. Вся она сильно пропылена мельчайшими железистыми частичками, часто образующими сплошные скопления, и лимонитом. Распределение рудного минерала неравномерное, в связи с чем стоит неравномерность окраски породы. Рудное вещество местами образует внедрения или вростки в туфе.

Резкая неоднородность пирокластического материала по составу и, в особенности, по размерам позволяет сопоставлять эти образования с лапаллиевыми туфами.

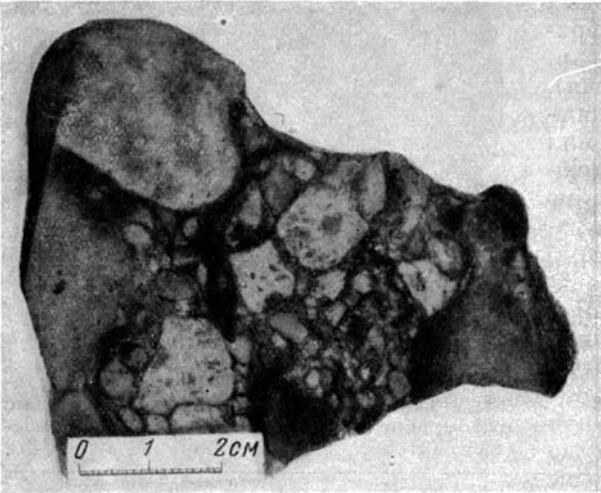


Фиг. 32. Туфобрекчия Обломки трахитондных альбитофиринов, сцементированные сильно железенной туфогенной (пепловой) массой. Дигория, р. Голиат-доп, № 195, $\times 10$.

Агломераты, наряду с туфами, являются наиболее типичными и широко распространенными представителями пирокластических образований описываемой формации.

Характерными чертами этой группы пирокластических образований является однородность петрографического состава включений в пределах определенного горизонта, чрезвычайная плотность цементирующей массы, резко-угловатые обломочные очертания включений, тесная их спрессованность (фиг. 33).

Размеры включений разнообразны; по этому признаку можно различать два типа агломератов, связанных, впрочем, переходными разностями между собой:



Фиг. 33. Агломерат — включения альбитофиров разнообразной величины и формы в темносером туфогенном цементе. Район с. Садон, Осетия, № 1098.

а) агломераты с примерно одинаковым средним размером обломков, в этих случаях преимущественно мелких, обычно в пределах 5—15 см в диаметре;

б) агломераты с резко различной величиной обломков (в пределах данного горизонта). Этот тип является более распространенным. Величина включений варьирует здесь в самых разнообразных пределах — от нескольких сантиметров до 2—4 м; какая-либо правильность в распределении включений обычно отсутствует; иногда, впрочем, можно наблюдать

(в некоторых разрезах по Дигории) постепенное уменьшение средних размеров включений в направлении от подошвы пласта к кровле.

Форма включений обычно резко обломочная, остроугольная, изредка с признаками оплавленности (округленные углы). Прижаты они друг к другу обычно тесно, количество промежуточного вещества незначительно; изредка наблюдается и более свободное расположение включений, причем появляется уже более значительная примесь туфогенного пеплового или шлакового материала, и порода переходит в туфобрекчии типа описанных выше.

Этот тип агломератов наиболее характерен для Дигории. Мощность отдельных агломератовых или «брекчиевых» горизонтов достигает 25—30 м, чаще же составляет 5—10 м.

Перечисленные особенности пирокластических образований описываемой группы — резкая неоднородность обломочного материала по размерам, угловатость, тесная спрессованность, при полном однообразии петрографического состава включений — позволяют рассматривать их как продукт уплотнения первоначальных рыхлых накоплений вулканического материала, скорее всего — осыпей, сползавших по склонам вулканов, возможно при частичном участии водных потоков (подробнее этот вопрос рассмотрен в гл. VIII).

з) Туфокогломераты

Главное развитие туфокогломераты имеют в основании (базальном горизонте) всей вулканогенной пачки, где они образуют прослой переменной мощности. Кроме того, туфокогломераты в небольшом количестве появляются и на некоторых других участках разреза, будучи приурочены обычно к основанию пирокластических горизонтов. Они незаметным образом переходят в туфо- и микробрекчии типа вышеописанных.

Макроскопически порсды представляют агрегат из светлых округлых включений, преимущественно вулканогенных пород, плотно уложенных в темнозеленой или черной цементующей массе. Характерным является наличие у включений признаков окатанности, резкие колебания в их размерах и наличие примеси седиментогенного материала в цементе. Большая часть включений имеет в диаметре до 0.5—1 см, но спорадически включены более крупные обломки; на отдельных горизонтах породы переходят уже в крупновалунные конгломераты. Окатанный материал часто присутствует совместно с грубоокатанным или обломочным.

В петрографическом составе включений главную роль играют эффузивы альбитофировой сныты, в небольшом количестве присутствуют гальки кварца и пород древней кристаллической серии.

Цемент имеет туфогенную природу; вместе с пирокластическим материалом присутствует и осадочный — мелкие зернышки кварца, слюды, глинистые частички, большая примесь хлорита, лимонита, кальцита.

По своему происхождению описанные туфокогломераты могут представлять собой как прибрежные образования, так, вероятно, и частично перенесенный на небольшое расстояние материал водных потоков. Об этом свидетельствует крайняя неоднородность материала по составу, по степени окатанности, величине обломков и по почти постоянному присутствию туфогенного и седиментогенного цемента.

Б. Субинтрузивная фация (дайки, жилы, эструзии)

В составе дайковых, жильных и т. п. тел альбитофиров, геологическая характеристика которых была приведена выше, обычно преобладают наиболее кислые представители альбитофировой серии — белые кварцевые альбитофиры, среди которых можно различать порфировые и афирзовые типы. Более основные по химизму, бескварцевые типы альбитофиров играют в составе этой фации резко подчиненную роль.

а) Порфировые кварцевые альбитофиры с микроаплитовой основной массой

Этим типом альбитофиров сложена большая часть интрузивных и субинтрузивных образований района. Наиболее полно они представлены в мощных дайках района Ногкау, Архона, Холста (бассейн Ардона). Во многих случаях можно наблюдать постепенный переход пород этой группы к более крупнозернистым микроаплитам, лишенным вкрапленников (см. ниже); нигде, в противоположность этому, не установлен переход к туфовидным разностям.

Макроскопически это плотные массивные кварцитовидные породы, обычно светлосерые или голубоватые, с мелкими стекловатыми полевошпатовыми вкрапленниками.

Структура — порфировая. Вкрапленники большей частью более крупные (чем у покровных альбитофиров), средний диаметр их до 3 мм. По составу среди них преобладает плагиоклаз, представленный большей

частью свежим незональным альбитом, содержащим редкие обрывки хлорита и серицита. Иногда наблюдаются признаки давления в виде частичной раздробленности. Изредка наблюдаются и полные серицитовые псевдоморфозы по зернам полевого шпата.

Более редкие и мелкие вкрапленники дает кварц.

Основная масса имеет аплитовидный характер. Она представляет собой агрегат изометрических зернышек альбита (размер 0.1—0.2 мм) с небольшой примесью кварца и листочков хлорита. В промежутках между микролитами основной массы можно наблюдать местами также более тонкоструктурную массу фельзитового типа, принадлежащую к еще более поздней генерации.

Характерна во многих случаях интенсивная вкрапленность крупных идиоморфных кристалликов цирита. Вообще же можно отметить тяготение сульфидной вкрапленности к зонам смятия.

б) Афиновые кварцевые альбитофиры (микроаплиты)

Полнокристаллические зернистые альбитофиры, почти или вовсе лишённые порфировых выделений, развиты преимущественно на более глубоких участках мощных дайковых тел; к ним относятся альбитофиры, слагающие многочисленные дайки, которые вскрыты на значительной глубине ниже уровня развития эффузивной свиты (на 800—1000 м). В верхних своих частях эти дайки сложены порфировыми альбитофирами вышеописанного типа. Такого же типа породами (вместе с порфировыми разновидностями) сложен и крупный, экструзивного типа, выход интрузивных альбитофиров в районе Холстинского гранитного массива.

Под микроскопом породы состоят на 60—70%, а иногда и на 90% из округло-изометрических зернышек альбита, подчиненного количества кварца, хлорита и серицита. Средняя величина зерен крупнее, чем в порфировых альбитофирах предыдущего типа, и составляет в среднем 0.3—0.4 мм.

В альбитофирах Холстинской экструзии наблюдалось интенсивное развитие серицита в промежутках между микролитами.

В жилах Мизурского массива рассеяны местами еще и крупные, целиком хлоритизированные выделения биотита.

В более мощных дайках района Ногкау наблюдается обычно некоторая общая неоднородность строения; структура принимает местами неравномерный такситовый характер, отдельные участки обладают то более крупнозернистой — микроаплитовой текстурой, то порфировым строением.

Представление о химической природе альбитофиров интрузивной группы дают нижеприведенные (табл. 31) анализы, из которых два характеризуют кварцевые альбитофиры из даек в теле Мизурского гранитного массива (1, 2), а два (3, 4) других, заимствованные из работы В. С. Домарева (1930), относятся к жильным альбитофирам. К сожалению, в работе В. С. Домарева отсутствуют точные сведения о составе и месте взятия анализированных пород, что следует иметь в виду при сравнении этих цифр.

Как видно, жильные альбитофиры с микроаплитовой основной массой (анализы № 1, 2) несколько отличаются от среднего типа псковского кварцевого альбитофира в сторону большей щелочности (особенно в содержании K_2O) и кислотности. Это сказывается также и в резком повышении содержания нормативного ортоклаза (табл. 32) и в более кислом составе нормативного плагиоклаза (олигоклаз вместо андезина-лабрадора).

Химический состав жильных кварцевых альбитофиров Садоно-Мизурского массива (в %)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	62.89	66.10	63.78	71.64	74.92
TiO ₂	0.42	0.50	0.41	0.44	—
Al ₂ O ₃	17.12	14.30	14.74	12.71	—
Fe ₂ O ₃	1.28	6.57	0.75	1.74	—
FeO	2.38	2.34	3.28	2.94	—
MnO	0.16	0.19	0.12	0.08	—
MgO	1.73	1.18	1.86	1.65	—
CaO	4.90	4.04	3.71	1.66	—
Na ₂ O	2.99	3.85	0.98	0.08	3.22
K ₂ O	3.70	3.15	3.47	3.48	3.26
H ₂ O ⁺	3.38	3.54	3.53	2.64	—
H ₂ O ⁻	0.57	0.14	0.12	0.37	—
P ₂ O ₅	следы	0.15	3.00	1.13	—
Сумма	101.57	100.05	99.75	100.56	—

$$SO_3 = 0.05$$

1 — белый кварцевый альбитофир, район верхней вышки подвесной дороги Садоно — Мизур, № 1131; 2 — кварцевый альбитофир, жила в Мизурской штольне, № 643 АГ; 3 — жильный альбитофир, Садононская рудная зона, в 65 м от рудной зоны (Домарев, 1930); 4 — то же, «у самой рудной зоны» (Домарев, 1930); 5 — кварцевый альбитофир, жила на 7-м горизонте Садононского рудника, № 1133.

Аналитики: № 2, 3 — П. Х. Айдиньян; № 1, 4—5 — К. П. Сокова.

Магматические формулы по Левинсон-Лессингу

- 1) $1.44 \overline{RO} : R_2O_3 : 5.98 SiO_2; R_2O : RO = 1 : 1.89; \alpha = 2.6$
- 2) $1.62 \overline{RO} : R_2O_3 : 7.63 SiO_2; R_2O : RO = 1 : 1.42; \alpha = 3.3$
- 3) $1.43 \overline{RO} : R_2O_3 : 7.13 SiO_2; R_2O : RO = 1 : 3.02; \alpha = 3.22$
- 4) $1.11 \overline{RO} : R_2O_3 : 8.78 SiO_2; R_2O : RO = 1 : 2.9; \alpha = 4.27$

Числовая характеристика по Заварицкому

- 1) $a : c : b : s = 12.3 : 6.0 : 7.0 : 74.7; f' = 51.5; m' = 42.4; c' = 6.1, n = 55; t = 0.5; \varphi = 16.1$
- 2) $a : c : b : s = 13.3 : 3.0 : 7.0 : 76.7; f' = 42.5; m' = 29.7; c' = 27.8; n = 64.5; t = 0.5; \varphi = 7.9$
- 3) $a : c : b : s = 7.6 : 4.8 : 11.0 : 76.6; f' = 37.0; m' = 30.5; n = 30; t = 0.5; \varphi = 6.5; a' = 32.5$
- 4) $a : c : b : s = 5.1 : 2.0 : 14.2 : 78.7; f' = 29.5; m' = 18.9; a' = 51.6; n = 5.1; t = 0.4; \varphi = 10.3$

Таблица 32

Пересчет с химического на минералогический состав жильного альбитофира из Мизурского гранитного массива (№ 643)

Ортоклаз	18.64%	} 42.13%
Альбит	29.74%	
Анортит	12.39%	

В целом по своему химизму этот тип жильных альбитофиров соответствует группе дацитов.

Характерно пониженное по сравнению с покровными альбитофирами содержание кристаллизационной воды.

В отношении анализов №№ 3 и 4, взятых из работы В. С. Домарева, надо указать, что они характеризуют наиболее измененные (серицитизированные) участки жильных альбитофиров, подвергшиеся интенсивному воздействию гидротермальных процессов в период образования рудных жил. Здесь характерно резкое, почти до нуля, падение содержания окиси натрия, одновременно с резким пересыщением породы глиноземом, а также некоторым возрастанием роли калия и повышением кислотности. Интересно также повышенное содержание фосфора (в анализе 3).

4. Общий ход вулканических процессов в юрский период

Судя по интенсивному развитию вулканогенного материала в составе базальной конгломератовой серии верхнего (?) лейаса, первые вспышки эффузивного вулканизма были связаны с самыми начальными стадиями общего процесса опускания. Чрезвычайно пестрый и невыдержанный состав этого базального горизонта указывает на условия прибрежной зоны, с непостоянным режимом и частой сменой наступания и отступания береговой линии (тонкое чередование грубоокатанных конгломератов различной крупности, глинистых и углисто-глинистых сланцев, песчаников). Прослой изверженного материала большей частью очень тонки (1—2 м) и представлены почти исключительно массивными разностями (без участия туфогенных пород). Повидимому, излияния шли в условиях прибрежной зоны, частично в подводных условиях.

На некоторых участках южной зоны мы встречаем крупноглыбовые туфоконгломераты (Цейский хребет, гора Фальгуру), вероятно, обязанные своим происхождением процессам накопления (с последующей цементацией осадочным материалом) обломков вулканических пород, приносимых водными потоками со склонов близко расположенных вулканов.

В восточной части зоны с этими ранними фазами вулканизма связано накопление преимущественно лавовых образований, дававших потоки значительной мощности (до 30—40 м). В бассейне Уруха представлены преимущественно туфобрекчии и агломераты.

Начальная вулканическая фаза проявилась по-разному для западного и восточного участков зоны. В западной части (бассейн Уруха) формирование лавовых излияний первой вулканической фазы закончилось отложением серии песчаников и конгломератов, указывающей на существование значительного перерыва между этой начальной и последующими вулканическими формами.

В восточной части этот перерыв не выражен и извержения следовали здесь, повидимому, без значительного перерыва между начальной и последующими фазами.

В дальнейшем вулканические процессы проявлялись также несколько различным образом в западной и восточной частях Садоно-Дигорской зоны.

В западной части (Дигория, бассейн Уруха) они проявлялись в форме отдельных, вероятно, непродолжительных (небольшая мощность отдельных покровов) вспышек, сопровождавшихся выбросом преимущественно пирокластического материала и чередовавшихся с периодами накопления осадочного материала главным образом песчанистого характера. Судя по числу горизонтов вулканогенного материала, здесь имело место не менее трех периодов вулканической активности, причем можно пред-

положить существование вулканов островного типа, извержения которых происходили в непосредственной близости от береговой линии. С последними вулканическими фазами здесь связано образование покровов черных гематитизированных порфиритов.

В восточной части зоны (бассейны Ардона и отчасти Фиаг-дона) извержения в целом носили более спокойный характер (сравнительно меньшее участие пирокластических разностей) и сопровождались выносом значительно большего количества лавового материала. Пирокласты образуют прослой сравнительно небольшой мощности (5—8 м), повторяющиеся довольно закономерно через 30—40 м.

Относительное количество пирокластического материала постепенно возрастает при переходе к более высоким горизонтам разреза. Верхняя же его часть сложена уже почти исключительно туфобрекчиями общей мощностью до 80—100 м (горизонт «фиолетовых альбитофиров» в Ходском и Архонском разрезах).

Можно предполагать существование мощного вулканического центра в районе рр. Ход и Садон, судя по резкому повышению общей мощности разреза вулканогенной свиты и по увеличению в ее составе пирокластов. Полное отсутствие седиментогенного материала в этой части разреза свидетельствует о субаэральных условиях извержений.

В верхних горизонтах этой части разреза замечается усиленное развитие ожелезненных лав и туфов (фиолетовые и коричневые туфобрекчии). В этой части свиты можно установить присутствие от 4 до 5 эффузивных покровов (в наиболее полных разрезах по рр. Ход и Архон).

Общая мощность ее достигает здесь 500 м.

После сравнительно продолжительного периода затишья, связанного, видимо, со временем частичного опускания зоны (образование промежуточной серии песчаников и туфопесчаников с редкими прослоями глинистых сланцев), имела место заключительная фаза вулканической активности, проявившаяся с различной степенью интенсивности почти на всем протяжении зоны. В эту фазу шло накопление также по преимуществу пирокластического материала. Констатируется появление сильно ожелезненных черных андезитоподобных лав (Ход).

Этот период закончился новым опусканием с образованием серии туфокогломератов и туфопесчаников (верхнетарская (?) трансгрессия).

Глава VI

ТЕРЕКСКО-АССИНСКИЙ РАЙОН

Сильно насыщенный проявлениями основной магмы, Терекско-Ассинский район расположен в зоне главного водораздельного хребта, к востоку от Военно-Грузинской дороги, в области верховьев рр. Джуты (правый приток Терека), Ассы и Шаро-Аргунь, стекающих к северу, и Гудошаурской, Хевсурской и Пшавской Арагв, стекающих к югу. К этой же зоне тяготеют и расположенные несколько западнее многочисленные выходы диабазовых и порфиритовых пород по долине Терека (в Дарьяльском ущелье и к югу от него).

Наибольшим площадным развитием изверженные породы пользуются в области массива Чаухи; отсюда область развития основных пород протягивается к северо-востоку по хребту Чингис-кльде (водораздельному между Тереком и Хевсурской Арагвой) и далее переходит на северный склон, где затухает к востоку от р. Калотанис-цхали, притока Ассы. Общая площадь развития основных пород довольно значительна, она образует широкую полосу длиной около 16 км и шириной от 1 до 5 км. При сопоставлении этой полосы с описанными выше диабазовыми зонами

Адайхохского и Теплинского массивов бросается в глаза существенное отличие от последних — северо-восточное простирание, отражающее особенности тектонического строения этой части Главного Кавказского хребта.

Выходы вулканогенных пород в описываемом районе расположены преимущественно на значительных высотах, начиная обычно с 2—2¹/₂ тысяч метров абс. высоты, и представляют собой по большей части крайне труднодоступные скалистые участки хребтов, с крутыми сильно расчлененными склонами, зачастую засыпанными мощными коренными осыпями изверженных пород. Участки эти носят здесь общее название «чаухи» на языке хевсуров и мохевцев (Маруашвили, 1939). Многие особенности и детали геологического строения этого интересного района далеко еще не выяснены и могут быть установлены лишь путем детальных региональных исследований на хорошей геологической основе, пока отсутствующей. Поэтому приводимый ниже материал в основном касается петрографии вулканогенных пород юры и в меньшей степени затрагивает недостаточно еще выясненные геологические взаимоотношения отдельных петрографических типов.

1. История исследования

По сравнению с охарактеризованными ранее районами развития диабазовых пород Осетии диабазовые породы Чаухи описаны в петрографической литературе несколько более подробно.

Первые сведения о присутствии диабазовых даек в составе толщи черных глинистых сланцев в верховьях Арагвы и Алазани имеются у С. Симоновича (1896); он отмечает их внешнее однообразие и приуроченность к определенной геологической формации глинистых сланцев, относимой в то время к палеозою.

К тому же периоду относится и работа Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1898), давшего общую петрографическую характеристику изверженных пород в области водораздельной части Главного Кавказского хребта. Он впервые объединил все проявления основной магмы в этом районе в одну «Чингис-чаухинскую» диабазовую формацию, в составе которой, в свою очередь, выделил две группы или формации: 1) ассинскую интрузивную и 2) калотанскую эффузивную. По его мнению, существовало два центра диабазовых излияний: один в районе г. Чаухи, другой в районе горы Гвелис-мта. Первый из них дал эффузивные образования типа порфиритов и мандельштейнов при отсутствии рыхлых продуктов и ряд диабазовых жил, распространившихся по различным направлениям. Другой центр дал только интрузивные разности. Левинсон-Лессинг приводит сравнительно подробные петрографические описания пород. Для района Чаухи — Рожка им описаны: диабазы, мандельштейны; среди последних выделен особый тип авгитовых порфиритов с гналопилитовой основной массой, лишенной вкрапленников, для которого предложено название «микролитита». Из валунов района горы Рожка описана агломератная лава или таксит, в котором в аморфной зеленоватой массе расположены округлые включения бурых и фиолетовых порфиритов. Генезис этих пород связывается с неравномерным распределением паров в миаболитовых и стекловатых участках застывающей лавы; некоторые включения могут быть отнесены к лапиллям. В составе диабазовой формации районов Чингис-кльде, Калотани и Ассы принимают участие диабазы, диоритовые породы, порфириты и продукты их изменения; разнообразие пород обусловлено здесь процессами метаморфизма. Среди измененных пород широко распространены метадиориты, представляющие диабазы с амфиболизованным пироксеном. Крайним продуктом изменения

являются порфиритоиды — хлоритовые и глинисто-хлоритовые массивные и сланцеватые породы с признаками (реликтами) магматического происхождения. Описаны также контактные роговики. Приводятся химические анализы диабазов, диоритов, порфиритов и контактных песчаников.

Значительно позже, в 1911—1912 гг., район Архотского перевала подвергся специальным геологическим исследованиям в связи с проектированием перевальной железной дороги через Главный Кавказский хребет. Петрография горных пород по пересечению Асса — Хевсурская Арагва изучалась Д. С. Белянкиным (1912). Он приводит схематическую карту распространения основных пород в районе и дополняет их петрографическое описание, основываясь в их расчленении и классификации на вышеупомянутой работе Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Согласно этим представлениям автор выделяет:

1. Чингис-чаухинскую формацию, сложенную альбит-олигоклазовыми диабазами и порфиритами, залегающими в виде прослоев в нижнеюрской песчано-сланцевой толще. В состав формации входят: а) полнокристаллические диабазы, б) мандельштейны, в) конгломерато-брекчии, г) пятнистые афанитовые диабазы.

2. Ассинскую диабазовую формацию, представленную порфиритоидами и диабазовыми порфиритами.

Для первой формации автором предполагается эффузивное происхождение, для второй — интрузивное; приводится анализ осветленного в контакте с диабазом глинистого сланца с р. Калотани; отмечается обилие порфиритовых и мандельштейновых разностей среди диабазовых пород массива Чаухи.

Для западных отрогов хр. Чингис-кльде Д. С. Белянкин отмечает усиленное развитие диабазовых брекчий, конгломератов и шаровых диабазов (по сравнению с более восточным районом р. Калотани). Мощность отдельных жил или пластовых тел достигает здесь 100 м. Ясно выражена связь между простиранем сланцев и диабазовых тел.

Для крупнозернистых диабазов Чингис-чаухинской формации, по автору, характерно значительное сходство как в химическом, так и в минералогическом составе с альбитовыми диабазами района Красной Поляны (Западный Кавказ). В одном из мандельштейнов Чаухи в ядре альбитовых вкрапленников отмечено присутствие вростков калинатрового полевого шпата.

Изучение контактовых процессов во вмещающих сланцах показало, что привнос щелочей из диабазов в сланцы в большинстве случаев очень незначителен или вовсе не имеет места.

Изучение измененных зеленокаменных пород ассинской формации показало, что главную роль в составе формации играют уралитовые диабазовые порфириты, обычно сильно смятые и перекристаллизованные. Характерно для них (судя по анализам, приводимым в работе Левинсон-Лессинга) меньшее, чем у чингис-чаухинских диабазов, суммарное содержание щелочей (1—2% вместо 6—8%). В противоположность кислому плагиоклазу, типичному для диабазов Чаухи, в этих породах чаще наблюдается лабрадор-андезин.

В своей несколько позднее вышедшей работе Д. С. Белянкин (1914) останавливается на некоторых деталях петрографии той же группы пород. Указывая на то, что выходы эффузивных членов формации встречаются на различных высотных уровнях — на вершинах хребтов и в руслах рек, он приходит к предположению, что извержения происходили в период горизонтального залегания осадочной толщи. Диабазы же ассинского типа внедрялись в уже дислоцированную толщу, вероятно, одновременно шло внедрение диабазов и в граниты Дарьяльского массива.

Можно допустить или один, очень длительный период извержений диабазов, или даже два отдельных периода.

В отношении состава плагиоклазов пришлось ввести некоторые коррективы в выводы, сделанные автором ранее: именно, в калотанских диабазовых наряду с кислым плагиоклазом встречаются разновидности, содержащие альбит.

Пироксен оказался совершенно одинаковым в диабазовых обоих типов с величиной угла $2V$ в пределах $+ (47-55)^\circ$.

Западной части массива Чаухи кратко касается в одной из работ В. П. Ренгартен (1940). По его данным здесь имеется целая группа пластообразных интрузий, разделенных пакетами глинистых сланцев с общей мощностью всего комплекса до 500 м. Отдельные интрузии достигают нескольких сотен метров мощности и имеют прихотливые контуры с ясными апофизами в сланцы. Наблюдаются зоны окремнения в контактах. Смятие сланцев указывает на значительную постинтрузивную тектоническую фазу. Внедрение имело место в средне- или верхнеплейстоценовую эпоху.

По описанию Л. А. Варданянца (1940), эти интрузивные породы представляют собой биотитовое габбро, состоящее из крупных лейст альбитизированного плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены сильно разрушенным биотитом и хлоритом. В других случаях присутствует буроватый пироксен с каемкой вторичного тремолита («биотит-пироксеновое габбро»).

В. Н. Крестников в своей статье (Крестников, 1944) указывает на интрузивную, по его мнению, природу большинства изверженных проявлений района (ссылаясь главным образом на отсутствие туфовых образований).

Породами Дарьяльского массива занимались некоторые авторы, начиная с Д. С. Белянкина (1914₂), который в связи с изучением гранитов наблюдал здесь зеленокаменные жилы; он дает подсчеты количества даек; отмечает их преимущественный состав — как амфиболовых диабазов.

В дальнейшем вопросами распределения тех же даек занимались В. П. Ренгартен (1940) и Д. К. Андреев (1945), которые приходят к выводу, что внедрение даек находится в связи, вероятнее всего, с предкелловейской фазой складчатости, с которой было связано и формирование Дарьяльской антиклинали.

В. П. Ренгартен (1940) и Л. А. Варданянц (1940) дают краткую характеристику альбитофировых пород, обнажающихся по Военно-Грузинской дороге в районе сел. Цдо (Циклаури).

2. Геологическая обстановка

Общая геологическая картина строения района, возраст слагающих его осадочных толщ и в особенности положение комплекса магматических образований не являются еще пока достаточно выясненными, несмотря на неоднократное посещение района геологами. В общих чертах пока устанавливается следующее.

Основной геологической единицей района является мощная толща аспидных и глинисто-песчаных сланцев лейаса. Общая мощность отложений нижнего и среднего лейаса для северного склона хребта (в бассейне р. Ассы) устанавливается В. П. Ренгартеном (1931), вероятно (по его словам) с некоторым преувеличением, в 3200 м и верхнего лейаса вместе с доггером — в 3400 м.

Для водораздельной части хребта в верховьях Ассы, Аргуни и Хевсурской Арагвы общая мощность отложений лейаса составляет, согласно

В. Н. Крестникову (1944), около 3000 м. Здесь, согласно этому же автору, развиты исключительно отложения среднего лейаса.

В составе свиты преобладают глинисто-песчанистые сланцы с пакетами песчаников. Свита вмещает много пластовых тел диабазов. В. Н. Крестников эту свиту сопоставляет с «циклаурской свитой» района Военно-Грузинской дороги, но отмечает отсутствие в ней туфов. По В. П. Ренгартену (1932), характерным признаком циклаурской свиты являются многочисленные сингенетические образования порфиритов и туфов, сильно измененных и рассланцованных. Вся эта толща интенсивно дислоцирована, сжата в серию изоклинальных складок, осложненных рядом разломов.

Над «циклаурской свитой» залегают: мощная песчано-сланцевая толща нижнего тоара (1800 м) и верхнего тоара (бежитинская свита Чечни), по составу преимущественно песчанистая (мощность около 2000 м). Эти свиты сопоставляются с казбекской свитой и с низами гудошаурской свиты Военно-Грузинской дороги. Для обеих этих свит также характерно наличие диабазовых даек. Верхним членом разреза лейаса является песчано-сланцевая толща аалена (мощность около 800 м), сопоставляемая с гудошаурской свитой Военно-Грузинской дороги; она также содержит пластовые тела диабазов, особенно обильные в районе хребта Чаухи. По мнению В. П. Ренгартена, Чаухинский район представляет «остров» циклаурской свиты (среднего лейаса). В. Н. Крестников (1944) считает это менее вероятным, так как осадочные породы Чаухи являются непосредственным продолжением гудошаурской свиты (верхний тоар-аален) и между гудошаурской свитой и сланцевыми толщами Чаухи не наблюдается тектонического контакта. С этой точки зрения возраст интрузивного комплекса Чаухи определяется как верхнетоарский — нижнеааленский.

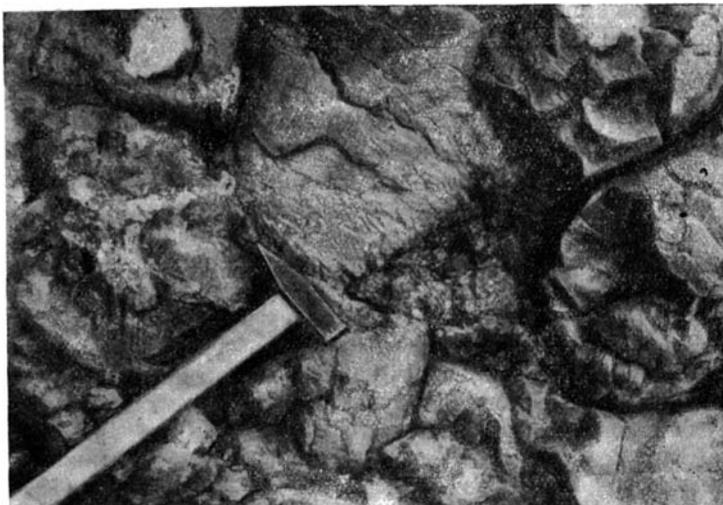
Приведем краткую характеристику отдельных районов.

а) Западные отроги массива Чаухи

В юго-западной части описываемой зоны в области западных отрогов массива Чаухи по р. Чаухис-цхали, вверх от сел. Джута, наблюдаются в направлении с запада к востоку сначала довольно немногочисленные пластовые тела диабазов и лейкодиабазов среди черных рыхловатых песчанисто-глинистых сланцев циклаурской свиты. Мощность этих тел обычно колеблется в пределах нескольких метров. К залебандам диабазов местами становятся более мелкозернистыми. Наряду с диабазами наблюдаются более ясно рассланцованные, местами светлозеленые мелкозернистые породы типа сильно метаморфизованных хлоритовых спилитов, аналогичных эффузивным спилитам Осетии. Вблизи слияния двух вершин р. Чаухис-цхали встречена мощная согласная дайка авгитового диабазы, 15 м мощности, содержащая участки более плотных черных порфиритов.

Ближе к ледниковому цирку, над которым господствует западная вершина Чаухи, коренные выходы становятся все менее доступными благодаря крутизне склонов и развитию морен. Здесь преобладают мощные согласные тела диабазов и плотных витрофиров и мандельштейнов, местами с четкой шаровой отдельностью (фиг. 34). Они залегают в сильно нарушенных и перемятых уплотненных, черных алевритовых сланцах, с неясными признаками контактного воздействия диабазов. Все разнообразие пород хорошо представлено в моренах: преимущественное развитие здесь имеют различные витрофировые мандельштейны, светлосерые, коричневые и фиолетовые, нередко переходящие в своеобразные микробрекчиевые породы («такситы» Ф. Ю. Левинсон-Лессинга), в которых округлые участки мандельштейнов охвачены каймой хлорит-эпидот-кальцитового неравномернозернистого вещества (фиг. 35). Местами это промежуточное

вещество образует настоящие инъекции в порфириды. Среди этих брекчий наблюдаются местами особенно крупнообломочные разности, содержащие



Фиг. 34. Сферическая отдельность в диабазовых порфиридах. Река Джута, западные отроги массива Чаухи.

угловатые глыбы порфиритов, в промежутках между которыми зажаты целые пачки темнозеленых, богатых хлоритом пород, которые под



Фиг. 35. Пузыристые участки в витрофировых мандельштейнах. Западный склон массива Чаухи, район горы Рожка.

микроскопом обнаруживают свое первоначальное песчаное строение (см. ниже).

Как крупнозернистые диабазы, так и плотные витрофиры и мандельштейны не обнаруживают явлений рассланцованности; наблюдается обычная у диабазов мелкая параллелепипедальная отдельность по трем взаимно-перпендикулярным направлениям. Нередка типичная шаровая отдельность. Местами удается наблюдать вокруг диабазовых тел в песчаниках зону осветления и ороговикования; чаще контактные явления отсутствуют.

В нескольких сотнях метров к северу от сел. Джута по обеим сторонам долины р. Джуты наблюдаются выходы мощной дайки крупнозернистого лейкодиабазы мощностью до 35—40 м, содержащего участки крупнозернистого диабазы своеобразной игольчатой структуры. При согласном с вмещающими сланцами простираении дайка имеет более крутое падение.

В разрезе по долине р. Рожка в северной части Чаухинского хребта наблюдается преобладание мощных пластовых тел диабазов и, в меньшей степени, менее мощных тел плотных мандельштейновых порфиритов. Вмещают их чрезвычайно уплотненные темные сланцеватые песчаники, местами приближающиеся к кварцитам. Вдоль зальбандовых диабазовых тел часто наблюдаются кварцево-кальцитовые прожилки, местами со значительным содержанием сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит); часты также более тонкие прожилки альбита, хлорита. Отмечаются и самостоятельные пластовые тела мандельштейнов (не связанные с диабазом). В составе сланцевой толщи принимают участие тонкие рассланцованные прослой хлоритовых спилитов.

б) Хребет Чингис-кльде

В западной части хребта Чингис-кльде, по долине р. Садзели, можно наблюдать ряд сравнительно немногочисленных мощных дайковых тел, сложенных крупнозернистыми лейкодиабазами и, реже, среднезернистыми диабазами. Первые образуют более мощные тела, сопровождаемые широкими и жильными участками диабазовых пегматитов и микродиабазов. Мощность отдельных даек до 60—70 м. В диабазах наблюдается, особенно в контактной зоне, сеть обильных кварцево-кальцитовых прожилков, местами с интенсивной вкрапленностью сульфидов — пирротина, халькопирита, пирита. Во вмещающие сланцы эти прожилки обычно не продолжают. Наблюдаются сильные изменения в мощности отдельных пластовых тел диабазов, обусловленные, вероятно, тектоническими пережимами; по простираению эти тела также обычно сильно изменяются в мощности.

Разрез в области северного склона хребта Чингис-кльде к юго-западу от сел. Чимга показывает, что здесь развиты преимущественно пластовые тела плотных, темных, большей частью мелкозернистых диабазов, среди которых встречаются более редкие полосы лейкодиабазов и диабазовых порфиритов. Мандельштейнов и витрофиров не отмечается. Чрезвычайно широко распространены инъекции пневматолитово-гидротермальных образований в виде настоящих брекчий, состоящих из кусков диабазов, цементированных агрегатом кварц-хлорит-кальцит-эпидотового состава, местами с интенсивной вкрапленностью сульфидов.

Разрез по р. Цирцловнис-цхали дает ту же картину, что и предыдущий разрез. Диабазы вместе со сланцами образуют «пакеты» с мощностью отдельных изверженных прослоев до 3—15 м и более значительной (до 50—70 м) — у сланцев. Эти сланцевые «интервалы» все увеличиваются по мере продвижения на юг. Общая мощность сланцево-диабазового комплекса в центральной, наиболее насыщенной диабазами части около 600 м. Здесь преобладают средне- и мелкозернистые авгитовые диабазы и более редкие тела крупнозернистых лейкодиабазов. В северной части зоны

отмечены вместе с диабазами (в одном и том же пластовом теле) и мандельштейны, и на этом же участке особенно интенсивно развиты брекчии, аналогичные описанным в предыдущем разрезе. В диабазах местами заметна ясная шаровая отдельность, особенно хорошо выраженная в контактных (призальбандовых) частях даек.

По долине рч. Калотанис-цхали разрез проходит в области восточного окончания диабазового пояса. В отличие от центральной части, здесь прослойки изверженного материала среди сланцев более многочисленны и разделены более мощными сланцевыми интервалами. Мощность изверженных прослоев достигает 30—50 м. Преобладают плотные средне- и мелкозернистые диабазы; в северной части наблюдается зона, около 50 м мощности, плотных мандельштейнов. Как у зернистых диабазов, так и у плотных мандельштейнов развита местами хорошая отдельность: рассланцованность отсутствует. Вблизи устья р. Калотани в сланцах встречен тонкий (0,5 м) пласт интенсивно рассланцованного спилита, аналогичного палеоэффузивам Осетии.

По долине р. Ахиели-цхали и ниже по р. Ассе среди сланцевой толщи наблюдаются согласные тела (до 30 м мощности по р. Ассе) актинолитизированных диабазовых порфиритов, богатых белыми полевошпатовыми вкраплениями.

в) Восточный склон массива Чаухи

Восточный склон массива Чаухи в области ледникового цирка р. Буделаури сложен той же крутопадающей свитой плотных черных аспидных сланцев с мощными пакетами основных пород, представленных преимуще-



Фиг. 36. Куполовидный выход интрузивного диабаза. Восточная сторона цирка р. Буделаури, массив Чаухи.

ственно мандельштейно-витрофировыми разностями порфиритов, реже — среднезернистыми диабазами. Светлые сероватые полосы изверженных пород хорошо выделяются на фоне черных сланцев в западной почти отвесной стене гребня хребта Чаухи. На высоте 2800 м на одном из восточных отрогов массива (над моренным озером) наблюдается сравнительно небольшой штокообразный выход сильно измененных авгитовых диабазов (фиг. 36) около 120 м в поперечнике. В нем наблюдается отчетливая тонкая

пластинчатая отдельность, направленная под острым углом к направлению сланцеватости во вмещающих сланцах. В последних заметны слабые контактные изменения (уплотнение и хлоритизация, — развитие тонких прожилков альбита).

г) Долина р. Терека

Зеленокаменные породы развиты здесь в районе между Ларским сланцевым рудником на севере и сел. Казбеги на юге. Они залегают как в аспидно-глинистых сланцах нижнего и среднего лейаса (кистинская и циклаурская свиты), так и в древних гранитах Дарьяльского и Гвилетского массивов. Кроме того, имеются выходы альбитофиров южнее сел. Казбеги в районе сел. Цдо (Циклаури).

Вопросы распределения даек основных пород и их состава в данном районе освещались рядом исследователей.

Д. С. Белянкин (1914₂) отмечает, что по минералогическому составу зеленокаменные жилы в гранитах не отличаются заметным образом от жил, залегающих в окружающих граниты аспидных сланцах (стр. 5). В Гвилетском гранитном массиве им на протяжении 300 м отмечены 14 зеленокаменных жил, сильно изменчивых по залеганию, составляющих в сумме около 11% к общей массе массива; аналогичный подсчет для Дарьяльского массива дал 18%. Характерны колебания в микроструктуре. Офитовые разности по количеству преобладают над порфирированными. По составу зеленокаменные породы представляют амфиболовые диабазы и порфириды. Интересны указания на то, что зеленокаменные породы, залегающие в виде жил в сланцево-кварцевой толще к северу от Гвилетского массива (кистинская свита В. П. Ренгартена), значительно сильнее изменены и рассланцованы.

Обилие секущих зеленокаменных даек в Девдоракском ущелье отмечает В. С. Булыго (1930).

В более поздней работе В. П. Ренгартена (1940) приводится подсчет общего количества «даек», в которое входят как интрузивные дайки, так, очевидно, и эффузивные члены циклаурской свиты на протяжении между Ларским сланцевым рудником и сел. Цдо (Циклаури), т. е. на всем протяжении разреза нижней юры и древних гранитов по Тереку. На протяжении 8.5 км здесь встречено всего 440 «даек» общей мощностью 920 м, что дает среднее содержание изверженного материала около 11%. Автор отмечает сильную деформированность диабазовых жил, их участие в складчатости, чрезвычайную слабость контактных явлений (слабое окремнение), появление слабого оруденения по зальбандам (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит). Возраст даек он вместе с Л. А. Варданынцем (1940₃) считает скорее всего связанным с предкелловейскими движениями.

К тому же выводу о возрасте приходит и Д. К. Андреев (1945), который, проанализировав характер залегания многочисленных даек Дарьяльского ущелья, установил наличие определенной закономерности. Именно у даек в южной части зоны наблюдается преимущественное падение к северу, тогда как в Дарьяльском гранитном массиве и к северу от него начинают постепенно преобладать все более пологие южные падения. Получается своеобразный «веер» даек, соответствующий веерообразной форме гранитного массива; внедрение этого комплекса связывается, очевидно, с периодом конца формирования Дарьяльской антиклинали, т. е. с той же предкелловейской фазой орогенеза (по В. П. Ренгартену).

В районе сел. Цдо (Циклаури) имеются выходы кислых альбитофировых пород, залегающих среди сланцев верхнего лейаса (?) (казбекская свита). Здесь имеется несколько пластообразных тел мощностью от 1—2 до 23 м, в отдельных случаях даже до 100 м (по указанию Л. А. Варданынца, 1940₃). Местами они как будто слабо воздействуют на вмещающие сланцы.

По мнению В. П. Ренгартена (1940), здесь имеются прослои вулканогенных (подводные излияния?) пород и частью пластовые инъекции. Имеются и явно секущие жилы. Все сильно нарушено. Надвиг, проходящий выше сел. Цдо, сдвигает и срезает дайки и заворачивает их.

3. Петрографическое описание¹

А. Эффузивная фацис основной магмы

В эту группу в последующем описании объединены породы, входящие в состав вулканогенных компонентов циклаурской свиты и, на основании суммы геологических признаков, рассматриваемые как подводные излияния (согласное залегание, отсутствие контактных явлений, шаровые структуры и т. п.).

Повидимому, в составе этого комплекса должны быть выделены по крайней мере две возрастные подгруппы: а) более ранняя, представленная в основном спилитовыми лавами хр. Чингис-кльде и отчасти Терека, и б) более поздняя — порфирит-мандельштейновая серия массива Чаухи.

Основным различием между ними является несколько более палеотипный характер спилитов первой группы и несколько большая свежесть у представителей второй группы. К сожалению, недостаточная степень геологической изученности не позволяет пока обосновать достаточно полно положение этих эффузивных комплексов в геологическом разрезе, и поэтому ниже приводится совместное описание пород обеих групп, вообще говоря довольно близких между собой по петрографическому составу.

а) С п и л и т ы

По внешнему виду это светлозеленые, обычно более или менее ясно рассланцованные плотные породы с редкими порфировыми выделениями полевого шпата, чаще афировые.

Породы этой группы большей частью чрезвычайно сильно изменены, причем преобладающая роль принадлежит процессам карбонатизации. Главная составная часть — толстые брусковидные лейсты измененного плагиоклаза, сцементированные массой из хлорита и вторичных продуктов. Реже встречаются порфировые разности, с вкрапленниками измененного плагиоклаза. Породы вообще сходны с соответствующими образцами Осетии.

Порфирито-мандельштейновый комплекс массива Чаухи. Как уже указывалось выше, эффузивные образования массива Чаухи и отчасти восточных отрогов хр. Чингис-кльде принадлежат, повидимому, к несколько более молодой возрастной группе, чем породы спилитовой серии, хотя и входят в состав той же циклаурской свиты (средний лейас). Мы наблюдаем местами случаи пересечения мандельштейновыми породами спилитовых в случае совместного их развития (западные отроги массива Чаухи). Характерна большая относительная свежесть пород мандельштейновой серии как во внешнем их облике — отсутствие или слабое проявление рассланцованности, смятия и т. п., так и в петрографическом составе — частое присутствие неразложившегося пироксена, изредка также основного плагиоклаза. Характерной особенностью для пород этой группы является также, повидимому, полное отсутствие туфовых, туфобрекчиевых и

¹ Приводится в сокращенном виде, поскольку представленные здесь типы пород в основном повторяют петрографические типы пород диабазовой серии Осетии, подробно описанные в главе VI.

подобных им пирокластических образований; наиболее вероятно для них принадлежность к подводным излияниям. Для некоторых членов группы более вероятен субинтрузивный генезис, поскольку они в петрографическом отношении близки к некоторым жильным витрофирам Осетии (см. гл. IV).

Наибольшим развитием в составе серии пользуются породы типа витрофировых мандельштейнов и, в меньшей степени, плотные витрофиры и порфириды; с этой же серией, вероятно, следует связывать и происхождение материала пневмогидротермальных инъекций, создавших «псевдобрекчиевый» тип диабазов («такситы» Левинсон-Лессинга), широко распространенные по всему району.

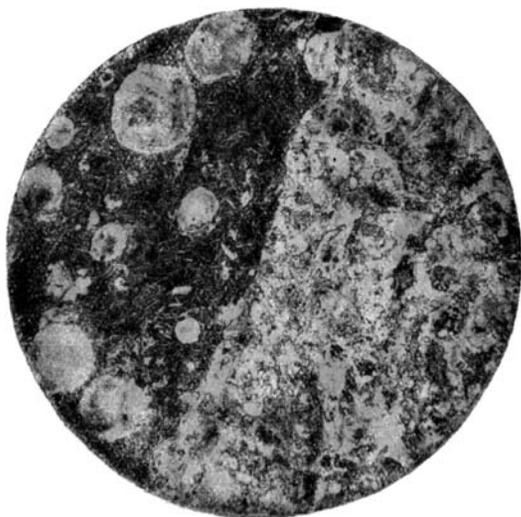
б) Витрофировые мандельштейны

Плотные массивные породы, преимущественно светлозеленоватых оттенков, реже темнозеленые или темнокоричневые. В мандельштейнах с шаровой или «подушечной» отдельностью окраска в средней части «подушки» обычно зеленая, по краям переходит в коричневую; миндалинки ближе к краю становятся мельче (шлаковая корка). Средний диаметр миндалинков 1—2 мм; расположены они то свободно, то очень плотно (фиг. 37).

Основная часть породы представляет под микроскопом буровато-серую плотную массу с войлоком игольчатых микролитов, более крупных плагноклазовых и более мелких, образующих между собой щеткообразные сростки, приуроченные к интерстициям, — пироксеновых. В этой массе рассеяны редкие более крупные брусковидные микролиты плагноклаза, реже пироксена, более раннего поколения. Масса содержит много вторичных образований кальцита и эпидота. Местами значительного развития достигает гематит, заполняющий все промежутки между микролитами.

Определение состава для более крупных микролитов плагноклаза на более сохранившихся зернах согласно указывает на их альбит-олигоклазовый состав; у мелких наблюдается только погасание, близкое к прямому, что указывает на олигоклаз. Измерения дают: № 10, 6 (13), № 4 (7), № 3, 0 (50), № 11, 9 (10), № 13 (84), № 6, 11 (123), № 10 (124).

Пузырьки и миндалинки выполнены разнообразными продуктами пневмато-гидротермальной деятельности. Обычно в некотором небольшом участке породы все миндалинки имеют один и тот же состав, но иногда присутствуют одновременно различные по составу миндалинки. В заполнении их участвуют: хлорит, актинолитовый агрегат, кальцит, пренит, халцедон, кварц, гематит.



Фиг. 37. Контакт равномернозернистого диабаз с мандельштейновым витрофиром. В последнем—вдоль плоскости контакта заметно ориентированное расположение микролитов.
Западный склон массива Чаухи
№ 18, $\times 10$.

Для химической характеристики мандельштейнов могут служить анализы, приводимые в работе Д. С. Белянкина (1914₂). Химический состав их обнаруживает большую аналогию с составом диабазов (см. таблицы анализов в конце работы).

в) Игольчатые витрофиры

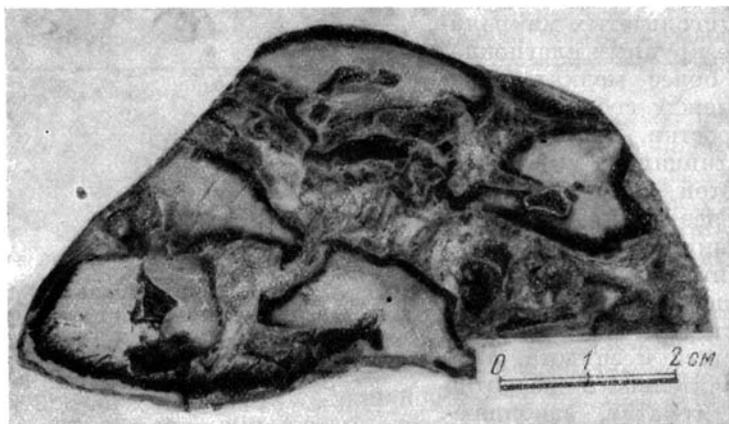
Игольчатые витрофиры представляют плотные, большей частью темные породы, отличающиеся от мандельштейнов отсутствием миндалинок. С мандельштейнами породы этой группы связаны в природе постепенными переходами.

г) Витрофировые порфириды

Они характеризуются присутствием порфировых вкрапленников разложившего плагиоклаза: основная, промежуточная масса у них та же, что и в мандельштейнах, местами же более раскристаллизованная, приближающаяся уже к микродиабазу; остатки стекла.

д) Пнеумато-гидротермальные инъекции (псевдо-брекчии, «такситы» и т. п.)

Они пользуются преимущественным развитием в северной части зоны, особенно в области хребта Чингис-кльде, где мощные пластовые тела диабазов чрезвычайно насыщены инъекциями хлорит-эпидот-кальцитового вещества, создавая местами видимость настоящих брекчий. Форма этих инъекционных образований, величина зерна у компонентов,

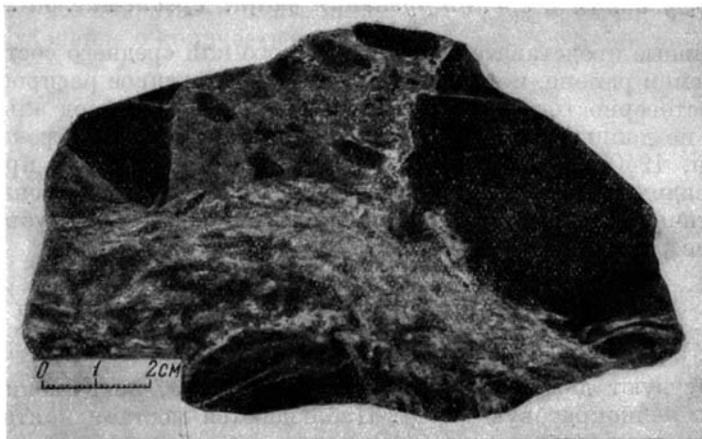


Фиг. 38. Хлоритово-эпидотовые брекчиевидные породы («такситы» Ф. Ю. Левинсон-Лессинга). Светлосерые, с темной каемкой участки — кремнисто-железистое вещество. Между ними — промежуточная масса из смеси хлорита, эпидота и кальцита. Массив Чаухи, № 29.

минералогический состав колеблются в широких пределах. Местами вещество инъекций образует переходы непосредственно в вещество миндалинок (фиг. 38, 39).

В наиболее распространенном типе псевдобрекчий наблюдается обычно такая картина: куски мандельштейнов, порфиридов или витрофиров, имеющие по преимуществу округлые очертания и размеры, редко превы-

шающие 10 см (диаметр), погружены в темнозеленую стекловатую или пузыристую массу. Пузырьки представляют собой тельца шарообразной или сплюсненной формы, диаметром от нескольких миллиметров до 1—1.5 см, выполненные большей частью крупнозернистым агрегатом из эпидота и погруженные в массу из мелкозернистого кальцита с примесью



Фиг. 39. «Такситовые» лавы из массива Чаухи. Видны участки темнофиолетовых мандельштейнов (черное на снимке), сцементированных хлорито-эпидотово-кальцитовым веществом. Массив Чаухи, № 28.

аморфного вещества, похожего на опал. Местами сердцевины этих пузырьков сложены кварцем. Отдельные более мелкие «пузырьки» состоят иногда из радиально-лучистого агрегата пренита с примесью эпидота и актинолита. Вещество, цементирующее «пузырьки», представляет собой в большинстве случаев хлорит с небольшим и переменным участием других минералов того же комплекса — эпидота, кальцита, кварца, пренита. Постоянно присутствуют сульфиды — пирротин, пирит.

Во многих случаях инъекции принимают своеобразное «ленточное» строение; в них чередуются слои или полоски, попеременно состоящие из эпидота, хлорита, кальцита и опала.

Весь описанный здесь минеральный комплекс материала пневмато-гидротермальных инъекций, как видно, качественно совершенно тот же, что и материал, выполняющий миндалины в мандельштейновых породах той же фации. Это свидетельствует о тесной генетической связи всех этих образований между собой.

е) Сетчатые прожилки

Густая сеть прожилков разнообразной толщины, от тончайших выполненных трещинок в несколько миллиметров до более толстых жил, достигающих 0.50 м мощности, чрезвычайно обильно представлена в диабазо-мандельштейновых породах; прожилки приурочены обычно к эндоконтактным зонам этих пород, в наибольшей степени также проникая во вмещающие осадочные породы. По своему минералогическому составу материал, выполняющий эти прожилки, весьма близок к материалу вышеописанных миндалин и пневмато-гидротермальных инъекций (альбит, хлорит, кварц, кальцит, сульфиды), но в целом здесь замечается преобладание кальцита, кварца и сульфидов. Это обстоятельство, вместе с геологическим

их положением (наблюдаются частые случаи пересечения описываемыми прожилками вещества инъекций), указывает на принадлежность материала к более поздней, низкотемпературной стадии того же гидротермального процесса.

Б. Эффузивная и субинтрузивная фации средне-кислой магмы

Эффузивные представители магмы кислого или среднего состава имеют в описываемом районе, повидимому, очень ограниченное распространение. Пока с достоверностью установлены выходы кислых пород альбитофирового типа по долине Терека в районе впадения р. Гудошаурской Арагвы (Ренгартен, 1940). Краткая геологическая характеристика приводилась выше. Повидимому, здесь имеются и типичные излившиеся члены и, может быть, частично, субинтрузивные (инъекции на небольшой глубине, сопровождающие эффузивные процессы).

А л ь б и т о ф и р ы ¹

Породы сильно разложены.

Присутствуют давленные вкрапленники альбита, погруженные в трахитоидную лейкократовую массу. Наблюдаются местами контактные изменения во вмещающих глинистых сланцах казбекской свиты (верхний лейас), выражающиеся в серицитизации и карбонатизации. Присутствуют местами «габброидные участки», состоящие из альбитизированного плагиоклаза и бесцветного амфибола. Возможно, что это — захваченные из глубин участки пород более древней основной спилитовой серии (?).

В. Субинтрузивная и интрузивная фации основной магмы

В эту группу мы относим группу разнообразных, в основном диабазовых и габбродиабазовых пород, входящих, с одной стороны, в комплекс подводных излияний и сопровождающих их гипабиссальных, инъекционных, частично сингенетических образований (субинтрузивная фация), и, с другой стороны, в состав самостоятельных интрузивных образований, — главным образом мощных даек и силлов (собственно интрузивная фация). Обе эти фации довольно отчетливо разграничиваются друг от друга в геологических условиях (хотя и далеко не всегда), но в петрографическом отношении представители обеих фаций настолько близки и однотипны, что выделять их затруднительно и нецелесообразно, и в нижеследующем описании все эти породы сгруппированы вместе.

Основное место в количественном отношении принадлежит авгито-хлоритовым диабазам, с которыми обычно тесно связаны (части одного и того же тела) также диабазы лейкократовой ветви (лейкодиабазы) и диабазовые пегматиты. Несколько более обособленное положение занимают представители актинолитовой группы диабазов и диабазовых порфиритов, развитые по преимуществу в северной части зоны («ассинский тип» Д. С. Белякина) и в долине Терека. Однако мы встречаем и все переходные различия этих пород к авгитовым диабазам. Особое положение занимают породы массива Чаухи, среди которых известны, наряду с диабазами, также серпентиниты и биотитовые габбро. Вероятно, они принадлежат к наиболее молодым членам комплекса.

¹ Нами эти выходы не наблюдались, приводим их описание по В. П. Ренгартену (1940).

а) Авгито-хлоритовые диабазы

При довольно однообразном минералогическом составе они обнаруживают колебания в деталях микроструктуры (нормально-офитовой, интерсертальной, пегматоидной и т. п.) и в величине зерна, которая сильно варьирует. Широко распространены мелкозернистые разности, которые можно назвать микродиабазами (величина зерна в среднем 1.5—2 мм).

Главные компоненты — плагиоклаз, пироксен, хлорит, титаномагнетит. Представление о количественно-минералогических соотношениях дает табл. 33.

Таблица 33

Количественно-минералогический состав авгито-хлоритовых диабазов хр. Чаухи (в объемн. %)

Минералы	№ 43	№ 62	№ 150	№ 88
Плагиоклаз	36.7	42.1	43.6	52.7
Пироксен	27.0	37.8	25.6	9.2
Хлорит	26.0	10.1	26.7	31.2
Титаномагнетит	10.3	10.0	4.1	4.1
Кальцит	—	—	—	2.8

Плагиоклаз в подавляющем большинстве случаев представлен альбитом. Измерения дают: № 7 (4), № 5, 10 (43), № 7, 10 (44), № 7 (47), № 0 (56), № 3 (88), № 8 (90), № 3, 5 (130), № 8 (142), № 6 (62).

В очень немногих случаях удалось наблюдать неясные реликты более высоко светопреломляющего основного плагиоклаза. Лейсты нередко раздроблены и цементированы хлоритом и кальцитом (по трещинкам).

Местами наблюдается присутствие альбита второй генерации; он развивается в форме узких пластинок по стыкам между другими зернами и отличается свежестью и прозрачностью.

Титан-авгит обладает коричневато-фиолетовой окраской различной интенсивности. Зональное строение проявляется отчетливее обычно лишь в более мелких зернах. В пойкилоофитовых разностях диабазов авгит обычно незонален. В мелкозернистых разностях диабазов фенокристаллы авгита в некоторых случаях являются резко зональными, иногда со ступенчатым ходом изменения зональности. Зональное строение выражается в изменении интенсивности окраски, углов 2V и cNg. Отличается обычно свежестью.

Хлориты принадлежат к нескольким типам, среди них можно выделить следующие:

1) Псевдоморфозы по оливину (?), — крупнопластинчатый однородный хлорит развивается в угловатых (шестиугольных, большей частью) участках, изотермических, иногда округлых. Цвет слабо зеленоватый, плеохроизм почти или совсем отсутствует; интерференционные цвета серые. По составу его следует отнести к «хлорит-серпентинам», так как оптические его свойства — переходные между этими двумя минералами.

2) Хлорит мезостазиа имеет коротковолокнистое или клочковатое строение, местами сферолитовое; цвет коричневато-зеленоватый; развивается иногда по периферии хлорита серпентиновых участков (1-го типа). $N=1.615 \pm 0.003$.

3) Пластинчатый хлорит, зеленоватый, слабо плеохроичный, с аномально-синими интерференционными цветами, образует постепенные переходы в хлорит 2-го типа: иногда образует ядра в округлых

образованиях хлорита 2-го типа. Этот тип хлорита является преобладающим в составе миндалинок. $N=1.623 \pm 0.003$.

4) В тонких прожилках наблюдается в диабазах и приконтактных породах; по своему облику близок к хлориту 3-му, но отличается более высокой интерференционной окраской.

Щелочной (?) амфибол наблюдался в виде очень мелких игольчатых кристалликов с неровными конечными гранями; обычно образует включения в хлорите. Плеохроизм: Ng — темнозелено-оливковый; Np — темнозеленый; абсорбция сильная по Ng.

Тремолит дает бесцветные пластинчатые зерна, образующие параллельные нарастания на крупных кристаллах авгита; бесцветен; cNg — до $15-16^\circ$.

Актинолит в шестоватых кристаллах, в небольшом количестве; по-видимому, развивается за счет пироксена.

Титаномагнетит образует крупные скелетные кристаллы; часто наблюдается только черная решетка на фоне беловатой массы лейкоксена. Иногда образует лапчатые контуры в контакте с пироксеном, давая с ним своеобразное закономерное прорастание.

Кварц дает редкие округлые участки в интерстициях; вероятно, не принадлежит к первичномагматическому комплексу минералов.

Апатит — в удлиненных игольчатых кристаллах.

Калиналовый полевой шпат отмечен в единичных случаях в виде нарастаний на зернах плагиоклаза. Очень мелкий размер выделений и сильная измененность делают невозможным точное их определение.

Пренит местами играет значительную роль в составе породы; образует крупные, веерообразного строения агрегаты, частью развивающиеся по полевому шпату.

Таблица 34

Химический состав авгито-хлоритовых диабазов и спилитов Терекско-Ассинского района (в вес. %)

Компоненты	1	2	3	Магматическая формула по Левинсон-Лессингу
SiO ₂	45.22	45.68	47.40	1) $3.09 \bar{R}O : R_2O_3 : 4.54 SiO_2$ $R_2O : RO = 1 : 7.3; \alpha = 1.5$
TiO ₂	1.30	1.20	—	
Al ₂ O ₃	16.31	17.36	—	2) $3.12 \bar{R}O : R_2O_3 : 4.3 SiO_2$ $R_2O : RO = 1 : 7.2; \alpha = 1.4$
Fe ₂ O ₃	1.00	1.13	—	
FeO	8.28	8.28	—	
MnO	0.18	0.20	—	
MgO	8.97	10.64	—	
CaO	6.43	6.39	—	
Na ₂ O	3.76	3.06	3.17	
K ₂ O	0.08	1.27	0.13	1) $a : c : b : s = 9.1 : 7.2 : 27.1 : 56.6$ $f' = 35.1; m' = 60.4; c' = 4.5$ $n = 98; t = 2.1; \varphi = 3.3$
H ₂ O ⁺	5.79	4.32	—	
H ₂ O ⁻	0.16	0.10	—	
P ₂ O ₅	0.20	0.25	—	2) $a : c : b : s = 9.1 : 7.5 : 28.5 : 54.9$ $f' = 32.8; m' = 65.5; c' = 1.7$ $n = 78; t = 2.0; \varphi = 3.5$
S	0.15	0.07	—	
CO ₂	2.41	0.40	—	
Сумма	100.25	100.35	—	Аналитик (№ 1, 2) — В. А. Молева.

1 — диабаз из диабазового штока в цирке р. Буделаури (восточный склон массива Чаухи), № 88; 2 — диабаз из пластовой жилы в сланцах, р. Цицловни-цхали, № 142; 3 — спилит из массива Чаухи, № 940.

Кальцит и в меньшем количестве цоизит входят в состав вторичного агрегата, замещающего первичные составные части породы.

Для целей химической характеристики авгито-хлоритовых диабазов могут служить два анализа (№ 88 и 142), приведенные в табл. 34.

Обращает на себя внимание значительное сходство обоих анализов, несмотря на более сильную разложенность (карбонатизация) породы № 88. Другая характерная особенность — резко основной характер нормативного плагиоклаза, в то время как в модальном составе представлен альбит.

Далее, порода № 142 отличается повышенным содержанием нормативного ортоклаза, при полном отсутствии его проявления среди минералов породы. Надо полагать, что часть калия входит в молекулу альбита и во вторичные продукты, а часть в состав щелочного амфибола (?). При рассмотрении пересчета породы № 88 можно сделать также вывод, что хлорит является существенно железистым по своему составу, так как в модальном составе рудных значительно меньше, чем это дает пересчет. Значительная часть СаО перешла из альбитизированного плагиоклаза (его нормативный состав андезита № 46) в пироксен и кальцит; первоначальный же состав пироксена был существенно магниальный.

Результаты пересчета этих анализов на минералогический состав приводятся в табл. 35.

Т а б л и ц а 3 5

Пересчет на минералогический состав химических анализов диабазов района Чаухи

Минералы	№ 88	№ 142
Ортоклаз	0.49%	7.51%
Альбит	31.86} 59.34%	25.95} 55.91%
Анортит	27.48} PI № 46	29.96} PI № 53
Пироксен	} 34.75	} 36.58
Хлорит		
Магнетит	5.42	

б) Д и а б а з о в ы е п о р ф и р и т ы

В эту группу входят сравнительно малочисленные порфировидные представители диабазов. Основная масса в этих породах полностью аналогична мелкозернистым авгито-хлоритовым диабазам, описанным выше. Порфировые выделения принадлежат исключительно плагиоклазу, который по сравнению с плагиоклазом основной массы сильно разложен и замещается агрегатом из мелких выделений пренита, кальцита и цоизита.

в) Л е й к о д и а б а з ы

Светлозеленые, местами пятнистые такситовые породы, в среднем несколько более крупнозернистые, чем диабазы (длина зерна до 0.5—0.6 см).

В минералогическом составе принимают участие те же компоненты, что и в диабазах, но с более значительным перевесом калийной составной части (фиг. 40) (табл. 36).

Местами лейкодиабазы богаты хлоритовым остатком, полностью вытесняющим авгит.

Количественно-минералогический состав лейкодиабазов Терекско-Ассинского района (в объеме. %)

Минералы	№ 32	№ 59	№ 154	№ 34	№ 51
Плагиоклаз	51.8	56.5	68.1	50.7	55.5
Пироксен	26.8	—	—	15.7	6.3
Хлорит	19.9	19.8	29.0	25.2	22.1
Титаномагнетит	1.5	4.0	2.9	8.4	16.1
Кальцит	—	19.7	—	—	—

Плагиоклаз в подавляющем числе случаев принадлежит к альбиту, с тем же характером вторичных изменений, что и в диабазах. Отмечаются, однако, и случаи присутствия более основных плагиоклазов.



Фиг. 40. Лейкодиабазы с неравномерно-зернистой структурой. Лейсты плагиоклаза, разнообразных размеров и формы, сцементированные хлоритом. Река Цирцловнисцхали, № 154, $\times 20$.

Хлорит, как и в диабазах, представлен в нескольких модификациях. У мезостатического плеохроичного хлорита $Nm = 1.617 \pm 0.003$.

Присутствуют также пренит, кальцит, эпидот, апатит.

Для характеристики химизма лейкодиабазов приводим анализ породы № 53 (табл. 37).

В анализе, в особенности после пересчета, выступает характерная черта, уже отмеченная для соответствующих пород Осетии: несколько повышенная кислотность (по сравнению со средним типом диабазовой магмы для формации в целом). В содержании других окислов особенно резких отклонений по сравнению с этим типом не наблюдается.

Измерения дают: № 6, 3 (9), № 0 (32), № 9 (34), № 0 (53), № 4 (59), № 10 (82), № 1, 11 (83), № 8 (137), № 10, 0 (147), № 5 (51), № 42 (152), № 52 (154).

Титан-авгит в мелких удлиненно-призматических зернах, обычно незональных. Изменен в большинстве случаев сильнее, чем в диабазах.

Щелочной амфибол образует мельчайшие кристаллы без конечных граней, большей частью включенные в хлорит; сильная абсорбция по Ng; плеохроизм: Ng—темнозеленый, Nm—зеленовато-фиолетовый, Nr—коричневатого-фиолетовый. Арфведсонит?

Актинолит в шестоватых кристаллах, развивающихся обычно вместе с хлоритом.

Тремолит образует параллельные нарастания на пироксене; дает переходы в хлориты.

**Химический состав лейкодиабазов из западных отрогов массива Чаухи
(№ 53) (в вес. %)**

Компоненты	1	2	
SiO ₂	47.34	49.70	Магматическая формула по Левинсон-Лессингу 3.22 \overline{RO} : R ₂ O ₃ : 5.2 SiO ₂ R ₂ O : RO = 1:8.5; α = 1.67
TiO ₂	0.97	1.02	
Al ₂ O ₃	14.16	14.97	
Fe ₂ O ₃	2.02	2.12	Числовая характеристика по Заварицкому a : c : b : s = 7.5 : 6.4 : 27.3 : 58.5 f' = 32.5; m' = 37.8; c' = 29.7 n = 98; t = 1.5; φ = 6.6
FeO	6.76	7.09	
MnO	0.15	0.17	
MgO	5.68	5.97	
CaO	11.30	11.83	
Na ₂ O	3.16	3.31	
K ₂ O	0.13	0.14	
H ₂ O	3.32	3.48	
H ₂ O ⁻	0.18	0.20	
P ₂ O ₅	сл.	—	
Сумма	95.17*	100.60	

* Присутствует CO₂.

1 — анализ лейкодиабазы № 53, апалитик К. П. Сокова; 2 — то же, пересчитанное на 100.

г) Диабазовые пегматиты

Крупнозернистые пегматитовидные модификации диабазов; распространённость их здесь ниже, чем в составе диабазовой формации Осетии. Они образуют здесь чаще всего шлировые участки среди нормальных среднезернистых диабазов. Крупность зерна редко превышает 1 см. Чёрные призматические кристаллы пироксена (титан-авгит) или амфибола макроскопически резко выделяются на фоне зеленоватой промежуточной массы, сложенной кислым измененным плагиоклазом и хлоритом. В мезостазисе — изредка микропегматит.

д) Актинолитовые диабазы (микродiorиты)

По внешним признакам и микроструктуре актинолитовые диабазы близко примыкают к группе авгитовых диабазов, отличаясь присутствием в своем составе переменного количества актинолита вплоть до полного вытеснения им пироксена. В наиболее интенсивно измененных разностях лейсты плагиоклаза с идиоморфными контурами включены в плотную тонкозернистую массу, состоящую из тонкостебельчатого листоватого актинолита. Последний минерал образует местами целые шарообразные скопления, в которых наиболее крупные зерна актинолита расположены в центральной части, а к периферии идут все более уменьшающиеся волокна.

Плагиоклаз представлен обычно альбитом, сильно замутненным вторичными выделениями. В отдельных участках зерен иногда наблюдается более основной плагиоклаз (реликты?). Кроме того, присутствует вторичный прозрачный альбит, заключенный в интерстициях между лейстами плагиоклаза.

О химизме диабазов этой группы дает некоторое представление один из анализов, приведенных в работе В. С. Булыго (1930) о Девдоракском медном месторождении.¹ Проанализированная порода богата вторичным кальцитом, вследствие чего занижены цифры содержания кремнекислоты и других окислов (табл. 38).

Таблица 38

**Химический состав жильного актинолитового диабаза
из бассейна Терека**

Компоненты	1		
SiO ₂	42.53	Магматическая формула по Левинсон-Лессингу	
TiO ₂	1.06		
Al ₂ O ₃	16.80	2.12 \overline{RO} : R ₂ O ₃ : 3.37 SiO ₂	
Fe ₂ O ₃	7.20	R ₂ O : RO = 1 : 11.03; $\alpha = 1.32$	
FeO	1.82	Числовая характеристика по Заварицкому	
MnO	0.07		
MgO	7.69		
CaO	10.69		
Na ₂ O	1.57		a : c : b : s = 5.7 : 9.8 : 28.7 : 55.8
K ₂ O	0.96		f' = 31.4; m' = 51.6; c' = 17.0
H ₂ O ⁺	3.85		n = 70; t = 1.9; $\varphi = 24.3$
H ₂ O ⁻	0.04		
CO ₂	5.70		
Сумма	99.98		

По сравнению со средним типом диабазовой магмы района можно отметить несколько повышенную основность, относительно высокое содержание окисного железа, повышенное содержание окиси кальция и пониженное щелочей, в особенности натрия.

е) А к т и н о л и т о в ы е д и а б а з о в ы е п о р ф и р и т ы

Они связаны рядом переходных разностей с породами описанной выше группы. Наибольшим развитием пользуются в бассейнах рр. Ассы, Ахиели, Калотани («ассинский» тип диабазов Д. С. Белянкина).

По внешнему виду они обычно несколько отличаются от других диабазовых порфиритов района. Характерно обилие сравнительно крупных (0.5—0.8 см длины), тесно прилегающих друг к другу белых полевошпатовых вкрапленников, резко выделяющихся на фоне промежуточной темной мелкокристаллической массы.

Порфиновые выделения принадлежат сильно разложившемуся плагиоклазу, обычно имеющему зональное строение, с составом центральной части зерна до лабрадора; так, в породе № 117 ядро имеет состав лабрадора № 43 (PNg=77°, PNm=26°, PNp=67°, 2V=+72°). Средний состав вкрапленников — олигоклаз-андезин. На более основной, чем для плагиоклаза группы авгитовых диабазов, состав вкрапленников в этих породах указывают также Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Д. С. Белянкин в упоминавшихся выше работах.

Из вторичных продуктов здесь развивается обычно пренит и бурое глинистое вещество.

¹ Второй из анализов, имеющих в статье В. С. Булыго, мы здесь не приводим, поскольку он относится к сильно измененной породе с большим количеством вторичных глинистых продуктов.

В основной массе присутствуют лейсты совершенно измененного плагиоклаза, погруженные в хлорито-актинолитовый мезостазис. Местами развит волокнисто-шестоватый бесцветный тремолит. В большом количестве развит также агрегат вторичных образований — хлорита, эпидота, цовзита, кальцита.

ж) Серпентиниты из массива Чаухи

Они были обнаружены нами в крупных глыбах по долине р. Орхвери (к СЗ от сел. Борисахо) вблизи сел. Саберце, в выносах речки, стекающей к югу с массива Чаухи. Плотная темнозеленая порода. Под микроскопом представляет агрегат из чешуйчато-пластинчатых зерен антигорита, средним размером 0.02—0.04 мм, с незначительной примесью бесцветного хлорита и спорадической — кальцита, хромита, пирита. Встречаются редкие зерна оранжевого идингсита, в которых местами можно наблюдать и неразложившиеся зерна оливина (последний минерал представляет, как известно, значительную редкость для северо-кавказских змеевиков).

з) Биотитовое габбро

По описанию Л. А. Варданянца (1940₅), в области западных отрогов массива Чаухи присутствуют в глинистых сланцах (аалена по Крестникову, 1944) дайки габброидных пород, до 17 м мощности. Породы сложены альбитизированным плагиоклазом, частью замещенным серицитом и кальцитом, в промежутках между зернами которого расположены выделения биотита и хлорита. Присутствуют также апатит, лейкоксен, ильменит, сферолиты натролита (?) и анкерита; в более глубоких частях даек появляется буроватый пироксен с каемкой из мелких зерен актинолита и тремолита, а также хлорит и серпентин. В зальбандах порода принимает порфириновидное строение. Как видно из описания, порода в целом приближается к тому же диабазовому комплексу, что вышеописанные представители интрузивной группы, и ее вряд ли следует сопоставлять с габброидами абиссального типа. Повидимому, геологическая обстановка формирования биотитовых габбро и серпентинитов Чаухи мало отличалась от таковой для основной массы диабазовых пород района.

и) Контактные изменения во вмещающих породах

Зона контактных изменений обычно очень узка, зачастую и вовсе неуловима, что стоит отчасти в связи с тем, что контактные зоны сланцев вследствие сильной разрушенности вообще трудно доступны для наблюдения. Наблюдаемые в них изменения в общем те же, что и в соответствующих породах Осетии.

Детальное описание химических изменений в контактных зонах сланцев с диабазами Чаухи можно найти в вышеназванной работе Д. С. Белянкина (1914), где им также отмечается слабое проявление контактных процессов, приводящее только в небольшом числе случаев к образованию пород типа силизитов и адинолов.

4. Общий ход вулканических процессов в юрский период

Недостаточная геологическая изученность не позволяет пока с полной определенностью говорить о точном возрастном положении всех членов вулканогенной формации. Общий ход вулканических процессов в течение юры на территории описываемого района представляется в следующем виде.

С наиболее ранними проявлениями вулканической деятельности связано формирование серии подводных излияний основной магмы — спилитов и пород порфирито-мандельштейновой группы. Для центральной и северной частей района их возрастное положение определяется возрастом вмещающей их «циклаурской» свиты как средний лейас (по В. П. Ренгартену, 1932). Для района массива Чаухи возрастное положение этих членов формации менее ясно. Пространственное положение этого участка может говорить о принадлежности его к зоне развития более молодой свиты (к верхнему лейасу — казбекской и гудошаурской свитам). Мнение В. П. Ренгартена (1932) о том, что массив Чаухи представляет «остров» циклаурской свиты, надвинутый с севера, оспаривается В. Н. Крестниковым (1944). Нужно сказать, что все же породы эффузивного комплекса Чаухи, так же как и вмещающие их осадочные сланцы и аргиллиты, обнаруживают полнейшее сходство с аналогичными породами хр. Чингис-кльде и отнесение их к циклаурской свите представляется вполне вероятным.

В составе эффузивного комплекса намечаются вместе с тем по меньшей мере две фазы излияний, различающихся по степени метаморфизма соответствующих продуктов. Первая дала лавы преимущественно спилитового типа, принадлежавшие к подводным излияниям и отличающиеся почти полным отсутствием туфогенных пород. Вторая фаза представлена разнообразным комплексом порфирито-мандельштейновых пород, для которого характерно отсутствие пирокластических образований, широкое развитие такситовых псевдобрекчий, шаровых текстур. Это также излияния подводного типа, происшедшие, вероятно, в условиях прибрежной зоны, где, может быть, могли формироваться «такситовые» породы.

С этими фазами и, вероятно, в большей степени с последней, судя по тесной ассоциации пород обеих групп, связано образование многочисленных «субинтрузивных» тел, преимущественно в форме силловых и, реже, дайковых тел, сопровождавших излияние магмы на поверхность. Здесь основная магма представлена более разнообразным комплексом пород — диабазами, лейкодиабазами, диабаз-пегматитами и т. п.

С временем верхнего лейаса следует, повидимому, связывать процессы излияния альбитофиров района Терека и Гудошаурской Арагвы, сопровождавшиеся также образованием силловых и линзовидных тел. Значительная степень метаморфизма и общей тектонической нарушенности этих тел также говорят в пользу отнесения их к лейасу и параллелизации с соответствующими альбитофировыми формациями Осетии.

Следующий возрастной комплекс объединяет интрузивные члены формации, представленные многочисленными, главным образом дайковыми и силловыми образованиями: диабазы, диорит-диабазы (актинолитовые диабазы), лейкодиабазы, габброиды. Все эти тела включены как в породы нижне- и среднеюрских осадочных свит, так и в породы древнего кристаллического фундамента (граниты Дарьяльского ущелья). Пространственное распределение этих даек обусловлено общим планом тектоники района. Анализ распределения и расположения вмещающих их трещин приводит исследователей к выводу (Ренгартен, 1940 и др.), что формирование и выполнение их было связано с периодом формирования основной антиклинальной структуры района, имевшим место, вероятнее всего, в предверхнеюрское время. С этим же временем, повидимому, связано и внедрение габбро-диабазов массива Чаухи, прорывающих отложения аалена и по составу аналогичных соответствующим диабазовым породам предкелловейских интрузий. Менее ясно положение перидотитов этого массива (коренных выходов не наблюдалось), но тесная пространственная ассоциация с диабазами и сходство с соответствующим комплексом Осетии (Клиатиком) говорят как будто в пользу отнесения их к той же группе предкелловейских интрузий.

Глава VII

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ВОЗРАСТ, МОРФОЛОГИЯ

Детальное изучение геологического положения различных членов юрского палеовулканического комплекса Центрального Кавказа, результаты которого были подробно приведены выше по отдельным районам, приводит нас к следующим заключениям в отношении последовательности их образования и пространственных и возрастных соотношений.

С первой наиболее ранней стадией вулканического цикла было связано образование серии спилитовых покровов, принадлежавших, вероятно, к типу подводных эффузий и находившихся в тесной связи с инъекцией той же основной магмы в гипабиссальных условиях. Детальные исследования позволяют наметить здесь существование ряда последовательных фаз внедрения, следовавших одна за другой без значительных перерывов во времени, вероятно, в форме какого-то общего длительного процесса, протекавшего параллельно с отложением геосинклинальной серии осадков в период среднего лейаса.

Следующая несколько более поздняя фаза вулканической деятельности проявилась с наибольшей интенсивностью в конце среднего и в начале верхнего (?) лейаса, преимущественно в форме мощных субазральных извержений магмы, средне-кислой по своему химическому составу. Локально центры этих излияний были приурочены к периферическим, шельфовым участкам геосинклинальной зоны, соответствовавшим областям частичного поднятия в период верхнелейасовой трансгрессии (эффузии кератофиров и альбитофиров).

Вулканическая деятельность, вероятно, протекавшая здесь также в течение продолжительного отрезка времени (полигенные эффузии), сменилась затем длительным периодом затишья (верхний лейас, догер). Последовавший вслед за этим период мощной складчатости (предкелловейская фаза тектогенеза) вызвал новое оживление вулканической деятельности, проявившейся на этот раз преимущественно в форме мелких синорогенных интрузий (дайки и силлы основной, по преимуществу, магмы), чрезвычайно близких по своему составу к соответствующим породам начальных стадий вулканического цикла — спилитам и диабазам.

Такова общая последовательность формирования отдельных членов юрской вулканической формации. Можно вывести заключение, что существенным, определяющим моментом в истории развития этой формации, а также важнейшим классификационным признаком, помогающим в расчленении слагающих ее горных пород, является принцип фаціальности. Под фаціальностью здесь понимается способность магмы в различных геологических условиях создавать различные по своему петрографическому характеру образования. Понятие о фациях, впервые введенное в петрографию Бреггером, было в дальнейшем развито Ф. Ю. Левинсон-Лесингом и затем для эффузивных пород палеовулканических формаций более детально разработано М. А. Усовым (1924, 1935). Воспользовавшись этими представлениями, мы в составе палеовулканической формации Центрального Кавказа можем наметить присутствие следующих главнейших магматических фаций, основываясь при этом как на их геологическом положении, так и на особенностях петрографического состава:

- а) подводно-эффузивная фация основной магмы (спилитовая фация);
- б) субинтрузивная фация основной магмы;

- в) гипабиссальная фация основной магмы;
- г) субаэральная фация средне-кислой магмы;
- д) гипабиссальная фация средне-кислой магмы.

Анализ геологического положения пород, принадлежащих к определенной фации, дает возможность подойти к вопросу об условиях их формирования, к выяснению истории и характера вулканической деятельности на известном отрезке времени. Существенную помощь при выяснении этих вопросов представляет сопоставление с аналогичными формациями других мировых районов, а также (в особенности при изучении условий формирования пород субаэральной эффузивной фации) с соответствующими продуктами современных вулканических процессов. Попытаемся с этих точек зрения рассмотреть вероятные условия формирования пород, относящихся к различным фациям юрского вулканизма в Центральном Кавказе.

1. Спилитовая фация (подводно-эффузивная фация основной магмы)

Породы, принадлежащие к серии спилитов, прослеживаются в виде прерывистой полосы почти вдоль всего Центрального Кавказа, достигая наибольшего развития в области бассейнов Ардона, Терека и Ассы (Адайхохский и Теплинский массивы, хребты Чаухи и Чингис-кльде). Они образуют многочисленные, обычно тонкие (1—5 м), прослои в толще аспидных сланцев и аргиллитов среднего лейаса. Характерными особенностями являются обычно незначительная мощность отдельных покровов при значительной местами их протяженности по простиранию, уплотненность и разрушенность пород, испытавших обычно зеленокаменное перерождение, и тесная ассоциация с зернистыми диабазами. Последние частично принадлежат к той же фации, частично относятся уже к типу субинтрузивных образований, на что указывает их инъекционный характер, по отношению к плотным порфиритам (спилитам) и к вмещающим их аргиллитам. Все эти породы тесно связаны между собой постепенными переходами. Характерным в большинстве случаев признаком является присутствие типичных «подушечных» или шаровых форм отдельности по типу известных pillow-lavas.

Частое чередование тонких лавовых покровов с уплотненными сланцами (аргиллитами) при отсутствии определенных признаков размывания (и отложения кластического материала) в кровле отдельных потоков говорит, повидимому, о том, что и в период своего образования лавовые покровы отличались небольшой мощностью. Это согласуется с представлением об их первичной природе как тонких лавовых потоков жидкостной основной магмы, быстро растекавшихся по морскому дну.

Характерной особенностью пород описываемой фации является далее преимущественно лавовый, массивный облик продуктов излияний. Мы находим в составе спилитовой формации очень малое количество пород типично пирокластического облика. Чрезвычайно ограниченными, единичными являются плотные тонкообломочные прослои туфовой или скорее туфопесчанистой природы, обнаруженные в нескольких местах в области южных отрогов Теплинского и Адайхохского массивов. В данном случае мы имеем дело с частично перетолженными и перенесенными туфовыми образованиями, первоисточник которых был расположен в другом (вероятно, находившемся южнее) участке Кавказской геосинклинали. Свообразные «такситовые брекчии», описываемые подробнее ниже, особенно широко развитые к востоку от Терека, принадлежат, повидимому, также не к типично пирокластическим, а к подводным же образованиям, возникшим в условиях подводного перерождения спилитовых лав.

Как уже неоднократно указывалось при описании отдельных районов, наиболее вероятным способом образования всей совокупности пород, образующих спилитовую формацию Центрального Кавказа — спилитов, мандельштейнов, порфиритов, диабазов, — представляются подводные излияния в соединении с процессами внедрения основной магмы в неуплотненные придонные осадки (субинтрузивная фация).

Основными доводами, свидетельствующими в пользу подводного способа образования спилитовых эффузий Кавказа (так же как и в других аналогичных формациях), являются:

а) постоянная и тесная ассоциация с морским типом осадков; отдельные прослойки изверженного материала залегают в данном случае в литологически чрезвычайно однообразной толще сланцево-песчанистого по преимуществу состава;

б) типично выраженный, в большинстве случаев, характер отдельности по типу «шаровых лав»;

в) почти полное отсутствие в составе пород описываемой группы типично пирокластических наземных образований — туфов, туфобрекчий и т. п.

Первый из этих признаков — ассоциация с определенным типом осадков — уже давно наводил исследователей на мысль о подводном способе образования спилитов, диабазов и родственных им пород. Определение диабазов как подводных излияний мы находим у Ф. Ю. Левинсон-Лессинга в его «Петрографии». Розенбуш в своей «Описательной петрографии» отмечает постоянную связь диабазов с шальштейнами, кремнистыми и глинистыми сланцами как типичный признак их подводного происхождения.

Для диабазов и порфиритов олонеккой диабазовой формации, а также для пород аналогичной формации Мугуджар, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1888) принимает в основном подводный способ образования. Наряду с подводным генезисом для пород олонеккой формации он допускает, повидимому, частично и субаэральный (для объяснения происхождения некоторых туфов и брекчий). Он предполагает, что извержения происходили в условиях смешанного режима (архипелаг островов в море).

Судя по литературным данным, в настоящее время современные исследователи почти единодушно признают подводный генезис излившихся диабазов.

Более спорным является вопрос об условиях образования шаровой или подушечной структуры (pillow-lava), столь типичной для пород описываемой группы и проявляющейся чрезвычайно сходным образом во всех районах земного шара и в геологических формациях различных эпох.

Между тем, выяснение способа образования шаровых структур может помочь разрешению вопроса генезиса соответствующих лавовых излияний: субаэрального (поверхностного), прибрежного или подводного.

Приведем здесь краткую сводку существующих в литературе по этому вопросу основных точек зрения с тем, чтобы в дальнейшем, сопоставив их с имеющимся фактическим материалом по Кавказу, найти наиболее правильное толкование образования подушечной структуры.

Древние вулканические породы, обычно зеленокаменного облика, обладающие шаровой или подушечной отдельностью, были известны и описывались в литературе уже давно. В то время одни исследователи (Ротплетц) склонны были приписывать шаровой отдельности тектоническое происхождение, как возникающей в результате перекаtywания блоков лавы под влиянием орогенических усилий. Другие, как, например, Вин-

чел, рассматривали шаровые лавы Верхнего озера в США, как скопления бомб и пирокластов, образовавшихся в море.

В дальнейшем стала господствовать точка зрения, объясняющая образование шаровых структур в результате течения лавы, происходящего либо под водой, либо на суше. Дэли предполагал, что под влиянием соприкосновения горячей лавы с холодной морской водой на дне моря образуются и катятся отдельные сфероиды или «подушки». Ред и Дьюи (Reid a. Dewey, 1908), объясняя генезис шаровых лав Корнуолла и присутствие в древних отложениях изолированных лавовых «подушек», погруженных в сланец, допускают даже, что отдельные сфероиды могли плавать.

В позднейших работах исследователи пытались выяснить условия образования шаровых структур путем проведения аналогий с лавами современных вулканов. Здесь, однако, аналогия может быть проведена, очевидно, лишь с лавами, образующимися в субаэральных или прибрежных условиях, так как мы не имеем возможности наблюдать ход этих процессов в условиях морского дна. Там вулканические извержения должны носить, повидимому, совершенно особый характер. По расчетам Ритмана, например, на глубинах свыше 2000 м давление столба морской воды превосходит критическое давление паров воды; выделения газов и рыхлых продуктов над поверхностью моря не происходит. Лавовые излияния в этих условиях носят, вероятно, характер совершенно спокойный, приближаясь скорее к типу пластовых инъекций.

Льюис (1914) сближает шаровые лавы с современными лавами типа «пахоехое». Как известно, у лав современных тихоокеанских вулканов различаются два типа отдельности лавовых потоков. Первый тип — глыбовые лавы типа «аа», представляющие нагромождение глыб неправильной формы и самых разнообразных размеров. Другой тип — лавы «пахоехое» или «веревочные», процесс образования которых сводится, по Льюису, к быстрым повторным толчкам-импульсам лавы, очень жидкой и очень быстро текущей, но задерживаемой в своем движении, в результате чего успевает образоваться тонкая пленка или «мембрана».

Отмечая разницу между составом современных лав типа «пахоехое» (преимущественно кислых и вязких) и типичных шаровых лав спилитового типа, Льюис все же сближает эти лавы между собой по способу образования отдельности, выдвигая для объяснения образования шаровых структур теорию «почкообразования» (budding), которая в основном сводится к следующему: во фронтальной части лавового потока, почти застывающего, под влиянием внутреннего напора лавы лопается тонкая корка, и через образующиеся многочисленные отверстия вытекают новые миниатюрные потоки лавы, образующие «почкообразные» или сфероидальные тела. В дальнейшем этот процесс многократно повторяется. Шары или «подушки» пластичны, они прижимаются под действием тяжести друг к другу, не подвергаясь при этом перекачиванию. На более крутых склонах они вытягиваются, становятся «валикообразными». Отдельные порции лавы могли пробиваться и в межшаровые пространства и кристаллизоваться здесь с образованием более крупных кристаллов.

Процесс «почкообразования» возможен как в подводных, так и в прибрежных условиях, и в обоих случаях, по мнению Льюиса, должны были образовываться одинаковые структуры, что подтверждается его наблюдениями на Гавайских островах.

Однако, несмотря на то, что гипотеза Льюиса довольно хорошо согласуется с действительностью, все же, чтобы объяснить возникновение обособленных, отдельных «шаров», повидимому, следует допустить и движение лавы.

Большое разногласие в литературе имеется по вопросу о физическом состоянии лавы. Американские авторы, как Льюис, представляют спилитовую лаву жидкой, английские (Wells, 1923), наоборот, — вязкой. Уэльс отмечает, что шаровые структуры свойственны не только лавам основного состава, а наблюдаются и у более кислых.

В последнее время был выдвинут взгляд о субаэральном образовании шаровых лав (Stark, 1938). На острове Борабора (Тихий океан) молодые базальтовые лавы, сильно пузыристые, образуют округлые формы отдельности, несколько напоминающие шаровые структуры. Однако интенсивная насыщенность газами вплоть до образования крупных пустот внутри лавовых сфероидов и другие особенности не позволяют сближать лавы Борабора с типичными шаровыми лавами, и наиболее приемлемым остается для них подводный генезис.

Разбирая изложенные выше точки зрения, мы приходим к выводу, что образование шаровых структур обусловлено взаимодействием следующих важнейших факторов — температуры, вязкости и быстроты движения лавового потока. Возвращаясь теперь к породам спилитовой серии Центрального Кавказа, можно отметить для них следующее.

Шаровые или подушечные формы отдельности наблюдаются среди них очень часто. Преимущественное распространение они имеют у пород мандельштейнового или порфиритового облика; характерны, но не обязательны они для диабазов, не типичны для субинтрузивных и дайковых фаций последних; встречаются во многих случаях и у более кислых пород (альбитофиры Садоно-Дигорской зоны) и, следовательно, не обязательно связаны с лавами основного состава. Размеры сфероидов колеблются обычно в пределах 0.3—1 м (диаметр); в альбитофирах они всегда мельче (обычно 0.15—0.2 м). Форма отдельных сфероидов шарообразная, обычно сплюснутая, замечается иногда врезание одного сфероида в другой. Типичным для лав основного состава является концентрическое строение сфероидов (Тепли, Чаухи); внешняя корка их при этом богаче пузырьками, и иногда носит шлаковый характер. Межшаровые пространства в большинстве случаев бывают сложены грубозернистой смесью, состоящей из кальцита, эпидота и хлорита, обычно с преобладанием последнего минерала. По своему валовому химическому составу этот тип выполнения межшаровых пространств приближается к составу лав самих сфероидов. Возникновение этого вещества за счет кристаллизации отдельных порций магмы, «выпрыснутой» в межшаровое пространство, может быть довольно правдоподобно объяснено в духе представлений Льюиса (последующее взламывание застывающей корки лавы на поверхности отдельных сфероидов). Другой тип материала, выполняющего межшаровые пространства, представляет собой черное уплотненное вещество, имеющее характер глинистого сланца или аргиллита. Наиболее вероятный способ его образования — это обволакивание илисто-песчаным веществом отдельных сфероидов лавы, образовавшихся на морском дне при извержении. Здесь, несомненно, в какой-то мере играло роль движение, перекатывание отдельных сфероидов, хотя, вероятно, и не в таких масштабах, как это предполагают Ред и Дьюи (Reid a. Dewey, 1908) для шаровых лав Корнуолла, так как здесь мы не встречали отдельных полностью изслерированных блоков лавы, заключенных в глинистом сланце.

Таким образом, изучение характера шаровой или подушечной отдельности у юрских лав Центрального Кавказа позволяет сделать следующие заключения.

1) Шаровая отдельность свойственна не только лавам основного состава, а проявляется и у более кислых пород; в последних диаметр

отдельных «шаров» в среднем значительно меньше, чем в основных лавах.

2) Шаровая отдельность образуется в большинстве случаев в подводных условиях, но может возникать в некоторых случаях и в субаэральных (пример поверхностных эффузий альбитофиров Садоно-Дигорской зоны).

3) Наиболее вероятный способ образования шаровой отдельности — это образование лавовых сфероидов, совершающееся при последовательных повторных пульсациях лавы во фронтальной части движущегося лавового потока.

4) Наряду с важнейшими факторами, определяющими образование шаровых структур, — составом и температурой лавы и степенью ее вязкости — существенное значение имеет и быстрота движения лавового потока, определяемая рельефом морского дна, с одной стороны, и насыщенность лавы газами, облегчающими передвижение и «отщепление» отдельных лавовых сфероидов, — с другой.

Геологические условия формирования спилитовых излияний

Трудно высказаться определенно о расположении первичных центров излияний в Центральном Кавказе. С одной стороны, сгущение количества спилитовых прослоев в районах Осетии и Чингис-Чаухинского массива свидетельствует о существовании мощных вулканических очагов в этих двух районах. С другой стороны, однообразный петрографический состав спилитовых эффузий, бедность пирокластическим материалом, однообразная (и малая) мощность при большой протяженности отдельных покровов могут служить указанием на трещинный тип излияний. Повидимому, наиболее близким к действительности является представление о существовании серии параллельных трещин, расколов в земной коре, через которые шли повторные излияния небольших порций магмы, причем интенсивность этих излияний (количество изливавшегося материала) обуславливалась в конечном счете близостью их расположения к главным магматическим очагам.

Нужно подчеркнуть некоторое своеобразие типа трещинных излияний, устанавливаемое здесь для юрских спилитовых эффузий Кавказа, главным характерным признаком которых является сравнительно небольшое количество извергаемого вулканического материала и преимущественно лавовый, массивный его состав.

Вулканическая деятельность, связанная с такого рода геосинклинальными трещинными эффузиями, вероятно, пользовалась весьма значительным распространением, в особенности при образовании древних вулканических формаций спилитового типа. В пользу этого предположения свидетельствует значительное сходство описываемых образований Кавказа с аналогичными формациями других районов — Урала, Казахстана и многих зарубежных районов. К такому допущению о существовании огромных по масштабу трещинных излияний приходит, например, Н. Г. Сергиев (1939) при изучении условий образования палеозойских вулканических формаций Центрального Казахстана и В. А. Вахрамеев (1945) для верхнепалеозойского вулканизма Южного Казахстана (Прибалхашье).

Рассматриваемый вопрос о центральном или трещинном типе распределения вулканических очагов описываемой формации подводит нас к более широкой проблеме о геолого-тектонических условиях формирования спилитовых палеовулканических формаций вообще. Здесь представляет интерес сопоставление юрских спилитовых эффузий Кавказа с некоторыми другими, близкими по своему строению районами.

Прежде чем перейти к такого рода сопоставлению, необходимо кратко остановиться на том понимании термина «спилиты» или «спилитовая формация», в котором мы прилагаем их к описываемым палеовулканическим образованиям Кавказа.

Не останавливаясь на историческом обзоре развития представлений о спилитах, отметим те воззрения на природу этих образований, которые существуют в настоящее время.

В современной геологической литературе термин «спилиты» в большинстве случаев применяется как обозначение определенной совокупности древних вулканических образований, формировавшихся преимущественно в подводных условиях и обладающих определенным комплексом минералов, определенными, в ряде случаев, особенностями химизма, зачастую характерной шаровой или подушечной отдельностью и некоторыми другими признаками. В этом смысле мы считаем целесообразным применение обозначения «спилитовая формация» к комплексу основных лав и диабазов юрского вулканического цикла на Центральном Кавказе.

Одной из характерных особенностей спилитов Кавказа является их постоянная ассоциация с определенным типом осадков, именно с уплотненными глинистыми сланцами и аргиллитами, в меньшей степени с кварцитами и уплотненными песчаниками среднего лейаса. Осадки эти в целом образуют литологически чрезвычайно однообразную серию, отложение которой происходило в условиях типичного геосинклинального режима.

Интересно отметить, что сходные ассоциации описываются во многих случаях, в том числе и в зарубежной литературе. Так, для Англии Дьюи и Флетт указывали на постоянную ассоциацию спилитов с песчанистыми сланцами, и, частью, с известняками палеозоя. В других случаях отмечаются ассоциации с другими типами осадков, среди которых большей частью преобладают отложения глубоководных фаций. В Новом Южном Уэльсе (Австралия) такими породами, по Бенсону, являются радиоляриты. Кварциты и аргиллиты ассоциируют со спилитами в палеовулканических формациях Новой Земли и Мугоджар (Мутафи, 1937, Чумаков, 1940). В других случаях, однако, наблюдается ассоциация спилитов с мелководными отложениями, указывающая на вероятность образования лав на небольшой глубине. Так, в том же Новом Южном Уэльсе Бенсон обнаружил на одном участке среди спилитовых лав коралловый известняк, что дало ему основания высказать предположение, что лава текла через «живой» коралловый риф и, следовательно, изливалась в мелководных условиях.

Из этого краткого обзора можно вывести заключение, что спилитовая магма могла давать подводные эффузии на различных глубинах и что характерными здесь являлись не столько глубины, на которых происходили лавовые излияния, сколько условия длительного опускания при непрерывно продолжающихся процессах седиментации.

Комплекс осадков, вмещающих юрские спилиты Центрального Кавказа, может быть отнесен к отложениям умеренных глубин (песчаники, аргиллиты, кварциты). Точнее говорить о глубинах их образования трудно, поскольку условия формирования юрских геосинклинальных осадков Кавказа еще в достаточной мере не изучены.

Другой характерной особенностью спилитовой серии Центрального Кавказа является тесная ассоциация в ее составе целого комплекса пород, начиная от типично эффузивных спилитов, порфиритов, мандельштейнов, витрофиров, их туфов и брекчий (в небольшом количестве) и кончая полнокристаллическими диабазами. Эта особенность состава типична для большинства спилитовых формаций мира.

Так, ряд примеров дает типичная геосинклинальная область Урала с ее широким развитием вулканических процессов в палеозое.

В Учалинском районе Южного Урала известна мощная спилитовая формация, содержащая диабазы, диабазовые порфириды, альбитофиры и вулканические брекчии, общей мощностью до 2000 м (В. А. Заварицкий, 1945).

Хорошо известна, по работам Ф. Ю. Левинсон-Лессинга с Еремичной (1895) и А. А. Чумакова (1939), спилитовая формация Мугоджар, в состав которой входят порфириды, диабазы, их туфы, спилиты и габброиды (частично относящиеся уже к интрузивной фации).

Близки к упомянутым по своему составу протерозойская олонечная диабазовая формация Карелии, хорошо известная по классическому описанию Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1888), протерозойская спилитовая свита «Имандра-Варзуга» на Коляском полуострове (Соустов, 1940), формация Кируна в северной Скандинавии (Sundius, 1930) и герцинская спилито-диабазовая формация Новой Земли, представляющая ассоциацию диабазов, порфиритов, спилитов, мандельштейнов, пикритов, прорезаемых более молодыми дайками диабазов (Мутафи, 1937; Куплетский, 1932; Backlund, 1930). Можно назвать также спилитовые формации Северного Урала (Сирин, 1946), Нью-Фаундленда, Австралии и многих других районов.

Попытаемся теперь сопоставить некоторые взгляды, развиваемые отдельными авторами, на образование спилитовых формаций и провести аналогию с геологическими условиями формирования спилитовой формации Центрального Кавказа.

На основании изучения спилитовых формаций Англии и других стран Дьюи и Флетт (Dewey and Flett, 1911) пришли к предположению, что внедрение спилитовой магмы происходило в длинную и узкую зону опускания, в спокойной обстановке, при сравнительно слабых движениях поднятия, не сопровождавшихся при этом складкообразованием. В дальнейшем эти идеи получили более широкое развитие, была установлена связь эффузивной деятельности в широком смысле с зонами длительных опусканий.

Для Центрального Казахстана Н. Г. Сергиев (1939) приходит к выводу, что периодически обновляющаяся вулканическую деятельность в нижнем палеозое следует связывать с прогибанием в геосинклинальных зонах сопровождавшимся выборочным плавлением и последующим выжиманием магмы, одновременно со складчатостью (в более поздние фазы развития геосинклинали).

К тем же выводам пришел Н. Г. Кассин (1934) и позднее В. С. Коптев-Дворников (1940) в отношении всего Казахстана в целом.

Аналогичные закономерности отмечались и для некоторых других районов, в частности для эффузивных свит палеозоя Урала.

Обращаясь к Центральному Кавказу, следует отметить, что, как уже указывалось выше, формирование порфиритовых и диабазовых эффузий, образующих в совокупности спилитовую формацию, продолжалось здесь в течение длительного промежутка времени; начавшись, вероятно, еще в нижнем лейасе, оно продолжалось в течение всего среднего лейаса и частично имело место (с образованием пород несколько иного фациального облика) и в течение верхнего лейаса и догерра. Наиболее интенсивная вулканическая деятельность (подводные эффузии основной магмы) здесь, таким образом, связана действительно с отчетливо выраженным периодом длительного опускания, с начальным периодом формирования геосинклинального прогиба, соответствующего современному Большому Кавказу.

Таким образом, и в юрском вулканическом цикле Кавказа можно констатировать связь эффузивной деятельности с начальными фазами процесса опускания геосинклиналей.

Не входя в более подробное рассмотрение локализации вулканических очагов в пределах юрской геосинклинальной впадины Большого Кавказа (что будет сделано ниже, в главе «Палеогеография юрского вулканизма»), отметим здесь одно существенное обстоятельство, а именно, приуроченность излияний основной магмы, давшей породы спилитового ряда, к центральной, наиболее глубокой, осевой части нижнеюрской геосинклинальной впадины. Зона излияний (фиг. 47) здесь совпадает с зоной наибольшего осевого прогиба этой впадины. Это обстоятельство, в совокупности с приведенными выше взглядами о приуроченности излияний спилитов к зонам длительных и устойчивых опусканий, подводит исследователя вплотную к другой тектоно-петрологической концепции, имеющей, на наш взгляд, более широкое значение, чем «спилитовая проблема», так как она охватывает и вопросы генезиса спилитов,— к проблеме офиолитов.

Впервые выдвинутые Штейнманом представления об офиолитовых поясах и формациях, выработанные им на примере Альп и Южно-Американских Анд, получили в дальнейшем интересное развитие в работах Хесса (1939), который подчеркнул связь офиолитовых интрузий с зонами наибольших прогибов земной коры. Для объяснения образования основных пород в области островных дуг Ост-Индии Хесс выдвинул следующее объяснение. Земная кора здесь, по его представлениям, «втягивается», прогибаясь до глубины 60 км, до перидотитового слоя. Промежуточный базальтовый слой земной коры при этом деформируется, «оттягиваясь» в стороны, и позволяет дну прогиба приходиться в соприкосновение с перидотитовой сферой. Интрузия перидотитовой магмы сопровождается лишь первые фазы орогении, но не последующие, так как дно прогиба, вероятно, закупоривается. Все другие основные породы, в том числе и спилиты, являются продуктом кристаллизационной дифференциации мафической (перидотитовой) магмы.

Наиболее интересным и важным для понимания юрского вулканизма Кавказа является тот вывод из концепции об офиолитах, который говорит о связи массовых излияний основной магмы с наиболее глубокими участками прогиба геосинклинальных впадин.

2. Субинтрузивная фация основной магмы

Породы, относимые нами к этой фации, как по условиям своего нахождения и залегания, так и по времени образования теснейшим образом связаны с охарактеризованными выше породами спилитовой серии. В петрографическом отношении породы субинтрузивной фации представлены главным образом диабазами, лейкодиабазами, витрофирами, в меньшей степени порфиритами и мандельштейнами. Геологическое положение пород этой фации и условия их образования определяются соотношениями с вмещающими их спилитами и осадочными свитами среднего лейаса. Они образуют преимущественно согласные тела, пластовые инъекции, обычно незначительной мощности, в редких случаях — тонкие апофизы и прожилки, опять-таки заключенные в пределах одного и того же осадочного или эффузивного горизонта. К образованиям субинтрузивной фации можно отнести в некоторых случаях и центральные части более мощных диабазовых покровов, застывших уже в условиях значительного давления.

Критерии для выделения геологических тел, принадлежащих к субинтрузивной фации, от сингенетически-эффузивных подводных излияний, в основном следующие:

1) отсутствие промежуточных или подстилающих туфовых и вообще пирокластических горизонтов; вместе с тем могут присутствовать кремнистые прослойки (довольно частое явление);

2) присутствие признаков контактного воздействия на вмещающие породы как в подошве, так и в кровле пласта (главным образом в случае контактов с аргиллитами);

3) отсутствие или редкое и неотчетливое развитие шаровой отдельности;

4) преимущественно полиэдрический или совершенно неправильный характер отдельности;

5) отсутствие шлаковой корки на поверхностных участках отдельных пластовых тел;

6) однородность состава в пределах данного геологического тела;

7) тонкие инъекции и апофизы (главным образом у витрофиров);

8) признаки тесного перемешивания с илистым материалом морского дна как в подошве, так и в кровле пластов — образование линз, прослоев, «рукавов», апофиз — глинистого песчанистого вещества, своеобразных «грязевых брекчий».

Из перечисленных признаков большинство является общепризнанными критериями для выделения прослоев интрузивного характера от залегающих совместно с ними пластов эффузивного происхождения, т. е. свободно изливавшихся. Последний из перечисленных признаков представляет в данном случае особый интерес, так как дает возможность получить представление о специфических условиях формирования именно субинтрузивных пластов.

Как указывалось выше при описании пород соответствующих районов (гл. IV и VI), разнообразные илито-грязевые или глинистые включения, приуроченные к различным участкам диабазовых, по преимуществу, тел, представляют в описываемой формации довольно распространенное явление. Сходные явления отмечаются в ряде случаев и у более кислых пород (например, у некоторых кератофиров Черка). В отношении морфологии среди этих образований можно различать грязевые «карманы», прослои, линзы, апофизы, «рукава» и «грязевые брекчий», состоящие из блоков диабазовых или витрофировых пород, сцементированных уплотненным «грязевым» материалом.

Генезис образований подобного рода может рассматриваться как результат инъекции диабазовой магмы в неуплотненные осадки морского дна. Таким образом, они сближаются с нормальными подводными лавовыми излияниями, но происходят в условиях несколько большего давления, затрудняющего свободное движение лавы и влияющего на условия ее застывания.

Таким образом, может быть объяснено чрезвычайное сходство «подводных» и «субинтрузивных» спилитов и диабазов по условиям залегания и близость их по времени образования. Вязкая масса, проникавшая вдоль плоскостей напластования придонных осадков, мало отличалась по условиям застывания от той, которая разливалась по поверхности морского дна и застывала под давлением мощного столба воды.

Картина инъекции в размягченные осадки морского дна, вероятно, должна быть одинаковой или, во всяком случае, очень близкой как для интрузивного, так и для эффузивного пласта. Эти «мелководные» (субинтрузивные) тела по существу являются переходными между типично эффузивными и интрузивными образованиями. Слабое внешнее давление не препятствует образованию в интрузивных пластах газовых пузырьков или миндалинок. В случае образования шаровой или блоковой отдельности межшаровые пространства должны быть vyplнены осадочным (или-

стым) материалом в результате погружения образовавшихся сфероидов в илистое дно.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в одной из своих последних работ (1940) также выделяет субинтрузивную фацию диабазов, образующихся в подводных условиях при внедрении магмы в рыхлые осадки морского дна.

Большинство американских авторов, описывающих спилитовые формации Кордильер, указывают на наибольшую вероятность образования интрузивных спилитов в придонных отложениях, где они, вероятно, вообще мало отличимы по условиям образования от излившихся «подводных» лав.

М. А. Усов (1937), описывая трапповые мезозойские формации Кузнецкого бассейна, говорит о чрезвычайной близости между собой и о трудностях расчленения интрузивных и эффузивных членов формаций, отлагавшихся в условиях спокойной тектоники.

Явления «грязевых включений» в диабазах Кавказа имеют много общих черт с аналогичными образованиями, подробно описанными Эмерсоном (Emerson, 1897) в триасовых траппах Новой Англии (США). Там наблюдаются инъекции уплотненного грязевого материала в верхнем слое пласта диабаза, уходящие в диабаз до глубины 5 м от поверхности. Почти вся верхняя часть этого пласта превращена при этом как бы в брекцию из блоков диабаза, погруженных в глинисто-известковисто-песчанистое вещество. Отдельные апофизы, или «рукава», выполненные этим грязевым материалом, проникают глубоко в тело траппового пласта и могут быть объяснены, по мнению Эмерсона, как грязевые потоки, внедрявшиеся или засасывавшиеся в еще не затвердевший диабаз. Местами здесь наблюдается своеобразная картина «конгломерата», когда отдельные округлые блоки лавы полностью окружены потоками грязевого материала (песчанисто-глинистого). Такие образования чрезвычайно близки к «грязевым брекциям» Адайхохско-Теплинской зоны.

Как видно из приведенного обзора, неглубокие, преимущественно пластовые интрузии диабазовой магмы, внедряющиеся частично в уплотненные придонные осадки, частично в наиболее близко к поверхности расположенные горизонты этих отложений, довольно широко распространены в составе различных геологических формаций, в том числе и в Центральном Кавказе. Они обладают сходными признаками и заслуживают выделения в особую категорию образований субинтрузивной фации.

В петрографическом отношении состав пород, входящих в эту фацию, довольно разнообразен (см. выше).

Можно предполагать, что процесс формирования пород субинтрузивной фации был вообще длительным; частично он сопровождал подводные излияния спилитов (пластовые интрузии сингенетические с эффузиями в области морского дна и придонных осадков), частично продолжался и позже, уже после полного застывания диабазов первых порций внедрения (инъекции витрофиров).

3. Гибабиссальная фация основной магмы (силловая и дайковая фации по Усову)

Так же как и представители субинтрузивной фации, основные породы, принадлежащие к типично интрузивной фации (силлы и дайки), тесно связаны в своем распространении с областью развития пород спилитовой серии, территориально с Адайхохско-Чаухинской зоной. Однако наряду с интрузивными диабазами и габброидами, ассоциирующими со спилитами, основные интрузии широко распространены и в составе других геологических формаций, именно в кристаллических породах докембрия и нижнего палеозоя и осадочно-метаморфических — верхнего палеозоя.

Дайки основных пород, связанных с юрским вулканизмом, прослеживаются на протяжении почти всего Главного Кавказского хребта и являются одним из характерных элементов его геологического строения.

По своему петрографическому составу породы даек и силлов обнаруживают значительное сходство с породами ранее образовавшихся фаций того же юрского вулканического цикла — эффузивной и субинтрузивной. Преобладают диабазы как авгитовые, так и актинолитовые, встречаются порфириды. Отличием служит частое присутствие более крупнозернистых, габброидных типов, а также серпентинитов и перидотитов (последние в очень ограниченном количестве).

По своему морфологическому облику тела, принадлежащие к интрузивной фации, могут быть определены как дайки (главным образом) и силлы, сходные между собой по своей небольшой, по преимуществу, мощности (обычно порядка нескольких метров) и различающиеся лишь по условиям залегания (секущие или согласные тела). Дайки, залегающие в древних гранитах или кристаллических сланцах (Дарьял, Цей), зачастую искривлены, сматы, нарушены сбросами. Такого же характера, хотя обычно и менее интенсивные нарушения наблюдаются и у даек и силлов, заключенных в юрских сланцах и песчаниках. Здесь эти тела залегают обычно с согласным простиранием, но несогласным падением (преимущественно крутопадающие или вертикальные тела среди более пологопадающих сланцев).

Характерным типом отдельности является в них полиэдрическая — обычно типа параллелепипедальной, с резкими, острыми краями трещин.

Можно констатировать чрезвычайное однообразие, устойчивость в поведении даек на глубину. Резко расчлененный рельеф Центрального Кавказа дает возможность проследить отдельные дайки по вертикали на расстоянии иногда до 2000 м (от ледниковых зон до дна глубоких речных долин). На всем этом протяжении не удавалось заметить существенных изменений ни в петрографическом составе дайки, ни в ее мощности. Изменения констатируются обычно лишь в зальбандах (3—5 см), где кристаллизуются более плотные разности. Почти не наблюдалось явлений полосчатости, ориентированного расположения вкрапленников, флюидальности, вытягивания в определенном направлении газовых пузырьков, вообще признаков, которые могли бы явиться указанием на движение магмы в период ее застывания вдоль стенок трещин. Имеющиеся данные указывают скорее на то, что диабазовая магма застывала в большинстве случаев в исключительно спокойных условиях, и на все дальнейшие механические воздействия образовавшиеся дайки реагировали уже как твердое тело.

Как подробнее было показано при описании отдельных районов, время образования дайковых и силловых тел основного состава тяготеет к предкелловейской фазе тектогенеза, в которую были сформированы основные складчатые структуры Большого Кавказа, точнее к заключительным стадиям этой фазы, с которыми было связано поднятие осевой части хребта и образование разрывных нарушений в уже сформировавшихся складчатых сооружениях.

Однообразный петрографический состав (преимущественно диабазы и габброиды), дайковый или силловый тип залегания, определенная связь с разрывными нарушениями, происходившими после главной фазы складчатости (постумные или посторогенные движения), в известной мере сближают породы описываемой фации с широко распространенными в составе различных геологических формаций излияниями траппов и плато-базальтов. Несмотря на ряд существенных отличий в геологической обстановке (преимущественно платформенный тип залегания для классических трапповых формаций и сводовое поднятие в еще мобильном геосинклинальном

поясе на Кавказе), между интрузивными образованиями всех этих типов имеется большое сходство. Это находится в соответствии с известными представлениями о приуроченности «спокойных» излияний или внедрений основной магмы к зонам поднятия в земной коре, в которых она пассивно выполняет образующиеся в верхних горизонтах полости и трещины (Бубнов, Клосс и др.). При приложении этих представлений к конкретной геологической обстановке, очевидно, нужно различать два типа внедрения. С одной стороны, это будут излияния или внедрения магмы, разливающиеся и распространяющиеся на огромной площади, в областях с платформенным типом тектоники. С другой стороны, — внедрения той же магмы в вертикальные трещины, образующиеся или сопровождающие образование складчатых сооружений в фазу их окончательного формирования и поднятия в процессе преобразования бывшей геосинклинальной впадины в горную систему. В обоих этих типах мы находим образование весьма сходных по своему петрографическому составу тел основной магмы (дайки, силлы, траппы), возникающих в «спокойных» условиях тектоники и различающихся главным образом лишь масштабами своего проявления, т. е. по количеству принимающего участие магматического материала.

Примерами первого типа излияний основной магмы могут служить проявляющиеся с чрезвычайным однообразием на огромных площадях: трапповые формации Средней Сибири (Соболев, 1937; Левинсон-Лессинг и др., 1932), связанные с отложениями триаса; трапповая формация Кузнецкого бассейна (Усов, 1937), связанная с мезозоем; грандиозная диабазовая формация Карру в Южной Африке палеозойского возраста, трапповые формации Декана, Бразилии, Антарктики, Гренландии.

Примерами дайковых формаций второго типа могут служить многие современные складчатые системы. Для описываемой нами Кавказской зоны существенной особенностью является ее относительная узость при значительном протяжении, а также сравнительно неглубокое залегание кристаллического фундамента. Последнее обстоятельство, связанное с небольшой мощностью мезозойских осадочных отложений в его западной части, вызвало относительно значительное поднятие кристаллического фундамента в западной и отчасти центральной частях Большого Кавказа и благодаря этому некоторое приближение этих участков (в особенности расположенных в периферических частях зоны) по своей структуре к кратогенному типу тектоники. Эти участки, таким образом, являются как бы переходными к формациям платформенного типа.

Трудно говорить о самом механизме формирования диабазовых даек в Центральном Кавказе. Происходило ли оно путем пассивного заполнения магмой открытых трещин или сопровождалось активным внедрением магмы с раздвиганием стенок — для суждения об этом пока мало данных. Сравнительная свежесть, отсутствие явлений катаклаза и протоклаза говорят о посттектонической природе даек. Образование их связано скорее всего с раскрытием веера параллельных трещин, заполнявшихся, может быть, одновременно с этим раскрытием, магматическим веществом.

Системы трещин, вмещающих дайки основного состава в пределах Большого Кавказа, развиты преимущественно вдоль периферических частей центрального осевого поднятия древнего кристаллического фундамента. Наиболее насыщенными дайками являются, таким образом, краевые части этого поднятия. Такого рода зоны, приуроченные к краевым частям крупных блоков земной коры, оказываются наиболее податливыми для образования трещин в местах перегиба. С такого же рода зонами «перегиба» связана и локализация верхнелейасовых и среднеюрских очагов вулканизма в Центральном Кавказе (см. ниже глава X, «Палеогеография»).

Интересный пример, подтверждающий связь даек диабазового состава с подобного рода «зонами перегиба» в земной коре, представляет, между прочим, Гренландия. По Вагеру и Диру (Wager a. Deer, 1938), целый пояс диабазовых (долеритовых) даек прослеживается вдоль восточного побережья Гренландии на протяжении свыше 800 км. Изучение залегания пучка даек дает здесь возможность судить о глубине залегания общего магматического очага.

В настоящее время имеется еще слишком мало данных для решения вопроса о механизме образования и причинах внедрения основной магмы в условиях орогенических зон, примером которых является Большой Кавказ. В этом отношении выводы могут быть сделаны лишь после детального изучения этих образований на всей его площади, чего мы до настоящего времени еще далеко не достигли.

4. Субаэральная фация средне-кислой магмы (покровные альбитофиры и кератофиры)

Породы этой фации представлены в Центральном Кавказе преимущественно производными магмы средней или кислой, по составу — комплексом кератофиров, кварцевых и бескварцевых, альбитофиров и порфиритов. В распространении этих пород на площади Центрального Кавказа проявляется значительная неравномерность, связанная отчасти с влиянием последующего, послекюрского размыва, главным же образом стоящая в связи с первичным неравномерным распределением вулканических очагов (в противоположность значительно более выдержанной по своему распространению и по составу спилито-диабазовой формации). Породы субаэральной эффузивной фации входят главным образом в состав предположительно верхнелейасовой вулканогенной свиты (Садоно-Дигорская зона), частью же, вероятно, в состав верхов отложений среднего лейаса (Черек, Кубань). Как качественный состав, так и количество вулканических продуктов (суммарная мощность вулканогенных горизонтов) сильно колеблется. В бассейне Череха лавы имеют преимущественно кератофировый состав с определенно выраженным щелочным характером; на более низких горизонтах свиты присутствуют лавы более основного состава (порфириты и мандельштейны); общая мощность свиты достигает 700 м, быстро уменьшаясь к востоку и к западу. В пределах Садоно-Дигорской зоны состав излияний преимущественно альбитофировый; щелочной характер выражен значительно слабее; мощность резко колеблется на различных участках от десятков метров до 500—600 м.

Характерной чертой вулканогенных образований описываемой фации является широкое развитие в их составе разнообразных пирокластических продуктов, преимущественно туфобрекчий или агломератов, в меньшей степени туфов. Изучение петрографического состава пирокластических пород, результаты которого приведены при описании соответствующих районов, а также в главе VIII, позволяет прийти к выводу, что подавляющее их большинство представляет собой по составу уплотненные, первоначально рыхлые, материалы вулканических выбросов.

Мощность отдельных лавовых потоков (массивных) обычно не превышает 5—8 м, в редких случаях достигает 10—15 м и более. Прослой пирокластического материала бывают обычно более мощными, хотя мощность их вообще колеблется в более широких пределах. На поверхности древних лавовых потоков, там, где она оказывается доступной наблюдению (что вообще бывает редко), заметны местами шлаковые корки и отдельность типа волнистой или веревочной (в лавах хуламского пласта по Череху).

Петрографический состав описываемых вулканических продуктов и геологический их характер позволяют, таким образом, предполагать суще-

ственно наземный, субаэральный способ их образования в результате многократных вулканических извержений, сопровождавшихся попеременными выбросами рыхлых продуктов и излияниями лавы. Вместе с тем можно высказать предположение о прибрежном расположении вулканов, в особенности в начальный период их деятельности. Об этом свидетельствуют мощные накопления вулканических туфо-конгломератов в основании альбитофировой серии, хорошо наблюдаемых, например, в долине р. Цей (бассейн Ардона). Крупные, грубоокатанные глыбы разнообразных древних кристаллических пород, а также и более молодых среднелейасовых сланцев и диабазов, сцементированы здесь массивными и туфовидными альбитофирами. В низах разреза вулканогенной свиты по рр. Архону и Уналу хорошо заметно чередование подобного рода конгломератов с тонкими пропластками углисто-глинистых сланцев и грубозернистых песчаников. О частичном же наступлении береговой линии в периоды затуханий вулканической деятельности свидетельствует и присутствие тонких песчаных, по преимуществу, прослоев, наблюдающихся в разрезах вулканогенной свиты Садоно-Дигорской зоны (см. сводный ее разрез, гл. V).

Как уже указывалось выше, резкая неоднородность в мощности и в составе разреза вулканогенных образований на отдельных участках свидетельствует о существовании ряда изолированных вулканических центров. Их можно наметить примерно в районах: Черело-Бизенгийском, Фаснальском, Згидском, Садоно-Мизурском, Архоно-Холстинском и Фиагдонском. Возможно, разумеется, существование и более крупного, общего очага, но, судя по несходству разрезов, существование на определенной стадии развития отдельных обособленных очагов кажется более вероятным.

Таким образом, лейасовые вулканические аппараты должны быть отнесены к центральному типу; вместе с тем обнаруживается общее зональное или линейное расположение в соответствии с элементами строения юрской геосинклинальной впадины в целом (подробнее вопросы пространственного распределения вулканических центров рассмотрены ниже в главе «Палеогеография»). Такого рода линейное расположение вообще характерно для многих современных вулканических областей, большей частью приуроченных к береговым зонам (например, Камчатка и другие участки Тихоокеанского пояса).

По своему масштабу деятельность этих древних вулканических центров была довольно значительна в пределах отдельных очагов; например, радиус действия Садонского вулкана можно оценивать в 15—20 км при максимальной современной мощности лавовых покровов до 500—550 м (первоначально, вероятно, значительно больше). Менее значительные площади лавовых излияний намечаются в Дигории и в бассейне Черела. Однако в целом размах вулканической деятельности Кавказа в юрский период значительно уступал большинству других известных нам палеовулканических областей, например, палеозойским эффузиям Казахстана с суммарной мощностью покровов до 5000 м, спилитовым излияниям Австралии с общей мощностью до 7000 м. Та же «мелкомасштабность» вулканических процессов и локализация их в немногочисленных отдельных центрах, как известно, имела место на других этапах геологической истории Большого Кавказа (палеозой, третичная и четвертичная эпохи) и, повидимому, принадлежит к числу характерных особенностей геологического строения этой области.

По своему морфо-генетическому типу вулканические аппараты описываемой эффузивной фации, повидимому, принадлежали к типу страто-вулканов, судя по типичному для последних чередованию рыхлых и лавовых продуктов в материалах извержений. По Штюбелю, это — полигенные

вулканы. В классификации Клооса наши вулканы займут промежуточное место между его «эффузивным» и «эксплозионным» типами. По классификации вулканических аппаратов, предложенной Риттманом (Rittman, 1937) и основанной, с одной стороны, на качественной характеристике активной магмы (основная, кислая) и, с другой, — на количестве магматического материала, вступающего в вулканический процесс, юрские вулканы Кавказа также могут быть отнесены к страто-вулканам, богатым обломочным материалом. Им соответствуют средняя по кислотности магма, относительно большое количество изверженного материала, смешанный эффузивно-эксплозионный характер деятельности.

5. Гипабиссальная фация средне-кислой магмы

Представители кислой магмы в интрузивных фациях Центрального Кавказа пользуются гораздо менее широким и самостоятельным значением, чем описанные выше дайки и силлы основной магмы. По своему распространению они теснейшим образом связаны с районами развития альбитофировых и кератофировых излияний, нигде не выходя за пределы их распространения, и являются в подавляющем своем большинстве корнями покровных излияний. Чрезвычайно близкий петрографический состав все этих образований как между собой, так и с составом излившихся членов формации, тесная сопряженность между собой в пространстве позволяют объединить их в одну гипабиссально-интрузивную фацию в составе которой, в свою очередь, можно выделить несколько типов, тесно связанных между собой. Приведем краткую сводку по геологическому положению этих интрузивных образований, подробное описание которых было приведено в главах V и VI (Садоно-Дигорская зона и Черекский район).

1. *Экструзивно-лакколитовый тип.* Небольшие тела, более или менее изометрические в плане. Мощность — в Черекском районе порядка нескольких десятков метров, в Садоном (экструзия вблизи месторождения Холст) значительно большая — до 250 м в диаметре. Состав — несколько более зернистые и раскристаллизованные фации покровных альбитофиров, без участия пирокластических разностей. В районе Черка можно было наблюдать тела типа микролакколитов. В бассейне Ардона более крупные тела альбитофиров залегают (так же как и другие представители их интрузивной фации — дайки) исключительно в гранитах в условиях, затрудняющих точное установление их формы, поэтому мы обозначаем их общим названием экструзий, выделяя их этим от более тонких жиллоподобных дайковых тел.

2. *Дайковый тип.* Дайковые тела альбитофиров широко распространены в пределах Садоно-Дигорской зоны, где они широко варьируют по форме и размерам, представляя собой выполнение разнообразных трещин и полостей в древних гранитах, подстилающих альбитофировые эффузии. Для слагающих их пород характерно массивное сложение, полиэдрическая отдельность, иногда большая степень раскристаллизованности по сравнению с их излившимися аналогами. Большей же частью альбитофиры даек и эффузивных покровов мало или совсем не отличаются одни от других как внешне, так и под микроскопом. В некоторых случаях (районы Ногкау, Архона в бассейне Ардона) к массивным альбитофирам, слагающим дайки, начинает примешиваться и пирокластический материал. Дайки такого состава представляют собой уже переход к следующему типу интрузивных образований — жерловому. В результате позднейших тектонических воздействий у дайковых тел наблюдается местами значительная нарушенность и расланцованность с развитием

интенсивной серицитизации (район Садона, Мизура — тектонический тип даек).

3. *Жерловый тип*. Этот тип интрузивных тел мало отличается в морфологическом отношении от дайкового; можно отметить несколько большие в общем размеры сечения отдельных тел, изометрические (большей частью вообще неправильные, обрезанные сбросами и другими тектоническими нарушениями) их очертания в плане. Состав — агломератные и туфобрекчиевые разности альбитофиров. Жерловый тип распространен преимущественно в бассейне Ардона, в районе Череха его наблюдать не удалось. Как отмечалось выше, жерловый и дайковый типы в Садоно-Дигорской зоне тесно связаны друг с другом рядом постепенных переходов. По всей вероятности, гранитный фундамент, поверх которого изливались альбитофировые эффузии, был пробит многочисленными каналами, служившими путями излияния то лавового, то эксплозионного материала. По аналогии со многими современными вулканами, также обычно покрытыми сетью радиально расходящихся даек, можно объяснять жерловые тела как подводные каналы центральных и побочных кратеров, через которые происходили выбросы преимущественно рыхлого материала.

Описанные жерловые тела несколько отличаются, таким образом, от тех типичных жерловых образований, примеры которых приводит М. А. Усов (1935), во-первых, по своим большей частью небольшим размерам (по сравнению, например, с жерловыми телами Кавказской дуги, достигающими нескольких километров в диаметре), во-вторых, по своей тесной связи с типичными жильными телами. Все эти особенности морфологии описываемых интрузивных тел следует ставить в связь с характером тектоники и механических свойств подстилающего гранитного фундамента: вулканический материал при своем поднятии должен был использовать сложную и тонкую сеть трещин, рассекающих граниты. При этом более насыщенные газовыми составляющими порции магмы могли расширять имевшиеся пути при эксплозионных процессах, менее же насыщенные газом лавы двигались по уже существующей сети трещин.

Глава VIII

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВЫ

1. Производные основной магмы

Между продуктами различных фаций основной магмы — подводно-эффузивной, субинтрузивной и интрузивной (см. выше) наблюдается, как уже неоднократно указывалось, большое сходство — обстоятельство, позволяющее рассматривать петрографический состав всех этих образований в последующем описании совместно.

Наибольшим относительным распространением среди производных основной магмы пользуются различные модификации диабазов, варьирующие главным образом по характеру микроструктуры, крупности зерна, по соотношениям между фемической и салической составными частями, но вместе с тем чрезвычайно однообразные по своему минералогическому составу. С диабазами тесно связаны лейкократовые и крупнозернистые их вариации — диабазовые пегматиты и лейкодиабазы. Подчиненным значением пользуются спилиты, плагиоклазовые порфириды, мандельштейны и их пирокластические эквиваленты. Еще менее распространены диабазовые витрофиры и вариолиты.

Остановимся несколько подробнее на структурно-минералогических особенностях пород диабазовой группы.

Отметим прежде всего значительное однообразие наиболее распространенного типа офитового авгито-хлоритового диабаза во всех фациях, эффузивных и интрузивных. В связи с этим мы сохраняем термин «диабаз» для всех этих пород, не вводя специального обозначения для эффузивных диабазов, в отличие от того, как это делает Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1940), предлагавший интрузивные диабазы называть «габбро-диабазами», или как поступают Дэли и Барт (Daly a. Barth, 1930), предложившие для них термин «долерит». Те особенности, которые эти авторы предполагали для диабазов эффузивного типа — присутствие протопнеуматолитического хлорита и др., — свойственны в описываемой формации диабазам всех фаций. Такое же единобразие петрографического состава различных фаций свойственно, по видимому, и диабазовым породам трапповых формаций Сибири, судя по описаниям различных авторов (Левинсон-Лессинг и др., 1932; Унксов, 1934 и др.).

По размерам зерен наиболее распространенными являются среднезернистые разновидности диабазов (диаметр зерен 2—5 мм).

Микроструктура пород диабазовой серии обнаруживает довольно значительные колебания, часто в пределах одного геологического тела. Можно выделить типы микроструктуры: офитовый, пойкилоофитовый, интерсертально-офитовый, такситовый (с неравномерным чередованием различных структурных типов — офитового, интерсертального и других), пегматоидный, габброидный.

Резкая индивидуализация отдельных структурных типов обычно отсутствует: в одном и том же геологическом теле наблюдаются обычно сочетания и чередование разных типов. Чаще всего комбинируются вместе типы — офитовый, пойкилоофитовый и такситовый; пегматоидный дает иногда переходы к интерсертальному.

Детальные описания структур были даны выше, при описании пород. Остановимся здесь лишь несколько подробнее на особенностях последовательности кристаллизации в «нормальных» диабазовых породах, с одной стороны, и в диабазовых пегматитах и лейкодиабазовых породах, с другой.

Как показывают детальные исследования, здесь в большинстве случаев нельзя установить строго определенной последовательности выделения обоих главных компонентов — плагиоклаза и пироксена. В случае наиболее распространенного «нормального» типа офитовой структуры, характеризующегося примерно одинаковыми средними размерами зерен этих минералов, лейсты плагиоклаза имеют ясно идиоморфные отношения к пироксену. Однако наряду с крупными неправильными выделениями пироксена присутствуют, обыкновенно в том же участке породы, и более мелкие идиоморфно-призматические его кристаллы, целиком включенные в плагиоклаз. Участки с равномернозернистой офитовой структурой в диабазовых породах обычно беспорядочно чередуются с участками пойкилоофитовой структуры. Здесь, очевидно, следует предполагать наличие одновременно множества центров кристаллизации в неоднородной вязкой массе, с неравномерным распределением в ней молекулярных группировок, соответствующих будущим минералам. Крупные пойкилоофитовые ядра обнаруживают часто признаки пегматоидного строения в тех случаях, когда система вростков зерен плагиоклаза отличается общим параллельным расположением (одновременное затухание). Это, может быть, свидетельствует уже об анхи-эвтектических условиях кристаллизации смеси плагиоклаза и пироксена на данном участке породы.

При некотором избытке плагиоклаза пироксен выкристаллизовывается преимущественно в мелких, частично идиоморфных кристаллах, образующих мелкозернистую массу, заключенную в угловатых промежутках между лейстами плагиоклаза. Это уже переход к интерсертальной или интергранулярной структуре.

Особым типом кристаллизации является сферолитовая, свойственная порциям основной магмы, застывшим в условиях быстрой закалки (жильные витрофиры, отчасти мандельштейны подводной фации). Для них типично радиально-лучистое расположение игольчатых микролитов плагиоклаза и пироксена, а также нередко присутствие стекла, или продуктов его изменения.

Офитовая структура раньше обычно трактовалась как признак более ранней кристаллизации плагиоклаза по сравнению с пироксеном. Позже возникла идея о большей вероятности одновременной кристаллизации плагиоклаза и пироксена (Феннер, позже Боуэн, Сундиус).

Крокстром (Gröckstrom, 1933) считает, что в диабазах следует различать три типа офитовой структуры: 1) с крупным пироксеном, 2) со средним (мезостатическим) пироксеном и 3) с мелкими скоплениями пироксена между лейстами плагиоклаза.

Все эти структурные типы отчетливо проявляются и в диабазах Кавказа.

Резюмируя, можно отметить, что те структурные соотношения между кристаллами главных компонентов пироксена и плагиоклаза, которые мы наблюдаем в диабазовых породах Центрального Кавказа, свидетельствуют о значительной неоднородности кристаллизующейся массы по качественному составу. Процессы кристаллизации в диабазах протекали в основном одновременно и параллельно для плагиоклаза и для пироксена и совершались в несколько этапов. Регулирующее влияние на структуру образующейся породы оказывали, с одной стороны, количественные соотношения между обеими главными кристаллизующимися фазами, различные на отдельных участках неоднородного расплава, и, с другой стороны, быстрота застывания и обусловленная ею вязкость застывающей массы. Последняя, в свою очередь, определялась, очевидно, различием в геологических условиях в период застывания.

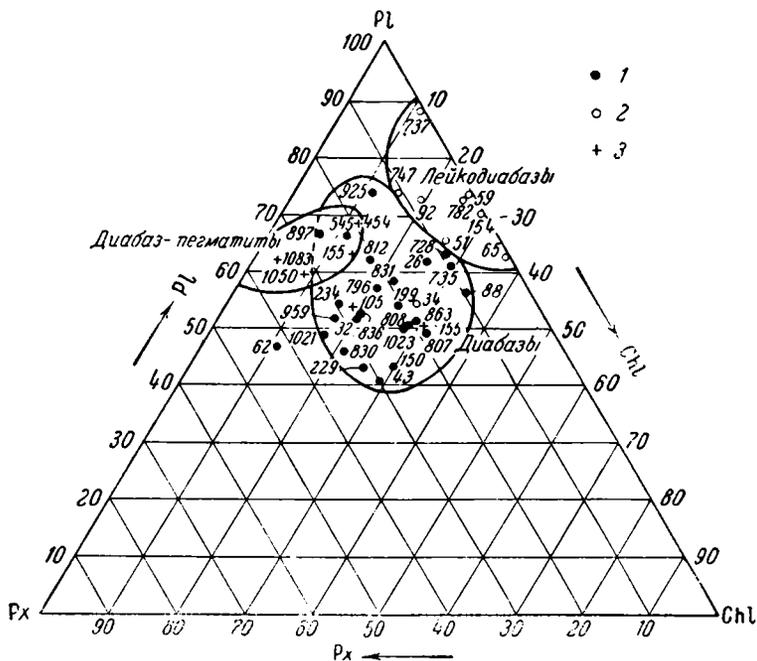
В диабазовых пегматитах и лейкодиабазлах сильное развитие аутометасоматических процессов, богатство хлоритом усложняют картину кристаллизации. Характерная для этих пород повышенная крупность зерна обуславливает крупнотаблитчатое развитие кристаллов плагиоклаза на фоне промежуточной массы, богатой хлоритом и неравномерно рассеянными выделениями пироксена и рудного компонента. Характерно также для этой группы пород относительно более позднее выделение рудных компонентов — титаномagnetита и ильменита, в противоположность идиоморфному типу их развития в нормальных среднезернистых диабазах.

Ход кристаллизации в витрофирах и вариолитах определяется условиями резко неравномерного застывания, закалки. Благодаря этому возникают сферолитовые, игольчатые структуры, зачастую с признаками более раннего выделения пироксена. Такой же «обратный» порядок кристаллизации констатирует Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1888) для вариолитов Ялгубы (Карелия).

Количественно-минералогический состав

Как уже указывалось выше, качественный минералогический состав пород описываемой группы отличается большим однообразием. В основном мы имеем здесь сочетание трех главных компонентов — плагиоклаза, моноклинного пироксена и хлорита, в некоторых случаях также актинолита. Последние три компонента, будучи близкими по химическому составу, являются взаимозаменяющими, т. е. суммарное содержание феррических компонентов изменяется меньше, чем содержание каждого из них в отдельности.

Остальные минералы: апатит, ортоклаз, микропегматит, серпентин, пренит, рудные (титаномагнетит, пирит, пирротин) и комплекс вторичных и постериорных присутствуют обычно в резко подчиненном количестве. Среднее содержание рудных компонентов составляет обычно 5—7% (объемных), только в ильменитовом габбро-диабазе Тешли).
 Для удобства сравнения нами произведены пересчеты результатов количественно-минералогических подсчетов для диабазов (приведенных выше при описании пород) на три компонента — плагиоклаз, пироксен и хлорит (т. е. исключая все другие компоненты). Результаты этого пересчета приведены в табл. 39, а также представлены в диаграмме (фиг. 41).



Фиг. 41. Диаграмма количественно-минералогического состава пород диабазовой серии в Центральном Кавказе.

1 — диабазы; 2 — лейкодиабазы; 3 — диабаз-пегматиты

Как видно из материалов подсчетов, довольно многочисленных, и, в особенности, из рассмотрения диаграммы, в составе описываемой группы пород отчетливо выделяются три подгруппы — диабазы, диабазовые пегматиты и лейкодиабазы. Для каждой из этих подгрупп существуют определенные поля устойчивости на треугольной диаграмме состава, и количественные соотношения между главными компонентами для каждой подгруппы колеблются в сравнительно узких пределах. Из отдельных особенностей можно отметить для диабазовых пегматитов, по сравнению с нормальными диабазами, несколько повышенное содержание пироксена; для группы лейкодиабазов — повышенное количество плагиоклаза и хлорита вплоть до полного вытеснения последним пироксена. Эти различия в количественно-минералогической характеристике находят отражение также и в микроструктуре этих пород и в их химизме, подтверждая, таким образом, их петрографическую самостоятельность.

При сравнении с цифрами количественно-минералогического состава, известными в литературе для других мировых диабазовых формаций,

Таблица 39

**Количественно-минералогический состав пород диабазовой серии Центрального Кавказа в пересчете на 3 компонента —
плаггиоклаз, пироксен, хлорит (в объемн. %)**

Название породы	Д и а б а з ы														
	№ 545	№ 735	№ 796	№ 728	№ 229'	№ 234'	№ 1021	№ 1023	№ 807	№ 808	№ 812	№ 831	№ 836	№ 897	№ 925
Плаггиоклаз	63.1	60.9	57.0	63.8	44.0	53.8	48.5	50.1	49.3	50.9	62.0	58.4	52.6	66.2	74.3
Пироксен	21.9	9.8	22.2	9.1	30.7	29.3	33.8	21.4	18.5	20.1	20.4	19.2	27.0	25.6	14.3
Хлорит	15.0	29.3	20.8	27.1	25.3	16.9	17.7	28.5	32.2	29.0	17.6	22.4	20.4	8.2	11.4

Название породы	Д и а б а з ы									Габбро-диабазы				Диабазовые пегматиты	
	№ 959	№ 88'	№ 26'	№ 830	№ 43	№ 62	№ 150	№ 88	№ 32	№ 196'	№ 199'	№ 862	№ 863	№ 1050	№ 1083
Плаггиоклаз	52.3	62.3	62.4	46.2	40.7	46.7	45.4	56.6	52.6	72.3	53.8	53.6	51.2	59.8	62.3
Пироксен	31.0	37.7	12.3	32.0	30.0	42.0	26.6	9.9	27.2	22.5	20.7	—	19.8	31.8	34.0
Хлорит	16.7	—	25.3	21.8	29.3	11.3	28.0	33.5	20.2	5.2	25.5	46.4	29.0	8.4	3.7

Название породы	Диабазовые пегматиты				Лейкодиабазы									Средний диабаз Центрального Кавказа
	№ 154'	№ 155'	№ 807	№ 105	№ 747	№ 737	№ 782	№ 65'	№ 929	№ 59	№ 154	№ 34	№ 51	
Плаггиоклаз	68.5	63.0	50.4	54.1	73.9	88.7	73.2	63.5	73.1	74.3	70.1	55.1	66.0	54.9
Пироксен	19.0	23.3	18.7	27.6	10.4	—	1.6	—	8.0	—	—	17.6	7.8	23.8
Хлорит	12.5	13.7	30.9	18.3	15.7	11.3	25.2	36.5	18.9	25.7	29.9	27.3	26.2	21.3

выступают некоторые характерные особенности у диабазов Центрального Кавказа. Так, при сравнении состава последних с составом «среднего пироксенового диабаза» Б. М. Куплетского (1936) можно отметить в среднем несколько повышенное содержание плагиоклаза (55% против 46% у Куплетского); то же получается при сравнении со средним составом диабазов Карру (Южная Африка), в котором плагиоклаза 44—47% по Дэли, а также со средним составом деканского траппа, рассматриваемого Боуэном как типичный «нормальный диабаз» (55% против 48%).

Далее можно отметить чрезвычайно типичную особенность диабазов Кавказа — почти полное отсутствие в их составе оливина и ромбического пироксена, из которых первый, как известно, является постоянным компонентом мировых трапповых и диабазовых формаций.

Перейдем к характеристике важнейших особенностей породообразующих минералов в диабазовой группе.

Плагиоклаз. В подавляющем большинстве случаев представлен альбитом, обычно в сопровождении сосюрита, пренита, кальцита; в редких случаях удается наблюдать реликты более основного плагиоклаза в виде мелких включений в альбите. Явные признаки перехода основного плагиоклаза в альбит наблюдаются очень редко. Основной плагиоклаз присутствует чаще в диабазах интрузивной (дайковой) фации, а также в диабазовых пегматитах, причем и в этих породах в большинстве случаев преобладает альбит. Определенной закономерности в распространении диабазов с основным или с кислым плагиоклазом установить не удастся.

Альбит обычно носит признаки позднемагматического образования. Подробнее возможный путь его генезиса рассматривается в главе о метаморфических явлениях.

Основной плагиоклаз в тех случаях, когда его удается наблюдать, принадлежит по составу обычно к андезину или олигоклазу-андезину. Он обычно имеет зональное строение, особенно четко выраженное в крупных зернах плагиоклаза в диабазовых пегматитах. Полизональное строение резче проявляется здесь в промежуточных зонах кристаллов, ядро и периферия более однородны. Наблюдаются случаи обратной зональности. В зональных кристаллах ядро обычно замутнено; отдельные промежуточные зоны содержат включения стекла.

Нередко констатируются две генерации плагиоклаза, различающиеся и по составу: более крупные ранние кристаллы андезина, частично альбитизированного, и более мелкие лейсты (но не микролиты) свежего незонального альбита в промежуточной массе (например в диабазовых пегматитах Тепли, Черка). Обе генерации разновозрастны, но обе явно принадлежат к магматической фазе кристаллизации. Аналогичные случаи кристаллизации двух различных по составу плагиоклазов известны, согласно А. И. Цветкову (Павловский и Цветков, 1937), в сибирских траппах, где, однако, в отличие от Кавказа, более кислая генерация представлена не альбитом, а олигоклазом или андезином (а более основная — битовнитом).

Изменения плагиоклаза разнообразны — сосюритизация, пренитизация, кальцитизация и т. п.; подробнее они описаны ниже в главе о метаморфических явлениях.

Каликатровый полевой шпат. Констатирован лишь в диабазах Черка и Чаухи в виде самостоятельных мелких кристаллов или в виде каемок вокруг зерен плагиоклаза. В других участках он обнаруживается обычно в форме полевошпатовой составной части гранофира, развитого в промежуточной массе крупнозернистых диабазовых пегматитов.

Кварц встречается спорадически, вообще очень редко; иногда в форме явных посторонних включений (ксенокристы).

Моноклинный пироксен. Представлен почти исключительно фиолетовым титан-авгитом. Как исключение можно отметить появление в небольшом количестве (наряду с титан-авгитом) слабозеленоватого диаллага в некоторых черекских диабазах.

Форма зерен обыкновенно — удлиненно-призматическая, отчасти неправильная (в пойкилоофитовых разностях). В витрофирах кристаллы пироксена имеют игольчатый габитус. Окраска фиолетово-коричневая, в зональных зернах сгущающаяся по краям. Зональное строение выражено почти во всех случаях, причем резче в более мелких кристаллах, а также вообще в тех диабазах, которые слагают более мощные тела. Зональность во вкрапленниках пироксена в диабазовых порфиритах носит обычно ступенчатый, полизональный характер.

Авгит обычно свежий, в противоположность плагиоклазу. Изредка отмечаются изменения — карбонатизация (чаще), хлоритизация (идет от центра зерна), актинолитизация (начинаясь с некоторой промежуточной зоны к периферии зерна).

По своим оптическим свойствам титан-авгит укладывается в систему диопсид-клиноэнстатит-геденбергит Винчеля при сравнительно узких колебаниях оптических свойств. Зональность проявляется наиболее заметно в изменении угла оптических осей, возрастающего от ядра к периферии зерен, в связи, очевидно, с повышением содержания железа и понижением магнезии. Отсутствие химических анализов пироксена не позволяет уточнить его состав. Можно отметить вероятную близость его (судя по оптике) к составу авгита из сибирского траппа, анализ которого приведен в работе Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и др. (1932) и оптические свойства которого чрезвычайно подходят к кавказским ($2V = +49^\circ$, $cNg = 41^\circ$, $Nm = 1.694$), что почти полностью отвечает ядровой части кавказских титан-авгитов. Состав этого сибирского пироксена, в перечислении на компоненты составляет: $Ne = 39.67\%$; $Di = 34.61\%$; $Ken = 25.72\%$.

Для титан-авгита в диабазовых пегматитах можно отметить иногда некоторое повышение угла $2V$, следовательно, наличие изменений в ту же сторону, что и в зональных кристаллах, т. е. в сторону обогащения железом.

Таким образом, можно притти к заключению о существовании общей эволюции в составе минералов пироксенового ряда (в направлении к менее магнезиальным разностям), имеющей, однако, в данном случае узкие пределы (на что указывает чрезвычайно вообще однообразие пироксенов в диабазах всей формации). Существует взгляд (Hess, 1941), что ход кристаллизации пироксенов от существенно магнезиальных к более богатым железом является вообще типичным для диабазов. Авгит начинает кристаллизоваться в диабазах в качестве единственного пироксена породы (без сопутствующего ему выделения пижонита, или гиперстена, что, по мнению Хесса, должно иметь место на более ранних стадиях) после достижения в кристаллизующей магме соотношения $MgO : FeO = 35 : 65$. Возможно, что полное отсутствие пироксенов типа пижонита и гиперстена в кавказских диабазах стоит в связи именно с этими особенностями химизма этих пород, их несколько более кислым и железистым составом по сравнению с диабазами других мировых формаций (см. ниже).

Базальтическая розовая обманка появляется иногда в виде мельчайших кристалликов в крупнозернистых диабазах и пегматитах. Плеохроизм: Ng — коричневый, сильная абсорбция; Np — бледнозеленый; $cNg = 10-13^\circ$, $2V = 78-80^\circ$.

Щелочная розовая обманка арфведсонитового облика отмечалась в единичных случаях, в мельчайших игольчатых кристаллах (в диабазах Черек и Чаухи). Плеохроизм: Ng — темнозеленый, оливковый; Np — зеленовато-фиолетовый; сильная абсорбция.

Актинолит достигает местами значительного развития, вытесняя собою пироксен и хлорит. Представлен в двух модификациях:

1) пластинчатый, обычно в крупных бесформенных зернах; бесцветный или, чаще слабо зеленоватый, часто с пятнистым распределением окраски; образует нередко совершенно плавные переходы в коричневую роговую обманку; $cNg=16-20^\circ$; $2V=78-80^\circ$; $Ng-Np=0.025-0.027$;

2) тонкорасщепленный, местами войлочный агрегат, переполняющий всю породу; оптические свойства те же, что у предыдущей разновидности.

Тремолит встречается редко; образует тонкие бесцветные пластинки; $cNg=5-8^\circ$, $2V=-(78-82)^\circ$. Широко развит в серпентинитах Клятином (Адай-хоч) в комплексе с другими магнезиальными минералами.

Хлорит — широко распространенный минерал. Сильно варьирует по оптическим свойствам; можно выделить важнейшие разновидности:

1) пластинчатый, слабо плеохроичный (Ng — синевато-зеленый, Np — бледнозеленый), оптически положительный; преимущественно аномально коричневая интерференционная окраска; $Nm=1.617-1.627$, развит больше в миндалинках;

2) клочковатый или волокнистый, часто колломорфного облика, очень низко поляризующий, с аномально синими интерференционными цветами или изотропный; бледнозеленоватый; плеохроизм слабый; развит преимущественно в мезостазисе; $Nm=1.609-1.615$. По Ларсену, оба эти хлорита можно отнести к делесситу, первый тип, вероятно, является более железистым (ближе к рипидолиту);

3) почти бесцветный хлорит-серпентин также волокнистого или колломорфного облика с более высокими (как у серпентина) цветами интерференции; редок.

Вопрос о времени выделения хлорита в процессе кристаллизации рассматривается ниже, в гл. X.

Титано-магнетит дает образование двух типов:

1) удлиненно-игольчатые кристаллы ранних стадий кристаллизации и

2) крупные, неправильные, иногда скелетные зерна, связанные с более поздними моментами кристаллизации.

Апатит — постоянный компонент в диабазах.

Комплекс так называемых «вторичных» минералов рассматривается ниже в главе о метаморфических явлениях.

2. Производные средне-кислой магмы

а) Л а в ы

В петрографическом отношении среди представителей этой группы в составе описываемой формации мы встречаемся со значительно меньшим разнообразием, чем в группе пород основной магмы (см. выше). Почти исключительным развитием среди массивных лав здесь пользуются породы порфиритового облика, содержащие в качестве порфировых вкрапленников выделения альбита или альбитизированного плагиоклаза средней основности (олигоклаз-андезин) и в подчиненном количестве — полностью метаморфизованного фемического компонента — амфибола изредка пироксена.

Другую существенную группу составляют более разнообразные породы пирокластического облика — туфы, туфобрекчии, агломераты, в составе обломочного материала которых участвуют альбитофиры и кератофиры первой группы.

Основываясь на их петрографических и химических (см. ниже) особенностях, мы в составе пород первой подгруппы выделяем следующие типы:

- а) кератофиры, калиевые и натриевые,
- б) альбитофиры.

Представители первого типа пользуются исключительным развитием в области Черекско-Чегемского палеовулканического района; вторые развиты преимущественно в пределах Садоно-Дигорской зоны.

Приведем характеристику важнейших петрографических особенностей пород каждого типа, не входя в подробное их описание, которое было дано в первой части работы.

Кератофиры характеризуются в химическом отношении несколько повышенным содержанием щелочей, главным образом калия, в некоторых случаях натрия. Цвет — розоватый, желтоватый. Порфиновые выделения образованы преимущественно калинатровым полевым шпатом, представляющим обычно сложное срастание ортоклазового и альбитового компонента; в небольшом количестве — хлоритовыми псевдоморфозами по амфиболу и монопироксену и спорадически — кварцем.

Встречаются в подчиненном количестве, всегда сопровождая порфиновые разности, афировые кератофиры, лишенные вкрапленников.

По типу сложения основной массы можно выделить кератофиры а) с трахитоидной основной массой, б) с микроаплитовой основной массой и в) с фельзитовой массой. Основные различия между ними заключаются в степени раскристаллизованности.

Широко развиты пирокластические разности кератофиров, преимущественно туфового облика (см. ниже).

Альбитофиры характеризуются преимущественным развитием вкрапленников альбита и диссоциированного амфибола, спорадически — кварца. Окраска светлозеленовато-серая, различной интенсивности. По своему химическому характеру соответствуют группе андезито-дацитов; щелочной характер выражен слабо или вообще не проявляется.

Типы строения основной массы те же, что и у кератофиров; чаще распространены фельзитовые разности, местами преобладают трахитоидные (результат изменения первичной гялопелитовой или пелотакситовой основной массы). Для альбитофиров субинтрузивных фаций более характерны микрогранитовые и микроаплитовые структуры.

В основной массе пород обеих групп постоянно присутствуют также: апатит, магнетит, флюорит (Черек), циркон, пирит, а также постоянный комплекс вторичных минералов, особенно типичный для альбитофиров: хлорит, кальцит, эпидот, кварц.

б) Пирокластические образования

Они более разнообразны по своему морфологическому облику, чем представители массивных лав. Имея в виду то обстоятельство, что классификация и номенклатура этих образований еще недостаточно разработаны в специальной литературе, ниже мы несколько подробнее останавливаемся на их характеристике и на принятой в настоящей работе терминологии.

В материалах пирокластов описываемой формации Центрального Кавказа мы встречаемся почти исключительно с уплотненными вулканическими выбросами, отвечающими 1-й группе известной классификации Реска современных твердых вулканических выбросов (магматические выбросы). Наиболее широко распространенные в ней разнообразные туфы (преимущественно альбитофировые) представляют в основном агрегаты из наименьших по своим относительным размерам обломочных частиц — вулканического песка, пыли и пепла, обнаруживающих признаки выброса то в пластическом, то в отвердевшем состоянии.

Процессы последующего диагенеза привели к уплотнению этих пород, развитию кальцита и хлорита, местами почти сплошь замещающих первоначальную породу, местами к ороговикованию и окварцеванию (вторичные яшмо-кварциты Цейского хребта).

В следующую группу мы выделяем микробрекчии, отличительными особенностями которых является большей частью однородный состав (в пределах данного слоя) и средний размер обломочного материала преимущественно в пределах 0.5—2 см (диаметр). Форма обломков преимущественно резко угловатая, остроугольная, они большей частью плотно уложены, чередуясь местами с более тонкозернистым туфовым материалом. Этот тип пирокластических образований является довольно устойчивым и широко распространенным как в Черекской, так и в Садоно-Дигорской зонах. До известной степени микробрекчии могут быть сопоставлены с так называемыми лапиллиевыми туфами, но несколько уклоняются от них в том отношении, что господствующие размеры обломочного материала здесь ниже (обычно принимаемый размер лапилли 3—5 см, редко выше).

По способу своего образования как туфы, так и тесно с ними связанные микробрекчии представляют собой результат накопления и последующей цементации первоначально рыхлого материала, обильно извергнувшегося при взрывных фазах вулканических извержений. Их однообразный петрографический состав, сходный с составом массивных лавовых излияний, свидетельствует о близости лав и пирокластов данного вулкана по времени образования, об их общем глубинном очаге, а также, очевидно, о частой смене физических условий за период активной вулканической деятельности (частая смена эффузивных и эксплозионных фаз).

К туфобрекциям мы относим развитые преимущественно в составе Черекской эффузивной формации грубообломочные пирокластические породы, состоящие из включений разнообразных размеров (до 10—15 см длиной) и формы, нередко неясно оконтуренных, как бы расплывающихся в цементирующей массе, погруженных в туфовый цемент, местами количественно преобладающий над включениями. Характерной особенностью этого рода образований является чрезвычайно близкий в петрографическом отношении состав включений и цемента — в обоих случаях туфовый.

В целом описываемые туфобрекчии представляют собой переходное образование от типичных туфов к лавовым брекчиям (представляющим обломки одного лавового излияния, сцементированные материалом другого) и в некотором отношении сближаются с известными «туфовыми лавами» Италии и Закавказья, подробно изученными в последнем (массив Алагез) П. И. Лебедевым (1931). Этот автор предполагает как одно из вероятных объяснений генезиса этих пород «подводные условия извержения части лацитовых и щелочно-лацитовых потоков, обогащенных... вследствие физико-химических процессов дистилляции, легкоподвижными летучими компонентами» (стр. 319).

Агломераты (вулканические брекчии). Эта группа пирокластов чрезвычайно типична для описываемой формации. Крупнокусковые агломераты широко развиты в районе Черек (средняя часть хуламского пласта) и слагают целые горизонты в составе альбитофировых излияний Садоно-Дигорской зоны. Наиболее типичная картина строения агломерата — это совершенно беспорядочное, хаотическое нагромождение остроугольных обломков или глыб лавового материала самых разнообразных размеров (в пределах одного и того же слоя), тесно прилегающих друг к другу и погруженных в темный туфогенный цемент. Петрографический состав материала включений — нормальные альбитофировые лавы, изредка туфы. У включений отсутствуют признаки каких-нибудь закономер-

постей в форме (удлиненные очертания, концентрическое строение), что исключает возможность их отождествления с вулканическими бомбами (по крайней мере подавляющего большинства их).

Мы воспользовались термином «агломерат» с тем, чтобы подчеркнуть своеобразный характер этих пирокластических образований, скрывающихся в обычных геологических описаниях этих районов под слишком общим и расплывчатым термином «туфобрекчий». Одно из первых определений понятия «вулканический агломерат» принадлежит Гейки (Geikie, 1897, 1898), который понимает под ними беспорядочное нагромождение блоков всех размеров, при полном отсутствии сортировки, указывающее на отсутствие водного переноса. Область преимущественного их развития — невки или каналы древних вулканических очагов. Позднее Вильямс предложил выделять под именем агломератов грубокластические породы, состоящие из угловатых обломков различной величины, которые могут быть и переотложенными породами.

Другие авторы, как Лакруа (Lacroix, 1930) и Андерсон (Anderson, 1933), не применяют термина «агломерат», ввиду его, по их мнению, разноречивости; однако в своих описаниях (Андерсон) или в классификационных схемах (Лакруа) они вынуждены выделять те же самые пирокластические образования, соответствующие нашим «агломератам», под именем «вулканических брекчий, не испытавших водного переноса» (Лакруа) или «непереотложенных туфобрекчий» (Андерсон). Классификацию Лакруа применяет Б. И. Пийп (1941) при описании продуктов извержения 1938 г. Авачинской сопки на Камчатке, а также Андерсон (Anderson, 1933) при описании пород пирокластической формации Тускан в Калифорнии.

Ввиду чрезвычайной близости агломератовых пород Садоно-Дигорской зоны к соответствующим породам Авачи и Тускана, интересно привести некоторые сравнительные данные по этим районам, как по одним из наиболее хорошо изученных в отношении пирокластических образований.

В плиоценовой вулканогенной формации Тускан (Калифорния) толщина отдельных агломератных прослоев колеблется от 13 до 35 м, при общей мощности формации до 350 м. Ближе к краям области распространения начинают преобладать вулканические конгломераты и туфы. В составе брекчий содержится от 10 до 50% крупных блоков (крупнее чем лапилли), сильно варьирующих по величине (от 2 до 15 см в среднем, до 1.5 м в отдельных случаях). Промежуточная масса — лапилли и грубозернистый до тонкозернистого туф. Состав включений однообразен — это андезиты и базальты.

При значительном сходстве с пирокластами Садоно-Дигорской зоны можно отметить некоторые особенности последних: более крупный в среднем размер обломков, меньшее участие промежуточной массы, более кислый состав.

В неогеновой вулканогенной формации Авачи (Камчатка) наибольший интерес для сопоставления с Кавказом представляет ее нижняя часть, образованная преимущественно туфобрекчиями, представляющими «несортированную массу обломков пироксеновых андезитов, реже плагиоклазовых базальтов, сцементированных плотным серым туфовым веществом. Преобладают размеры 10—15 см, реже — крупные глыбы до 2—3 м. Однообразие размеров обломков выдерживается на большом расстоянии. Крупные обломки более резко угловаты, более мелкие несколько округлены. Не встречаются среди них вулканические бомбы, лишь изредка — кусочки шлаков. Туфы, составляющие цемент, имеют темную окраску и массивное сложение, состоят из псаммитовых обломков лав и их фенокристаллов с примесью бурого палагонитового вещества. Прослой лав,

встречающиеся в толще, содержат те же пироксеновые андезиты, что и пирокласты» (Пийп, 1941, стр. 13—14).

Сходство агломератных пород Авачи с агломератами Садоно-Дигорской зоны, как видно, довольно значительно. Некоторые отличия у кавказских пород в основном те же, что и по отношению к туфобрекчиям Тускана (большая величина обломков, более угловатая форма, большее разнообразие размеров в пределах одного слоя) и, вероятно, в известной мере обусловлены более кислым составом кавказских лав и в связи с этим их большей вязкостью и пластичностью.

Происхождение туфобрекчий Авачи Б. И. Пийп связывает с теми же факторами, что и Андерсон, исследовавший соответствующие породы формации Тускан — с отложениями грязевых потоков. Аналогично объясняет Тордсен происхождение туфобрекчиевой палагонитовой формации Исландии, имеющей, однако, существенные отличия от вышеописанных формаций (широкое развитие вулканических конгломератов и др.).

В известной мере эти представления, вероятно, приложимы и к объяснению генезиса агломератов Садоно-Дигорской зоны. Здесь, однако, следует отметить относительно меньшее значение процессов переноса обломочного материала водными или грязевыми потоками. Об этом свидетельствует почти полное отсутствие признаков сортировки, окатывания, а также и выдержанность отдельных агломератных горизонтов на значительном протяжении по мощности, что трудно увязать с представлением о существовании потоков с определенным руслом. Здесь скорее можно предположить процессы постепенного накопления грубообломочного (в смеси с пепловым) материала на склонах вулканических гор и постепенное сползание его по склонам («каменные реки», широко развитые в горных областях с сухим и холодным климатом), сопровождаемое в ряде случаев повторными излияниями лавы и выбросами обломочного материала (образование лавовых и туфовых брекчий). Нельзя отрицать, конечно, и вероятности некоторого участия грязевых и водных потоков, способствовавших переносу обломочного материала на более значительное расстояние.

Глава IX

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Для химической характеристики пород юрской вулканогенной формации Центрального Кавказа мы располагаем 26 полными и рядом частичных химических анализов, приведенных в описательной части работы. Анализировался по возможности наиболее свежий материал, наименее затронутый выветриванием. Использован также, наряду с собственными анализами и имеющийся небогатый литературный материал — главным образом анализы Д. С. Белянкина по Черекскому району (1915).

Как уже неоднократно указывалось, породы формации естественно распадаются по своим геологическим и петрографическим признакам на две группы — производных основной магмы и производных магмы среднекислого состава.

1. Производные основной магмы

Сводная таблица анализов пород основной серии приводится ниже (табл. 40).

Как видно из этой таблицы, общий химический облик пород основной серии характеризуется сравнительным однообразием. Как эффузивные (спилиты, порфириты), так и интрузивные члены комплекса близки по химизму друг к другу, будучи связаны с одним и тем же магматическим

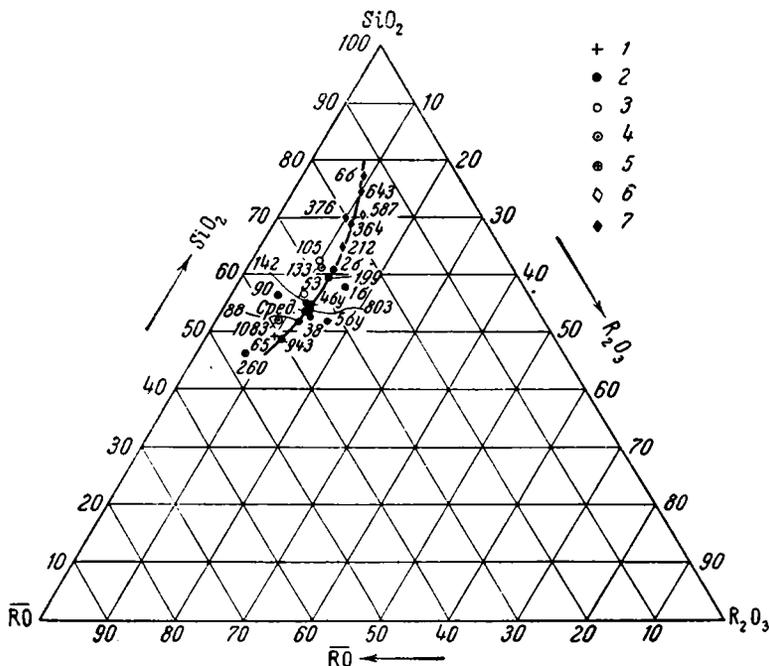
первоисточником. Колебания в содержании отдельных окислов для всей серии в целом имеют место в сравнительно узких пределах. Вместе с тем при сопоставлении этих данных намечаются характерные особенности отдельных типов пород. Приведем краткую характеристику химизма отдельных членов серии.

а) Общие особенности

Диабазы (эффузивной и субинтрузивной фаций).

Породы довольно устойчивы по содержанию кремнекислоты, колеблющемуся в узких пределах 44—47% и по коэффициенту кислотности в пределах 1.3—1.6 (фиг. 42).

Глиноземом диабазы сравнительно богаты и $\bar{R}O : R_2O_3$ обычно близко к 2 : 1, 3 : 1, изредка породы несколько пересыщены глиноземом (например, порода № 65), что хорошо отражено на диаграмме, составленной по методу А. Н. Заварицкого (фиг. 43), поворотом векторов на плоскости ASB влево.



Фиг. 42. Диаграмма соотношений $\bar{R}O : R_2O_3 : SiO_2$ в породах юрской вулканогенной формации Центрального Кавказа. 1 — спилиты; 2 — диабазы; 3 — лейкодиабазы; 4 — диабазы-пегматиты; 5 — габбродиабазы; 6 — кальцевые кератофиры; 7 — натриевые кератофиры и альбитофиры.

Суммарное количество железа также довольно устойчиво (8—10%), обычно при резком преобладании закисного железа над окисным. Единственным исключением является диабаз района Черка (анализ 1Б), в котором высокое содержание окисного железа, по видимому, связано с его последующими изменениями (развитие мелкораспыленного гематита). Закисное железо входит в амфиболы и пироксены, окисное — концентрируется преимущественно в хлорите и титаномagnetите, и в связи с этим его относительное содержание возрастает в лейкодиабазе, обогащенных этими минералами.

Химические анализы пород основной серии в Центральном Кавказе

О к и с л ы	С п и л ь т ы					Диабазовые витрофиты			Диабазы эффузивные и субинтрузивные				
	№ 630	№ 943	№ 49	№ 560	№ 997	№ 966	№ 1031	№ 813	№ 65'	№ 88'	№ 199'	№ 1Б	№ 142
SiO ₂	42.88	44.18	47.40	47.54	52.24	40.36	44.76	47.94	44.80	45.22	45.98	46.13	45.68
TiO ₂	—	0.85	—	—	—	—	—	—	0.61	1.30	1.30	2.35	1.20
Al ₂ O ₃	—	16.46	—	—	—	—	—	—	18.14	16.31	16.56	17.82	17.36
Fe ₂ O ₃	}	9.39	—	—	—	—	—	—	0.50	1.00	1.88	9.33	1.13
FeO													
MnO	—	0.20	—	—	—	—	—	—	0.19	0.18	0.16	0.61	0.20
MgO	—	9.71	—	—	—	—	—	—	13.42	8.97	6.50	6.06	10.64
CaO	—	8.00	—	—	—	—	—	—	4.28	6.43	11.84	4.74	6.39
Na ₂ O	—	3.15	3.17	—	1.17	1.20	2.09	2.65	3.61	3.76	2.68	4.68	3.06
K ₂ O	—	0.22	0.13	—	0.20	0.40	0.57	0.50	0.05	0.08	0.27	1.56	1.27
H ₂ O ⁺	—	7.42	—	—	—	—	—	—	5.70	5.79	5.44	4.81	4.32
H ₂ O ⁻	—	0.12	—	—	—	—	—	—	0.22	0.16	0.12	1.21	0.10
P ₂ O ₅	—	0.16	—	—	—	—	—	—	—	0.20	—	—	0.25
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	1.22	2.41	—	—	0.07
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.15	—	—	0.40
Сумма	—	99.86	—	—	—	—	—	—	100.14	100.24	100.29	101.04	100.35
\overline{RO}	—	3.75	—	—	—	—	—	—	3.18	3.09	3.07	1.54	3.12
RO ₂	—	4.54	—	—	—	—	—	—	4.12	4.54	4.38	3.31	4.30
α	—	1.39	—	—	—	—	—	—	1.38	1.58	1.46	1.50	1.43
R ₂ O : RO	—	1 : 9.7	—	—	—	—	—	—	1 : 8.7	1 : 7.3	1 : 10.2	1 : 2.9	1 : 7.8

Таблица 40 (продолжение)

Оксиды	Лейкодиабазы				Диабазовые пегматиты		Диабазы и габброиды интрузивной фации						Серпентинит № 260'	Средний диабаз Центрально- го Кав- каза
	№ 53	№ 133'	№ 132'	№ 782	№ 1083	№ 105'	№ 4Бу	№ 5Бу	№ 90'	№ 3В	№ 802	№ 2Б		
SiO ₂	49.70	49.52	50.12	50.42	49.08	53.02	42.53	43.32	43.74	47.85	47.50	51.68	39.64	47.40
TiO ₂	1.02	3.77	—	—	0.68	1.45	1.06	0.86	6.32	—	2.00	1.56	0.40	1.27
Al ₂ O ₃	14.97	14.78	—	—	13.60	17.32	16.80	22.45	9.72	19.47	18.34	17.50	7.19	16.75
Fe ₂ O ₃	2.12	0.67	—	—	1.95	0.63	7.20	2.45	2.91	0.80	9.62	3.56	3.07	2.33
FeO	7.09	10.13	—	—	5.78	4.54	1.82	5.29	15.48	10.01		5.03	7.56	6.25
MnO	0.17	0.25	—	—	0.13	0.12	0.07	0.03	0.37	—	0.20	0.16	0.21	0.22
MgO	5.97	4.50	—	—	11.00	5.77	7.69	6.03	6.65	4.85	2.85	4.06	29.33	8.95
CaO	11.83	5.84	—	—	13.95	10.22	10.69	11.75	9.78	10.81	6.10	7.24	1.85	8.26
Na ₂ O	3.31	4.05	5.62	5.91	1.81	3.82	1.57	1.47	2.10	3.60	5.35	3.90	0.36	3.34
K ₂ O	0.14	2.01	0.32	0.28	0.15	0.42	0.96	1.15	0.35	1.68	3.19	1.70	0.03	0.54
H ₂ O ⁺	3.48	4.82	—	—	1.82	2.00	3.85	3.34	1.94	2.21	4.58	2.73	10.06	4.26
H ₂ O ⁻	0.20	0.20	—	—	0.26	0.20	0.04	0.09	0.20	—	0.42	1.85	0.48	0.31
P ₂ O ₅	—	0.82	—	—	0.06	0.18	—	—	0.23	—	—	—	—	0.12
CO ₂	есть	—	—	—	—	—	5.70	1.77	0.38	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	0.22	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.00	101.36	—	—	100.27	99.91	99.98	100.00	100.17	101.28	100.15	100.97	100.17	100.00*
\overline{RO}	3.24	2.88	—	—	4.38	2.56	2.12	1.98	5.27	2.69	2.44	1.96	9.71	2.90
RO ₂	5.23	5.52	—	—	5.70	5.10	3.37	3.11	6.44	4.07	4.64	4.42	7.34	4.41
α	1.67	2.22	—	—	2.56	1.96	1.32	2.08	1.55	1.42	1.62	1.94	1.15	1.51
R ₂ O : RO	1 : 8.5	1 : 3.9	—	—	1 : 20.0	1 : 6.0	1 : 11.03	1 : 12	1 : 14.7	1 : 6.0	1 : 2.6	1 : 3.7	1 : 144.5	1 : 7.9

Примечание. Анализы с индексом «В» взяты из работы Д. С. Белянкина (1915), с индексом «Бу» — из работы Булыго (1931), с индексом «В» — из работы Волькенгау (1914), остальные принадлежат автору.

Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому) пород юрской вулканической формации Центрального Кавказа (химические анализы в табл. 40 и 43)

№ анализов	a	c	b	s	f'	m'	c'	a'	n	t	?
802	17.5	4.3	18.8	59.4	53.1	27.5	19.4	—	72.0	3.0	—
587	20.3	0.9	7.2	71.6	68.8	14.2	17.0	—	60	0.3	—
6Б	13.5	0.3	6.4	79.8	23.9	32.6	—	43.5	37.4	0.3	19.5
1131	12.3	6.0	7.0	74.7	51.5	42.4	6.1	—	55	0.5	16.1
643	13.3	3.0	7.0	76.7	42.5	29.7	27.8	—	64.5	0.5	7.9
90	5.1	3.9	36.5	54.5	48.0	31.0	21.0	—	89	9.8	6.7
212	15.5	5.0	12.7	67.3	33.1	39.4	27.5	—	90	0.8	3.3
364	6.1	4.7	13.1	76.1	51.8	14.9	33.3	—	72	0.5	15.5
376	9.8	5.6	11.8	72.8	36.0	38.0	26.0	—	73	0.5	74.5
120	12.8	3.7	7.3	76.2	36.2	25.7	—	38.1	74	0.5	19
2Б	11.7	6.5	18.5	63.3	46	39	15	—	78	2.3	17.8
65	7.5	5.2	35.9	51.4	21.1	62.7	—	16.2	98	1.1	1.1
199	7.0	8.4	27.9	56.7	33.9	41.7	24.4	—	91.5	2.0	6.2
105	9.1	7.3	20.6	63.0	25	48.8	26.2	—	94	2.1	2.7
1083	4.3	6.7	34.6	54.4	20.0	52.0	28.0	—	93	1.1	4.5
943	7.7	8.0	29.8	54.5	32.7	41.0	8.3	—	96	1.4	—
3В	10.8	8.2	24.6	56.4	43.0	35.0	22.0	—	76	2.9	—
260	0.6	2.0	57.0	40.4	15.5	77.6	—	6.9	100	0.9	4.0
1Б	13.6	6.0	22.0	58.4	49.1	50.2	0.7	—	82	3.7	38.5
88	9.1	7.2	27.1	56.6	35.1	60.4	4.5	—	98	2.1	3.3
142	9.1	7.5	28.5	54.9	32.8	65.5	1.7	—	78	2.0	3.5
53	7.5	6.4	27.3	58.5	32.5	37.8	29.7	—	98	1.5	6.6
133	10.6	4.3	22.3	62.8	49	36.0	15	—	76	5.5	2.6
4Бу	5.7	9.8	28.7	55.8	31.4	51.6	17.0	—	70	1.9	24.3

Содержание MgO колеблется в более широких пределах. Оно резко понижается параллельно с уменьшением содержания в породе монопироксена и с увеличением содержания амфибола и хлорита, в составе которых MgO играет относительно меньшую роль. В процессах изменения диабаза, совершающихся в сторону образования хлоритовых и актинолитовых разновидностей, происходит, очевидно, вынос магнезии.

Содержание CaO испытывает еще большие колебания, чем MgO (4—11%), причем здесь замечается, как правило, обратная зависимость с натрием: при повышении содержания Na₂O, падает содержание CaO, и наоборот. Накопление окиси кальция в породе идет параллельно с выносом натрия (альбит замещается кальцитом).

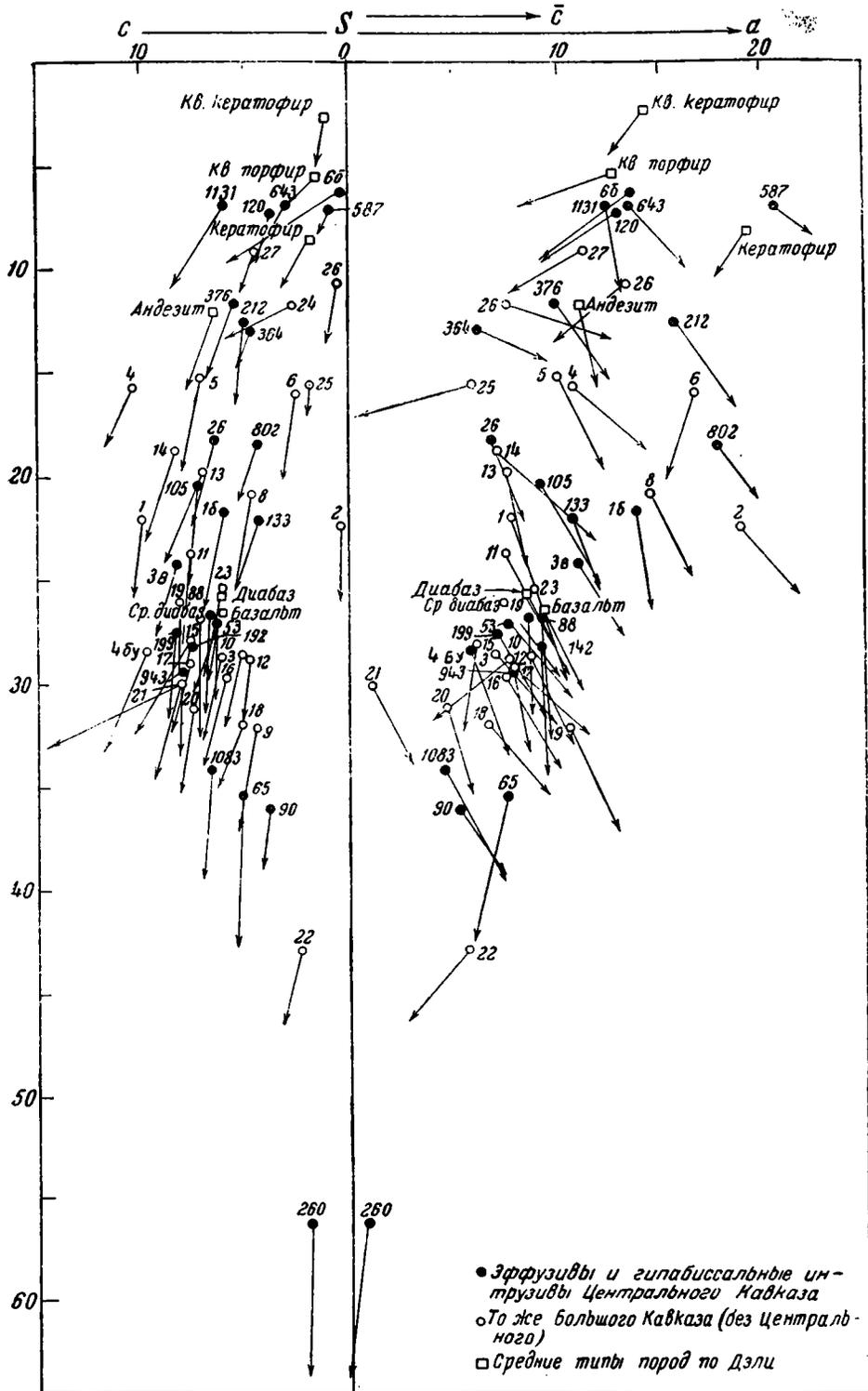
Суммарное содержание щелочей довольно устойчиво (4—5%), при постоянном относительном преобладании окиси натрия (2.7—4.5%). Содержание окиси калия обычно ниже 1%.

Содержание кристаллизационной воды довольно постоянно (обычно 4—5%) и стоит в прямой связи с содержанием в породе хлорита.

Содержание окиси титана в среднем довольно значительно (до 2.3%), породы богаты ильменитом и титаномагнетитом.

Аналогичны по химизму эффузивным диабазам и спилиты. Для них можно отметить лишь сравнительно повышенное содержание кристаллизационной воды (7.4%), наивысшее для рассматриваемых пород, что стоит в связи с сильным диагенетическим перерсждением этих пород (накопление хлорита).

Для диабазовых витрофиров, соответствующих, по видимому, наиболее быстро кристаллизовавшимся порциям диабазовой магмы, в сравнительно меньшей степени затронутых последующими процессами диагенеза и, таким образом, ближе отвечающих составу первоначального расплава,



Фиг. 43. Диаграмма химического состава пород юрской вулканогенной формации Большого Кавказа по А. Н. Заварицкому.

не замечается особенных отличий от среднего типа диабазов, рассмотренных выше. Исключением является несколько пониженное содержание щелочей в том числе окиси натрия. Можно предполагать, что условия для привноса натрия были в этом случае менее благоприятны, чем при более медленно протекающих процессах кристаллизации полнокристаллических диабазов.

Для диабазов интрузивной фации, при общей близости их с породами вышеописанной группы, можно отметить следующие особенности в их химической характеристике:

а) повышенное отношение окисного железа к закисному (преобладание актинолита в фемической части);

б) резко пониженное содержание кристаллизационной воды (в среднем 2—3% против 4—5% в эффузивных диабазах) как следствие бедности этих пород хлоритом.

В содержании кремнекислоты и щелочей особых отличий не усматривается; в некоторых образцах отмечалось слегка пониженное содержание щелочей (сумма 2—3%).

Лейкодиабазы (лейкократовые альбито-хлоритовые диабазы субинтрузивной фации).

Для этих пород наблюдаются более резкие отличия по сравнению с охарактеризованным выше нормальным типом диабазов.

Содержание SiO_2 в среднем несколько выше (47—50%), что стоит в очевидной связи с их более лейкократовым обликом. Несколько понижено содержание глинозема.

Для железа можно отметить некоторое общее повышение содержания одновременно с возрастанием отношения окисного железа к закисному (в результате вытеснения монопироксена хлоритом).

Резко понижено содержание магнезии.

Суммарное содержание щелочей повышается до 6—7%, главным образом за счет увеличения количества натрия; лишь в одном случае (порода № 133) установлено относительное повышение окиси калия до 2%.

Содержание кристаллизационной воды несколько понижено (3—4% против 5—6% в диабазах), что можно поставить в связь с относительным возрастанием содержания в породе полевошпатовой части.

Уклонение в сторону мономинеральных полевошпатовых пород сказывается и в пониженном содержании Al_2O_3 , что хорошо выступает на диаграмме соотношений $\overline{\text{RO}} : \text{R}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$ (фиг. 42).

Диабазовые пегматиты. При общем близком сходстве с нормальными диабазами можно отметить несколько повышенную кислотность (до 53% SiO_2), некоторое понижение суммарного количества железа (5—7% вместо 8—10%) и понижение содержания кристаллизационной воды (обеднение хлоритом).

Эти особенности химического состава диабазовых пегматитов свидетельствуют об их отчасти промежуточном положении между лейкодиабазами и нормальными диабазами.

Намечаются, таким образом, две основные ветви в составе пород диабазовой группы: 1) нормальных диабазов и 2) лейкодиабазов и диабазовых пегматитов.

Это находит отражение и в диаграммах (см. ниже).

Наряду с этими главными типами, охватывающими в количественном отношении подавляющее большинство основных пород формации, мы встречаем в ее составе и представителей крайних, отклоняющихся по химизму типов.

К ним относятся, во-первых, эссекиты или ортоклазовые диабазы, встреченные в составе дайковой (?) фации в бассейне Чегема. При содержа-

нии кремнекислоты и коэффициенте кислотности, близким к таковым нормальных диабазов, у них наблюдается резко повышенное содержание щелочей (до 8.5%) при заметном относительном возрастании окиси калия (3.19%) и одновременно некотором возрастании количества титана.

Уклонение в сторону более меланократовых и основных разновидностей представляют ильменитовые габбро-диабазы массива Тепли (анализ № 90), отличающиеся повышенной основностью ($\text{SiO}_2 = 43.7\%$) и резко повышенным по сравнению с нормальным диабазом содержанием окиси титана (6.5%) и закисного железа (15.5%). Характерно также резкое превышение CaO над MgO , что является необычным для гипербазитовой ветви основных пород. Как уже указывалось при описании габбро-диабазов Тепли, их несколько необычайный состав как петрографический, так и химический (одновременная концентрация кальция и титана) наводит на мысль о гибридном происхождении этих пород в результате ассимиляции каких-то пород, богатых кальцием. Геологическая обстановка не дает пока ответа на этот вопрос.

Гипербазиты, представленные анализом серпентинита с р. Клята (массив Адай-хох, № 260'), являются также исключительно редкими образованиями в составе формации. Судя по составу клятского серпентинита, они в химическом отношении обнаруживают некоторые отклонения от нормального типа соответствующих по химизму пород (относительно низкое содержание MgO , резко повышенное содержание FeO и др.). Возникает предположение, что и здесь, так же как и в случае габбро-диабазов Тепли, появление необычных по составу для описываемой формации типов было связано с какими-то ассимиляционными процессами.

б) Распространение микроэлементов

Для характеристики распространения микроэлементов в породах основной серии были проделаны спектральные анализы.¹

Рассмотрение полученных данных (табл. 41) приводит к следующим заключениям о распространении отдельных микроэлементов в группе диабазов.

Свинец отмечался только в виде ничтожных следов в одном из интрузивных диабазов Черка.

Медь является постоянным и характерным спутником диабазов (входит, вероятно, в состав пирротина и пирита) при среднем содержании в породах до 0.1%, значительно повышенном против кларка, равного 0.01%.

Кобальт, так же как и медь, присутствует всегда и в повышенном количестве, в пределах 0.005—0.01% (при кларке 0.002%). Входит, вероятно, в пирротин.

Никель — то же, что и кобальт, но менее выдержан, местами возрастает до 0.1%, в среднем значительно повышен против кларка (0.02%).

Галлий — постоянный спутник алюминия и поэтому мало характерный элемент, присутствует обычно в количестве 0.005%.

Хром — постоянно и в повышенном против кларка (равном 0.03%) количестве, обычно, в пределах 0.01—0.1%. Входит в состав титаномagne-тита (?) и, вероятно, отчасти в пироксен.

Ванадий присутствует постоянно, в количестве обычно 0.01%, входит, вероятно, в пироксен.

Барий — местами в несколько повышенном количестве, до 0.01%, в полевых шпатах (?).

¹ В Спектральной лаборатории Института геологических наук Академии Наук СССР в Москве.

Стронций -- постоянно, не в ничтожных количествах (0.001—0.01%), является спутником бария.

Характерными, таким образом, малыми элементами для пород описываемой группы являются: медь, кобальт, никель, хром, ванадий, присутствующие постоянно и в повышенном (против кларка) количестве.

Диабазы эффузивной и интрузивной фаций по содержанию микроэлементов не различаются между собой. Для габбро-диабазов и эссекситов можно отметить понижение в содержании хрома и никеля.

Для лейкодиабазов и диабаз-пегматитов при общем тесном сходстве с нормальными диабазами отмечается: в единичных случаях — появление свинца (тончайшая вкрапленность галенита вместе с сульфидами меди

Распределение микроэлементов в породах

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	
As																									
Te																									
Sb																									
Pb																									
Sn																								1	
Cu	4	4	3	4	4	4	4	3	2	4	4	5	2	4	4	4	4	4	4	1	4	4	4	5	3
Ag																									
Zn																									
Cd																									
Co		3	2	4	4	4	2	2	4	3	3	4	4	4	4	4	2	3	4	4	4	4	3	3	4
Ni		5	4	4	4	4	2	2	4	3	3	2	2	4	4	2	4	2	3	5	4	4			4
Bi																									
In																									
Ge																									
Cr		5	4	4	4	5	3	1	5	5	4	5	4	5	5	2	5	2	5	5	5	5			3
V		4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	5	4	4	4	4	3	5	5	3	4	4	4	5	3
Li																									
Ba		2	2	4	4	5	5	2		3		2		5	5	5			5		3			2	2
Sr	4	3	2	5	5	5	4	3	5	4	4	5	2	4	5	5	3	5	4	5	4	5	4	5	3
Se																									

Обозначения: 1 — ничтожные следы ($> 0.001\%$); 2 — следы (ок. 0.001%); линии (ок. 0.1%); отсутствие знака указывает, что данный элемент не обнаружен.

1 — крупнозернистый диабаз, Квенамтский перевал, южные отроги массива восточные отроги хр. Чаухи, № 88; есть химический анализ; 3 — диабаз, хр. Чин Бизенгийского, № 595; 5 — мандельштейновый диабаз, отсюда же, № 597; 6 — сред 7 — диабазовый порфирит, отсюда же, № 737; 8 — крупнозернистый диабаз, отсюда бассейн Фиаг-дона, № 808; 10 — диабаз с псевдоморфозами по оливину, отсюда же, 12 — диабаз с кварцем, отсюда же, № 1023; 13 — диабаз с кварцем и пренитом, Ардона, № 1058; 15 — диабазовый порфирит из дайки, с. Шики, р. Черек Бизен р. Джута, западные отроги хр. Чаухи, № 32; 18 — лейкодиабаз, р. Садзели, там диабаз, р. Арси-ком, массив Тепли, № 71'; 22 — лейкодиабаз, отсюда же, № 121'; отсюда же, № 135'; 25 — лейкодиабаз с анальцимом, район с. Джабой, р. Черек р. Черек Бизенгийский, № 661; 27 — крупнозернистый лейкодиабаз, р. Цазиу-ком, стый диабазовый пегматит, р. Садзели, хр. Чаухи, № 61; 30 — диабазовый пегма с гранофиром, р. Архон, массив Тепли, № 155'; 32 — диабазовый пегматит, массив Тепли, № 806; 34 — диабазовый пегматит с пренитом, отсюда же, № 807; 35 — крупно матит, р. Клиат, гора Адай-хох, № 1050; 37 — диабазовый пегматит, массив Теп № 863; 39 — диабаз-пегматит с анальцимом и ортоклазом, р. Чегем, № 803; 40 — № 192'; 42 — актинолитовый диабаз-пегматит, р. Суар-ком, гора Тепли, № 883; пегматит, отсюда же, № 1087; 45 — диабаз-пегматит, массив Тепли, № 140; 46 — пе 48 — плагиопорфирит, район Джабой, р. Черек Бизенгийский, № 630; 49 — плагио Адай-хох, № 997; 51 — игольчатый витрофир, р. Цазиу-ком, массив Тепли, № 814;

и железа); в отдельных случаях — понижение или полное исчезновение хрома.

Таким образом, диабазы «нормального типа» полностью отражают геохимические особенности основной магмы в отношении содержания малых элементов, а породы лейкократовой ветви, так же как и «гибридные» образования, обнаруживают и здесь отклонения в сторону более кислой магмы, выражающиеся в понижении содержания хрома и никеля и в появлении свинца.

Таблица 41

основной серии Центрального Кавказа

25	23	27	28	29	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52				
	3	4	3	4	4	4	3	4	4	4	1	4	2	4	4	1	3	4	3	3	4	1	3	4	4	4	2	4	4	
	4	5	4	2	4	4	2	5	4	4	5	4	4	4	3	4	4	2	3	3	4	4	5	4	4	4	4	3	4	2
	1	4	4	2	5	3	3	4	4	4	3	3	1	3		2	4	4	2	3	4	4	3	4	4	4	4	3	3	4
	4	5	2	2	5	2	4	4	5	5	4	4	4	2	5	4	5	5	4	4	4	4	5	4	4	4	5	5	4	5
	4	4	4	4	4	5	4	4	5	5	5	4	4	4	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	5	5	4	4
	3	5	3		1	2			2	2	2			5		2	4	2			3	2	5							
	4	5	3	3	5	4	3	5	5	5	5	2	1	5	5	5	5	3	3	3		4	5	5	5	5	5	4	5	

3 — очень слабые линии (ок. 0.005%); 4 — слабые линии (ок. 0.01%); 5 — средние

Чаухи, № 70; 2 — диабаз из небольшого штока в районе цирка р. Буделаури, гис-кльде, № 130; 4 — диабазовый порфирит, район Джабоя, долина р. Черка незернистый хлоритовый диабаз, с. Шики, долина р. Черка Бизенгийского, № 729; же, № 747; 9 — диабаз; присутствует коричневый амфибол; ледник Цазну-ком, № 812; 11 — порфириовидный диабаз, р. Адайком, бассейн Ардона, № 1021; гора Каурбек-хох, бассейн Ардона, № 1034; 14 — диабаз, р. Клиати-ком, бассейн гийский, № 739; 16 — диабаз с лабрадором, оттуда же, № 746; 17 — лейкодиабаз, же, № 51; 19 — оттуда же, № 53; 20 — лейкодиабаз, р. Фиаг-дон, № 65'; 21 — лейко-23 — крупнозернистый лейкодиабаз, р. Дзамараш-дон, № 132'; 24 — лейкодиабаз, Бизенгийский, № 606; 26 — лейкодиабаз, богатый титаномагнетитом, с. Усхур, массив Тепли, № 954; 28 — диабаз-пегматит, хр. Чаухи, № 50; 29 — крупнозерни-тит, р. Цирцловнис-цхали, хр. Чингис-кльде, № 154; 31 — диабазовый пегматит Адай-ком, 33 — то же, с крупными зёрнами пирротина, р. Цазну-ком, массив зернистый диабаз-пегматит, р. Суар-ком, гора Тепли, № 858; 36 — диабазовый пег-ли, № 253; 38 — актинолитовый диабаз-пегматит, ледник Хардочин, массив Тепли, диабазовый пегматит, гора Тепли, № 186'; 41 — диабаз-пегматит, массив Адай-хох, 43 — актинолитовый диабаз-пегматит, Мамисовский перевал, № 1081; 44 — диабаз-ридоит, р. Саберпе, массив Чаухи, № 163'; 47 — спилит, хр. Чаухи, № 49; порфирит, р. Цазну-ком, гора Тепли, № 824; 50 — спилит, р. Клиати, массив 52 — то же, р. Калоти, долина р. Фиаг-дон, № 839.

в) Две ветви дифференциации диабазовой магмы

Как было показано выше, сравнительное рассмотрение петрографических и химических данных приводит к выводу о существовании в составе основной серии Центрального Кавказа двух главных типов, соответствующих двум главным направлениям дифференциации диабазовой магмы:

- а) типа нормальных диабазов (пироксеновых),
б) типа лейкократовых диабазов (хлоритовых) и диабазовых пегматитов.

Геологические данные указывают в некоторых случаях на более молодой возраст представителей второй группы по отношению к первой, хотя они тесно связаны друг с другом постепенными переходами.

На треугольной диаграмме, составленной по трем параметрам магматической формулы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга: RO , R_2O_3 , SiO_2 (фиг. 42), точки, отвечающие составам диабазов «нормального типа», укладываются в определенную узкую полосу, в то время как точки пород второй группы

Химический состав пород юрской вулканогенной

Компоненты	Эффузивные диабазы, р. Сочи		Диабаз из жили, р. Б. Лаба	Габбро-диабаз, р. Кодор	Порфири-ты, р. Теберда		Диабаз из жили, р. Кубань	Альбитовые диабазы, Сванетия			Альбитовый диабаз р. Квайшра	Спилиты, р. Джоджора	
	1	2			5	6		8	9	10		12	13
SiO_2	43.08	49.12	49.33	50.58	53.39	56.10	50.74	44.80	45.90	46.60	48.74	49.47	54.86
TiO_2	1.02	1.28	1.19	0.95	0.84	0.67	—	1.80	1.80	2.06	1.44	0.02	0.94
Al_2O_3	18.20	13.60	17.30	20.49	16.49	17.75	12.95	17.07	14.85	15.30	16.77	20.50	15.77
Fe_2O_3	2.05	4.78	3.94	2.54	2.34	4.97	6.29	1.48	1.56	2.01	2.22	3.44	5.19
FeO	8.01	4.79	6.46	5.53	3.91	2.53	6.96	6.71	7.11	7.22	6.06	6.42	3.78
MnO	0.14	0.15	0.46	0.13	0.15	0.08	—	0.15	0.14	0.12	0.23	0.41	0.38
MgO	4.63	4.37	5.84	3.09	3.77	4.24	7.29	4.48	10.42	8.41	5.97	4.82	4.98
CaO	9.38	5.18	10.64	9.14	6.91	2.15	9.84	6.48	9.73	9.40	10.53	3.89	6.83
Na_2O	2.81	8.27	2.38	2.77	3.44	6.58	3.96	5.54	4.08	3.12	3.11	2.98	2.33
K_2O	0.43	0.15	0.92	1.80	1.05	1.18	—	1.68	1.14	0.96	0.43	0.55	1.51
P_2O_5	0.58	—	0.05	—	—	—	—	0.88	0.07	0.16	—	0.07	0.17
SO_3	—	—	сл.	—	—	—	0.07	сл.	сл.	—	0.30	0.19	0.16
H_2O^+	8.48	7.36	0.66	2.50	3.31	2.04	1.39	9.29	3.20	4.20	0.50	6.00	0.88
H_2O^-	1.12	0.48	0.18	0.40	—	—	0.45	—	—	1.00	3.43	1.36	3.24
CO_2	—	—	—	—	3.90	1.85	—	—	—	—	0.30	—	—
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.93	99.53	99.35	99.92	99.50	100.14	99.94	100.36	100.00	100.56	100.03	100.12	101.02

1 — эффузивный лабрадоритовый диабаз из верхнеюрской свиты, р. Сочи (Г. М. там же); 3 — диабаз из жили в древних гранитах, верховья Б. Лабы (Гончарик, дор (Еремеев и Петров, 1940); 5 — порфирит первой фазы, район впадения р. Теберный пласт (там же); 7 — диабаз из жили в кристаллических сланцах р. Гондорай, сел. Рухмелури, Нижняя Сванетия (Заридзе, 1941); 9, 10 — мелкозернистый диабаз, Бабитовый диабаз из ущелья р. Квайшурь, Верхняя Рача (Татришвили, 1940); 12, 13 — 14 — авгитовый порфирит из среднеюрской толщи, Горная Рача (там же); 15 — пла р. Чарглис-Хеви, Кахетия (Азизбеков и Алиев, 1940); 17 — крупнозернистый диабаз (оттуда же); 20 — 23 — диабазы из даек, район Белокап-ер, Кахетия (Паффенгольд, 1946 г.); 25 — серый кварцевый альбитофир (оттуда же); 26 — кварцевый кератофирская, 1934); 27 — розовато-серый кератофир из толщи юрских эффузивов, с. Камен

обнаруживают закономерное отклонение в левую сторону, в сторону пониженных значений R_2O_3 .

Резко отклоняются от средней кривой нормальных диабазов и точки, соответствующие составам габбро-диабазов и серпентинитов, но здесь не улавливается такой определенной закономерности, что стоит в связи с аномальным составом этих пород, отмеченным выше.

На диаграмме, составленной по методу А. Н. Заварицкого, большинство точек и векторов, соответствующих породам диабазовой группы, укладываются в сравнительно узкие пределы, соответствующие нормальным типам диабазовой или базальтовой магмы. Наибольшие отклонения наблюдаются для ильменитовых габбро-диабазов (в сторону богатства фемическими составными частями) и серпентинитов. Отклонение векторов на плоскости ASB влево констатируется только в одном случае (для эффузивного диабаза № 65', обогащенного глиноземом). Для актинолитовых диабазов интрузивной фации можно отметить отдаление фигуративных точек на грани CSB от оси SB (богатство кальцием).

Таблица 42

формации Большого Кавказа (кроме Центрального)

Авгитовый порфирит Рача	Интруз. диабаз, р. Пац	Габбро-диабаз, Кахетия	Диабазы, Кахетия, р. Чартлис-Хеви			Диабазы из даек, Кахетия, р. Белокан-ер				Кварц. порфир, р. Сочи	Альбитовый, р. Сочи	Кварц. кератофир, р. Сочи	Кератофир, р. Кубань
			17	18	19	20	21	22	23				
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
51.36	48.18	50.11	48.80	48.49	50.04	42.08	48.04	42.80	47.72	68.82	69.74	68.99	61.86
0.04	0.88	0.68	1.06	1.23	0.80	2.99	2.66	0.94	2.25	0.58	0.35	0.29	0.59
18.46	16.42	14.60	15.11	12.61	17.42	13.32	11.89	17.81	14.87	14.21	14.48	14.14	16.50
4.97	7.81	1.50	2.34	3.12	1.44	1.23	1.87	1.09	1.17	4.33	1.25	1.35	0.71
4.80	6.43	7.85	7.79	10.21	7.34	12.06	10.94	13.99	9.21	0.18	3.89	3.52	3.20
0.24	0.35	—	—	—	сл.	0.46	0.27	0.85	0.22	—	—	—	0.08
4.53	7.06	8.07	5.94	6.41	6.78	7.16	6.24	9.43	6.44	1.08	1.18	1.77	1.13
8.28	6.03	11.69	13.16	11.68	11.84	8.39	10.78	2.14	7.55	2.20	1.62	0.48	3.48
2.17	1.61	2.58	2.83	2.22	3.08	1.56	0.09	2.12	3.34	1.06	2.59	5.32	3.58
1.07	1.37	1.04	1.10	1.22	0.19	0.41	0.44	0.71	0.69	3.50	1.45	1.53	1.81
0.40	0.03	0.17	0.24	0.48	0.10	—	—	—	—	0.10	0.22	—	—
0.16	0.29	—	—	—	0.10	—	—	—	—	—	—	—	—
1.52	2.38	1.34	1.68	1.95	1.38	5.63	4.02	7.09	3.96	2.72	2.82	2.05	3.24
2.24	1.22	0.18	0.07	0.27	0.07	0.09	0.17	0.21	0.22	0.44	0.32	0.22	CI-0.05
—	—	—	—	—	0.21	—	—	—	—	—	—	—	3.82
—	—	—	—	—	—	4.67	2.76	0.94	2.17	—	—	—	—
100.24	100.06	99.82	100.12	99.89	100.79	100.05	100.17	100.12	99.81	92.22	99.91	99.66	100.05

Ефремов, подсчет 1946 г.); 2 — альбитовый диабаз из нижней эффузивной свиты (1936); 4 — габбро-диабаз, жила в порфировой средней (?) юре, хр. Журги, р. Коды в Кубань (П. И. Лебедев, 1930); 6 — порфирит второй фазы, гора Шоана, верховья Кубани (Проценко, 1936); 8 — альбитовый диабаз, жила в сланцах байоса, бильская диабазовая интрузия, р. Цхенис-цхали, Нижняя Сванетия (там же); 11 — альспилиты из покрова в средней юре, р. Джоджора, Верхняя Рача (Дзодзендзе, 1938); стоящая интрузия диабаза по р. Пац, Горная Рача (там же); 16 — габбро-диабаз (оттуда же); 18 — среднезернистый диабаз (оттуда же); 19 — мелкозернистый диабаз (1932); 24 — белый кварцевый порфир, верховья р. Сочи (Г. М. Ефремов, подсчет из покрова в глинистых сланцах лейаса, гора Б. Чурия, Сочинский район (Хмелевномостское, р. Кубань (П. И. Лебедев, 1930).

г) Средний тип диабазовой магмы
Центрального Кавказа

В табл. 40 в последней графе представлен вычисленный на основании имеющихся анализов средний состав «нормального диабазы» для Центрального Кавказа.

Этот «средний диабаз» обнаруживает тесное сходство с составами юрских диабазов других районов Большого Кавказа, сопоставленных нами в табл. 42 (анализы по литературным и частично неопубликованным фондovým источникам). Вывод о близком сходстве химического состава всех этих пород можно сделать и при рассмотрении диаграммы, составленной по методу А. Н. Заварицкого, на которой нанесены точки, соответствующие диабазам всего Большого Кавказа (фиг. 43). Намечается, таким образом, принадлежность юрских диабазов к одному общему генетическому «штамму» — обстоятельство, подтверждающее принадлежность их к общей формации, связанной с определенной геологической обстановкой и определенной геологической эпохой.

При сравнении со средним «мировым» типом диабазов по Дэли можно отметить для кавказских диабазов следующее:

- а) несколько более основной состав;
- б) повышенное содержание магнезии;
- в) более резкое преобладание закисного железа над окисным;

г) несколько повышенное отношение $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ при примерно одном и том же суммарном содержании щелочей.

Можно высказать предположение о связи диабазовых пород Кавказа с основной магмой, несколько отклоняющейся по составу от средней «ми-

Таблица 42а

Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому) пород юрской вулканической формации Большого Кавказа (химические анализы в табл. 42)

№	a	c	b	s'	f'	m'	c'	a'	n	t	φ
1	7.7	10.0	23.3	59.0	48.0	39.0	13.0	—	91.0	1.6	54.0
2	18.6	0.4	22.7	58.3	38.0	34.0	28.0	—	99.0	1.9	18.0
3	6.9	5.2	28.9	59.0	35.5	35.5	29.0	—	80.0	1.8	47.0
4	9.6	10.3	15.9	64.2	40.0	28.0	32.0	—	71.0	1.5	11.6
5	10.0	7.1	15.4	67.5	41.4	45.5	13.3	—	84.0	1.1	13.5
6	16.4	2.6	16.2	64.8	41.4	44.3	—	14.3	88.0	0.9	26.0
7	16.2	4.7	21.1	58.0	40.0	40.0	20.0	—	83.0	3.0	64.0
8	10.4	4.5	32.5	52.6	27.0	51.3	21.7	—	85.0	3.0	4.0
9	8.6	6.2	29.0	56.2	30.3	50.5	19.2	—	82.0	3.2	5.8
10	7.4	7.6	24.0	61.0	34.0	43.7	22.3	—	93.0	2.0	8.2
11	7.6	4.9	29.2	58.3	33.4	29.1	—	37.5	90.0	—	10.0
12	7.6	7.0	20.0	65.4	46.5	46.1	7.4	—	70.0	1.2	25.0
13	7.0	8.3	19.0	63.7	51.1	43.4	5.5	—	74.0	—	24.0
14	6.0	7.7	28.3	58.0	48.8	44.6	—	6.6	63.0	1.3	25.0
15	7.3	6.0	30.0	56.7	28.6	45.0	26.4	—	80.0	20.0	4.0
16	7.8	6.2	29.4	56.6	32.1	34.2	33.7	—	79.0	1.7	6.5
17	6.5	5.2	32.3	56.0	38.1	33.7	28.2	—	73.0	1.8	8.0
18	7.2	8.2	26.3	58.3	31.6	44.4	24.0	—	96.0	1.2	4.7
19	4.5	7.6	31.6	56.3	45.0	43.0	12.0	—	87.0	5.1	3.3
20	0.9	8.1	30.3	60.7	43.1	37.2	19.7	—	33.0	4.0	5.7
21	5.5	2.5	43.4	48.6	34.0	36.0	—	30.0	83.0	1.5	2.0
22	8.8	6.1	25.7	59.7	41.0	45.0	14.0	—	83.0	3.4	4.0
23	7.4	2.7	11.8	78.1	32.7	15.6	—	51.7	33.0	0.7	31.0
24	5.8	1.9	15.7	76.6	29.0	13.0	—	58.0	95.0	0.3	6.8
25	13.2	0.6	10.8	75.4	39.2	27.1	—	33.7	84.0	0.3	10.0
26	11.1	4.5	9.2	75.2	41.7	22.1	—	36.2	75.0	0.8	6.2

ровой» базальтовой магмы. С другой стороны, можно, очевидно, объяснять своеобразие кавказских диабазов как результат воздействия каких-то процессов, приведших к изменению состава той же первоначальной мировой базальтовой магмы, как, это, например, предполагает Дэли для объяснения особенностей химического состава диабазов формации Карру (Южная Африка).

Решать подобные вопросы при настоящей степени изученности трудно.

Диабазы Центрального Кавказа (как «нормального», так и, в особенности, лейкократового ряда) приближаются по своей химико-петрографической характеристике к типу толейитов, выделяемых английскими авторами в составе древних диабазовых формаций Великобритании.

Своеобразие и выдержанность этого типа пород (толейитов) привели некоторых исследователей к идее о самостоятельном существовании особой «толейитовой» магмы, наряду с обычной «оливино-базальтовой» магмой. Так, Кеннеди (Kennedy, 1933) на основании изучения и сопоставления пегматоидных образований различных диабазовых и базальтовых формаций мира пришел к заключению о существовании двух контрастных по составу типов пегматоидных дифференциатов, соответствующих каждый особому типу базальтовой магмы.

а) *Оливиново-базальтовая магма.* Пироксены — типа диопсида и титан-авгита. Небольшое количество кислого остатка, без свободного кварца. Обычные породы Тихого океана и щелочных провинций, вероятно, траппы Патагонии, Сибири и т. п.

б) *Толейитовая магма.* Оливина нет или очень немного. Характерен кислый — стекловатый или гранофировый остаток. Пироксен типа пизонита, бедный кальцием. К этому типу принадлежат широко распространенные базальты и диабазы Декана, Карру, вероятно, большинство андезитов Кордильер.

О самостоятельности каждого из этих типов говорит выдержанность и однообразие состава на огромных пространствах, широкое распространение на земной поверхности (оба типа развиты примерно в равных количествах).

Своеобразие магмы кавказских диабазов и принадлежность их к особому типу базальтовой магмы представляются несомненными.

Диабазы Кавказа можно сопоставлять с «толейитовым» типом Кеннеди как по составу пегматоидных дифференциатов (см. ниже), так и по отсутствию оливина и по некоторым чертам химизма (высокое содержание воды, повышенное отношение $FeO : Fe_2O_3$). Все эти черты свойственны, по Уокеру (Waker, 1930), и «толейитовой» магме Шотландии.

Однако универсальность схемы Кеннеди представляется сомнительной, поскольку действительная картина строения многих диабазовых и трапповых формаций очень сложна и в составе их могут участвовать диабазы различных типов. Так, например, в среднесибирских траппах на основании исследований Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и др. (1932), Белоусовой (1936) и прочих авторов было установлено присутствие диабазов, связанных и с «толейитовой» и с «оливиново-базальтовой» магмой.

2. Производные средне-кислой магмы

Представление о химизме пород этой группы (альбитофиры и кератофиры) дает сводная таблица анализов (табл. 43).

Эти данные характеризуют описываемую группу как неустойчивую по составу с сильно колеблющимися соотношениями в содержании

отдельных окислов. Сопоставление химических данных с особенностями петрографического состава (охарактеризованными выше) позволяет наметить существование трех главных ветвей в составе описываемой группы:

а) калиевых кератофигов, б) натриевых кератофигов, в) альбитофигов.

Породы первых двух ветвей тесно связаны между собой по условиям распространения и отвечают в целом магме умеренно-щелочного характера.¹

Альбитофиры принадлежат магме щелочно-земельного характера.

Приведем краткую химическую характеристику для отдельных выделенных нами типов.

а) К а л и е в ы е к е р а т о ф и р ы

По среднему содержанию SiO_2 в пределах 60—65% и коэффициенту кислотности $\alpha=2.57$ породы принадлежат к группе «мезитов» — производных средней по кислотности магмы, по классификации Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. У дифференциатов этой группы, однако, кислотность быстро возрастает.

В составе группы щелочей, общее количество которых составляет 10—12%, преобладает окись калия, но количественные соотношения ее с окисью натрия сильно варьируют.

При повышении кислотности у отдельных членов серии мы не находим параллельного возрастания количества щелочей, суммарное содержание которых, наоборот, понижается (для более кислых членов до 4—5%), причем относительно возрастает роль натрия (Na_2O преобладает в более кислых членах). В целом, таким образом, по мере повышения степени кислотности происходит нарастание содержания свободной SiO_2 .

По своему химическому характеру породы группы должны быть отнесены к кератофирам, представляющим собой палеотипные аналоги трахитов. Состав породы № 587, например, почти полностью отвечает составу трахита, приведенному у Розенбуша («Описательная петрография»).

Наиболее полно признаки типичных щелочных кератофигов (в понимании Розенбуша) выражены у первых трех анализов, приведенных в табл. 43. Следующие члены группы уже несколько отклоняются в сторону кварцевых порфиров, со все менее отчетливо выраженным щелочным характером.

При сравнении со средними составами кератофигов и кварцевых порфиров, по Дэли, черекские кератофиры обнаруживают некоторые отклонения. На диаграмме А. Н. Заварицкого векторы, соответствующие этим последним, отклоняются в правую сторону (обогащение щелочами, в противоположность средним типам Дэли, которые пересыщены глиноземом).

При нанесении на треугольную диаграмму, составленную по формуле Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, черекские кератофиры довольно закономерно укладываются в общую полосу точек, соответствующих составу других членов вулканогенной формации, и помещаются на крайнем «кислом» конце этой полосы.

Содержание микроэлементов в кератофирах характеризуется спектральными анализами табл. 44 (графы 55—57). Закономерности в

¹ В описательной части (см. гл. III) эти породы соответственно обозначены как «ортоклазовый» и «альбитовый» типы кератофигов.

Химические анализы пород средней и кислой магмы юрской вулканогенной формации Центрального Кавказа

Элементы	Кератофиры									Альбитофиры					Кварцевые альбитофиры				
	№ 580	№ 587	№ ББ	№ Б	№ 761	№ 602	№ 550	№ 7980	№ 617	№ 212	№ 364	№ 76/44	№ 378	№ 978	№ 1131	№ 643	№ 120/44	№ 1105	№ 271
SiO ₂	59.22	62.70	69.45	63.00	69.20	66.11	68.00	80.64	81.20	54.88	58.50	58.42	59.14	60.36	62.89	66.10	66.20	74.92	70.32
TiO ₂	—	0.29	0.15	—	—	—	—	—	—	0.60	0.42	0.74	0.36	—	0.42	0.50	0.43	—	—
Al ₂ O ₃	—	16.53	12.48	—	—	—	—	—	—	17.50	14.02	16.94	14.64	—	17.12	14.30	16.99	—	—
Fe ₂ O ₃	—	5.21	1.42	—	—	—	—	—	—	0.55	2.12	3.77	1.02	—	1.28	0.57	1.59	—	—
FeO	—		0.33	—	—	—	—	—	—	—	3.71	4.26	2.07	3.23	—	2.38	2.34	1.27	—
MnO	—	0.10	0.02	—	—	—	—	—	—	0.11	0.09	0.06	0.12	—	0.16	0.19	0.04	—	—
MgO	—	0.57	1.15	—	—	—	—	—	—	2.77	0.97	2.99	2.46	—	1.73	1.18	1.07	—	—
CaO	—	1.80	0.15	—	—	—	—	—	—	6.63	6.50	4.35	6.62	—	4.90	4.04	3.02	—	—
Na ₂ O	2.58	5.51	2.26	6.85	9.05	2.21	2.61	4.24	—	5.68	3.45	4.17	3.06	3.87	2.99	3.85	4.29	3.22	4.98
K ₂ O	6.34	5.58	5.84	0.49	0.15	2.36	1.81	2.53	—	0.92	2.00	2.12	1.65	1.51	3.70	3.15	2.30	3.26	2.33
H ₂ O ⁺	—	1.16	0.28	—	—	—	—	—	—	6.44	7.15	2.56	7.28	—	3.38	3.54	1.93	—	—
H ₂ O ⁻	—	0.60	1.31	—	—	—	—	—	—	0.22	0.32	0.70	0.42	—	0.57	0.14	1.27	—	—
P ₂ O ₅	—	0.17	—	—	—	—	—	—	—	0.23	—	—	—	—	0.05	0.15	SO ₃ 0.04	—	—
CaCO ₃	—	—	6.25	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	—	100.22	101.09	—	—	—	—	—	—	100.24	100.21	98.95	100.00	—	101.57	100.05	100.44	—	—
\overline{RO}	—	1.65	1.04	—	—	—	—	—	—	1.95	1.82	1.42	1.95	—	1.44	1.61	1.68	—	—
RO ₂	—	6.47	8.80	—	—	—	—	—	—	5.22	6.52	5.12	6.28	—	5.95	7.63	6.22	—	—
α	—	2.77	4.40	—	—	—	—	—	—	2.12	2.70	2.34	2.67	—	2.68	3.34	3.06	—	—
R ₁ O : RO	—	1.24 : 1	2.6 : 1	—	—	—	—	—	—	1 : 2.4	1 : 2.6	1 : 2.0	1 : 3.3	—	1 : 1.9	1 : 1.4	1 : 1.06	—	—

Примечание. Анализы с индексами «Б» взяты из работы Д. С. Белянкина (1915 г.), остальные принадлежат автору и приведены выше в соответствующих местах настоящей работы.

содержании отдельных элементов здесь в среднем те же, что и для группы альбитофиров, и будут рассматриваться ниже совместно с последними.

б) Натриевые кератофиры

Эти породы связаны, как уже отмечалось, рядом переходных разностей с калиевыми кератофирами вышеописанного типа. Для натриевой ветви кератофиров характерно резко повышенное содержание Na_2O . В целом они отвечают по составу натриевым трахитам (палестрахитам).

Крайним представителем натриевой ветви является кератофировый туф (№ 761), содержащий 9.05% Na_2O , при почти полном отсутствии калия. В породе почти отсутствуют темноцветные компоненты. В пересчете по Na_2O мы имеем здесь, таким образом, в составе породы около 90% молекулы альбита.

В составе черекской вулканогенной свиты мы наблюдаем тесное чередование и частую перемежаемость представителей обеих ветвей кератофиров — калиевой и натриевой, при общем количественном преобладании представителей первой, калиевой ветви. Можно высказать предположение об интенсивной миграции щелочей, неравномерно обогащавших различные порции первоначально однородного магматического расплава.

Это согласуется с известными представлениями о повышенной миграционной способности алюминатов щелочей, в особенности натрия (например, при процессах гранитизации).

в) Альбитофиры

Альбитофиры составляют в целом довольно широкую группу, в составе которой в зависимости от степени насыщенности кремнекислотой и присутствия свободного кварца можно выделить две подгруппы — бескварцевых (резко преобладающих в количественном отношении) и кварцевых альбитофиров.

Несмотря на значительную в большинстве случаев степень измененности этих пород (более высокую, чем у кератофиров), химический их облик вырисовывается довольно отчетливо. Бескварцевые разновидности альбитофиров представляют собой палеотипные аналоги андезитов. Анализы садонских альбитофиров (№ 364, 376) соответствуют приводимым у Розенбуша цифрам для амфиболовых андезитов (третичные лавы Венгрии, молодые лавы Аляски). Несколько более кислые члены группы ближе соответствуют андезито-дацитам (в смысле Ф. Ю. Левинсон-Лессинга).

Можно констатировать вместе с тем известное отклонение к щелочности (в некоторых случаях), недостаточное, однако, для того, чтобы считать эти породы аналогами щелочных андезитов; суммарное содержание щелочей не поднимается нигде выше 6.5%, лишь содержание Na_2O возрастает в некоторых случаях (№ 212, 271) до 5%. Накопление щелочей представляет, таким образом, чисто местное явление и не характерно для этой группы в целом.

Приведем для сравнения средние магматические формулы для: 1) среднего андезито-дацита и 2) среднего бескварцевого альбитофира Садонско-Дигорской зоны:

1) $1.6 \overline{RO} : R_2O_3 : 5.85 SiO_2 ; R_2O : RO = 1 : 3 ; \alpha = 2.50 ;$

2) $1.9 \overline{RO} : R_2O_3 : 6.12 SiO_2 ; R_2O : RO = 1 : 2.8 ; \alpha = 2.50 .$

Прилагать, таким образом, термин «кератофир» в том его значении, которое приводится в «Описательной петрографии» Розенбуша-Озанна, на наш взгляд, неосновательно. Наиболее уместным представляется термин «альбитофиры» как обозначение палеотипных аналогов андезитов и андезито-дацитов, характеризующихся определенным петрографическим обликом — исключительным развитием вкрапленников альбита.

Подобно этому и кварцсодержащие, более кислые члены ряда следует обозначать как кварцевые альбитофиры. По своей химической характеристике они приближаются к андезито-дацитам, а наиболее кислые крайние члены — к дацитам и липарито-дацитам.

Содержание SiO_2 колеблется в пределах 65—75% (крайние по химизму различия представлены обычно окварцованными породами и поэтому менее характерны).

Щелочи присутствуют в количестве 6—7%, т. е. в том количестве, как и в бескварцевых кератофирах; преобладает, хотя и не резко, Na_2O .

По диаграмме (фиг. 43) видно, что альбитофиры Садоно-Дигорской зоны близки к среднему типу андезитовой магмы по Дэли, отличаясь несколько повышенной известковистостью, что, очевидно, стоит в связи с их измененностью (карбонатизацией). Кварцевые альбитофиры приближаются отчасти (№ 643) к щелочно-земельным трахитам.

В целом как на этой диаграмме (фиг. 43), так и на треугольной диаграмме (фиг. 42) отчетливо выступает связь альбитофиров описываемой группы с крайними более кислыми членами спилито-диабазовой группы. Фигуративные точки для пород той и другой групп укладываются в один ряд, что может, очевидно, являться известным указанием на комагматичность пород этих групп. Промежуточное положение между породами основной и среднекислой магм занимают в этом ряду лейкодиабазы и эссекситы.

Кварцевые альбитофиры Садоно-Дигорской зоны находят аналогов в западном Кавказе в бассейне р. Сочи (табл. 42, анализы 24—27). Несколько отклоняются от них в сторону повышенной щелочности юрские эффузивы горы Чурия (бассейн р. Мзымты), которые ближе подходят к породам натриевой ветви кератофиров Череха.

В заключение отметим характерные особенности в распределении микроэлементов в породах среднекислой магмы по данным спектральных анализов (табл. 44 на стр. 154).

Свинец. Присутствие свинца отмечено в 70% от общего количества анализированных образцов; содержание обычно порядка 0.001%, возрастает до 0.01% в калиевых кератофирах Череха и жильных кварцевых альбитофирах Садоно.

Медь присутствует почти всегда, но в ничтожно малых количествах (в пирите?), обычно порядка 0.001%.

Кобальт и никель отмечаются в единичных случаях и в ничтожных количествах — 0.001—0.01%.

Стронций — в единичных случаях, в «следах» (0.005%).

Ванадий непостоянен; отсутствует в калиевых кератофирах, в альбитофирах встречается изредка.

Барий, стронций — постоянно, в малых количествах (0.005—0.01%).

Характерно, таким образом, в отличие от пород основной магмы (см. выше) повышенное содержание свинца.

Распределение микроэлементов в породах средней и кислой магм юрской вулканогенной формации в Центральном Кавказе

Элемент	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65
As											
Te											
Sb											
Pb	1	2	1	1		1			2	1	3
Sn		4	4								
Cu	2	2	3	3	3	4	1	2	3	1	
Ag											
Zn											
Cd											
Co								2			3
Ni		1	2	3			1	4			4
Bi											
Cr	2			4	3	2	2	3	1	1	
V				3	3	3	4	4	1	1	
Li											
Ba	5	5	1	3	3	4	3	4	3	5	3
Sr	5	2	4	4	4	3	3	4	2	4	3
Se											

55—ортоклазовый кератофир, хуламский пласт, № 557; 56—кератофир, отсюда же, № 560; 57—кварцево-ортоклазовый кератофир, отсюда же, № 582; 58—серый альбитофир (палеоандезит), р. Голват-дон (Дигория, № 197; 59—темносерый амфиболовый альбитофир, отсюда же, № 212 (есть химический) анализ); 60—кварцевый альбитофир, р. Сангути-дон, Дигория, № 277; 61—фиолетовый ожелезненный альбитофир, р. Ход, басс. Ардона, № 362; 62—серый, с темными включениями, альбитофир, отсюда же, № 376; 63—светлосерый кварцевый альбитофир из жилы в гранитах, район Садона, № 1099; 64—кварцевый альбитофир из жилы, бассейн Ардона, № 1105; 65—зеленый альбитофир, Садон, рудная зона, № 15 (из материалов Н. М. Прокопенко).

Обозначения: 1—ничтожные следы ($> 0.001\%$); 2—следы (ок. 0.001%); 3—очень слабые линии (ок. 0.005%); 4—слабые линии (ок. 0.01%); 5—средние линии (ок. 0.1%); отсутствие знака указывает, что данный элемент не обнаружен.

3. Ассоциация кислых и основных пород

Суммируя вышеприведенные данные о химизме пород юрской вулканогенной формации Центрального Кавказа, мы приходим к заключению, что рассматриваемый отрезок геологической истории этой области совпадает по времени с определенным магматическим циклом, в течение которого имела место неоднократная смена пород различного состава, соответственно изменениям в составе поднимающегося из глубины земной коры магматического расплава. Можно в соответствии с масштабом их проявления наметить два типа такого рода процессов:

1) Процессы местной или локальной дифференциации, приводящие к смене различных по химизму пород в пределах одного, ограниченного по размерам, участка (в пределах отдельных лавовых покровов, в составе одного интрузивного тела и т. п.). Для них обычно характерна сравнительно неширокая амплитуда колебаний в составе отдельных членов. Примерами могут служить отдельные участки кератофирных покровов Черека, отдельные дайковые или силловые тела диабазов Осетии, обнаруживающие местные вариации в своем составе.

Явления дифференциации этого рода («локальной») стоят, очевидно, в связи с процессами, имеющими узко-местное значение, совершающимися

непосредственно в пределах застывающего магматического тела или в подводящих каналах вулканического очага. Основными факторами, регулирующими ход совершающихся процессов, являются в этих случаях кристаллизационная и гравитационная дифференциации, осложняемые, с одной стороны, процессами вылавливания и частичной ассимиляции постороннего материала (синтексис), а с другой, — механическими факторами — скоростью застывания, вязкостью расплава и т. п.

2) Процессы г л у б и н н о й д и ф ф е р е н ц и а ц и и, приводящие к общей закономерной смене пород, значительно различающихся между собой по химизму, на протяжении истории описываемого магматического цикла в целом. В пределах описываемой формации такая смена состава совершается по следующей схеме.

а) Внедрение основной магмы (спилиты, диабазы).

б) Внедрение средней и, позже, кислой магм (альбитофиры и кератофиры).

в) Внедрение основной магмы (интрузии диабазов и габброидов).

Какими причинами определяется здесь смена различных химических типов пород во времени?

Вопрос о сопряженности основной и кислой серий пород в условиях одного вулканического цикла неоднократно затрагивался в петрографической литературе, где он обычно приводился в связь с более широкими проблемами петрологии и вулканологии — проблемами дифференциации и ассимиляции.

Интересно привести некоторые примеры из более или менее хорошо изученных зарубежных и отечественных районов для сопоставления их с описываемой в настоящей работе юрской палеовулканической формацией Центрального Кавказа. Наиболее интересными с этой точки зрения являются случаи региональной сопряженности пород различного состава в эффузивных формациях, связанных возрастной и территориальной общностью. Генетические и возрастные соотношения в этих комплексах обыкновенно более доступны наблюдению и изучению, чем в более сложно построенных интрузивных комплексах, в которых взаимоотношения отдельных членов часто являются неясными и противоречивыми.

Вот некоторые примеры, в которых отчетливо обнаруживается закономерная смена основных эффузивов кислыми и в некоторых случаях снова более основными.

Для Малого Кавказа Г. М. Заридзе (1944) устанавливает наличие двух магматических циклов в третичное время — эоценового и олигоценного, с определенным направлением эволюции магматических проявлений. Более ясно намечается последовательность в эоценовом цикле, где она имеет следующий вид: внедрение основных жильных пород, образование вулканической толщи андезит-базальтов, затем излияния альбитофиров, дацитов, внедрение гранитоидов.

Близка к приведенной последовательности, устанавливаемая для молодых лав Алагеза в Армении П. И. Лебедевым (1931). Здесь намечаются три последовательных вулканических цикла с закономерным изменением состава пород в каждом из них — от основных к кислым.

В Крыму с этой точки зрения представляет интерес юрский вулканический комплекс Карадага (Левинсон-Лессинг и Дьяконова, 1933). Здесь наблюдается тесная ассоциация спилитов и кислых «оксид-кератофиров». Последовательность внедрения отдельных членов — сложная при общей эволюции от основных к кислым.

В районе Мугуджарских гор, по А. А. Чумакову (1939), наблюдается ассоциация спилитовых лав и более молодых альбитофиров и кварцевых порфиров (преимущественно в дайковой фации). Аналогичным или близким строением обладают, по видимому, и другие районы развития верхне-

палеозойских вулканогенных образований Урала (В. А. Заварицкий, 1945, и др. работы). Чумаков склонен связывать появление кислых дифференциатов Мугоджар с дериватами гипотетических кислых интрузий (не вскрытых эрозией). В других районах Урала они истолковываются как продукты дифференциации той же «спилитовой» магмы.

В Центральном Казахстане, по Н. Г. Кассину (1934) и В. С. Коптеву-Дворникову (1940), в палеозое устанавливается четыре вулканических цикла. По Н. Г. Сергиеву (1939), эволюция в сторону кислотности имела место не только на протяжении каждого из этих циклов, но и в течение всего палеозоя в целом; допуская в общем развитие по схеме Боуэна для каждого из этих циклов, Сергиев считает, что в целом эта концепция не может объяснить ритмической повторяемости всего процесса в течение палеозоя. Аналогичная последовательность устанавливается для палеозойских циклов Южного Казахстана (Прибалхашья и северных дуг Тянь-шаня) по В. А. Вахрамееву (1945).

В составе молодой вулканической формации Исландии вслед за трещинными излияниями базальтов имели место излияния кислых обсидианов и риолитов (Reck, 1910). По сравнительно ограниченному масштабу проявления этих кислых пород их, по видимому, следует здесь связывать скорее с более узкими локальными процессами дифференциации.

Последовательность излияний от основных пород к кислым отчетливо устанавливается также для многих вулканических областей Тихоокеанского кольца. Например, ассоциации, наблюдаемые в молодых вулканах Мексики, чрезвычайно близки к таковым Центрального Кавказа; по Волфу (Wolf, 1929), там наблюдается такая последовательность: сначала андезиты, преобладающие в центральных извержениях; затем риолиты, приуроченные преимущественно к трещинным излияниям; затем повсеместно развитые базальты.

В Аргентинских Андах, согласно Баклунду (Backlund, 1926), начало формирования андийской (нижнетретичной) геосинклинали сопровождалось экструзиями спилитовой магмы (альбитовые диабазы), вслед за которыми следовали кварцевые кератофиры и их абиссальные аналоги — щелочные граниты. Образовавшиеся в дальнейшем породы как эффузивные, так и интрузивные, постепенно приобретали все более основной состав. Цикл заканчивается излияниями базальтов и интрузиями габброидов. Такой ход изменения состава Баклунд склонен связывать с существованием постоянного магматического очага, в котором непрерывно протекавшая гравитационная дифференциация осложнялась тектоническими процессами.

Пример Аргентинских Анд представляет в данном случае значительный интерес, так как характер и последовательность вулканических явлений в юрской формации Центрального Кавказа близки к явлениям, наблюдаемым в Андах.

Можно привести далее примеры более сложных ассоциаций лав различного состава с менее отчетливо выраженной последовательностью, которые лишь в общих чертах сближаются с Центральным Кавказом.

К ним можно отнести молодую вулканическую свиту Центрального плато во Франции (Michel-Levy, 1890) с последовательностью: базальты, трахиты, андезито-базальты, фонолиты, платобазальты.

В вулкане Ньюберри в Орегоне (Williams, 1925) последовательность такая: базальты, риолиты, базальты, андезиты, базальты, риолиты. Отсутствие промежуточных членов заставляет Вильямса при истолковании этой ассоциации отказаться от схемы Боуэна и обратиться к теории двух несмешивающихся магм.

В третичной вулканической провинции Катмаи на Аляске, изученной Феннером, представлена ассоциация разнообразных по составу эффу-

зий — от оливиновых базальтов через андезиты до дацитов и риолитов. В истолковании этой ассоциации Феннер (Fenner, 1926) отводит очень ограниченное место явлениям кристаллизационной дифференциации, допуская ее лишь на ограниченных пространствах, например в диабазовых силлах. Разнообразие же пород Катмаи обусловлено, по его мнению, ассимиляцией магмой боковых пород, причем наиболее активная роль в этих процессах принадлежала явлениям газового переноса, диффузии.

Значение процесса ассимиляции боковых осадочных пород для объяснения появления более кислых членов эффузивных формаций выдвигали в последнее время: Кумс (Coombs, 1939) для объяснения появления андезитовых лав среди господствующих базальтов в вулкане Моунт Бекер (США) (ассимиляция глинистых сланцев и известняков), Ван-Бемселен для лав вулкана Суенда на Яве (ассимиляция древних кристаллических пород). Ассимиляцию известняков привлекает и Риттман (Rittman, 1937) для объяснения появления лейцитовых лав Везувия.

Из этого краткого обзора можно вывести заключение, что гетерогенный состав является, вообще говоря, типичным для большинства вулканогенных формаций земного шара и что вместе с тем последовательность во времени внедрения и количественные соотношения между отдельными членами данной формации отличаются чрезвычайным разнообразием в отдельных случаях. Различны в связи с этим и те закономерности, которыми в каждом отдельном случае определяется развитие магматического очага, и те теоретические представления, которые выдвигаются различными авторами для их объяснения.

Как возрастное и пространственное положение, так и ряд общих особенностей петрографического состава и химизма пород кавказской вулканогенной формации позволяют рассматривать весь комплекс входящих в нее пород как связанный с эволюцией единого глубинного магматического очага, с различными стадиями его развития. Одной из наиболее характерных черт описываемой формации является тесная ассоциация в ее составе производных двух главных типов магмы: а) основной, сравнительно слабо дифференцированной; б) средне-кислой, дифференцированной значительно сильнее и дающей вместе с тем переходные разности к первой.

Связаны ли оба эти типа с одной «родоначальной» магмой предположительно основного состава или они являются производными по крайней мере двух различных магм, из которых одна приближается по своему составу к базальтовой (спилитовой), другая — к андезито-дацитовый? Решение этого вопроса представляет, очевидно, большие трудности и вряд ли вообще полностью возможно в подобных случаях, в особенности на материале древних вулканических формаций.

Можно высказать некоторые предположения в пользу большей вероятности первого из выдвинутых решений. Трудно допустить тесное сосуществование на протяжении длительных геологических отрезков времени каких-то рядом расположенных «резервуаров» кислой и основной магмы. Для юрской вулканогенной формации Кавказа характерна обычно тесная сопряженность более кислых членов с основными и кислые члены в большинстве случаев явно «сопровождают» более основные. Следует далее отметить существование ряда переходных членов между породами обеих групп; к ним относятся более основные члены альбитофирового ряда, соответствующие по химизму породам андезитовой группы. Кровное родство в химическом отношении всех членов формации и естественная группировка их по составу в один почти непрерывный ряд хорошо выступают на диаграммах (фиг. 44 и 45). Такого рода «непрерывность» рассматривается обычно как ясное доказательство комагматичности (Вашингтон, Харкер, Левинсон-Лессинг).

С чем же связаны причины разнообразия пород этого единого комплекса? Не вдаваясь во всестороннее рассмотрение вопросов генезиса (материалов для которого, на наш взгляд, еще недостаточно), вкратце отметим здесь вероятную роль отдельных факторов, регулировавших процесс дифференциации всего комплекса.

Гравитационная или кристаллизационная дифференциация, вероятно, в значительной мере определяла течение эволюции магмы в начальных и средних стадиях вулканического цикла, обуславливая последовательное появление все более кислых членов, возникающих за счет более верхних и «кислых» частей очага. Полное исчерпание этого материала к началу доггера имело результатом новое поднятие свежих порций недифференцированной основной магмы при процессах предкелловейского орогенеза.

Роль газов в этих процессах, несомненно, была очень велика. На это указывает широкое развитие процессов аутометаморфизма (см. ниже), особенно интенсивно проявившихся в более кислых членах комплекса. Магматические газы, образующие с салическими молекулами магмы легколетучие соединения, обуславливали развитие процессов «пнеуматолитовой дифференциации» (в смысле Ниггли). В этом, вероятно, следует искать причины разнообразия и пестроты в составе эффузий кислой магмы; с этими же процессами, вероятно, связан и перенос металлов при образовании рудных месторождений зоны (см. ниже, гл. XII).

Наряду с этими важнейшими факторами в ряде случаев приобретали существенное значение и процессы ассимиляции, вызвавшие появление аномальных и крайних по химизму типов (эссекситы, ильменитовые габбро-диабазы, вероятно, также крайне кислые члены кварц-альбитофировой группы, получавшие избыточный кремнезем за счет ассимиляции вмещающих песчаников и кварцитов). Процессы эти, вероятно, имели сложный характер и выражались главным образом в химических преобразованиях.

Дифференциация, таким образом, носила смешанный характер, определяясь сочетанием различных факторов.

Глава X

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Характерным признаком пород описываемой формации, так же как и пород всякой другой палеовулканической серии, является широкое проявление в них разнообразных по характеру и степени интенсивности процессов, объединяемых здесь под общим названием метаморфических изменений. Совокупность этих процессов охватывает широкий ряд явлений, начиная с конечных стадий застывания и кристаллизации (образование комплекса позднемагматических минералов, альбитизация, актинолитизация и т. д.), через последующие стадии развития (процессы аутометаморфических изменений, диагенез) и кончая образованием разнообразного комплекса вторичных продуктов пнеуматолитового и гидротермального генезиса (заполнение миаролитовых пустот, трещин, жилков, межшаровых пространств, образование такситов и т. д.). В тот же комплекс нужно отнести, очевидно, и контактные явления (новообразования на контактах диабазов с вмещающими породами).

Приведем краткую характеристику отдельных этапов метаморфического процесса и соответствующих им минеральных образований, рассматривая их в порядке общей возрастной последовательности. При этом следует, конечно, иметь в виду, что процессы метаморфических изменений, протекающие на отдельных этапах, часто следуют параллельно и перекрывают друг друга и что точное положение их во времени является для нас далеко еще не установленным.

1. Позднемагматическая фаза

Эта фаза проявляется наиболее отчетливо в диабазах, принадлежащих к субинтрузивной фации, преимущественно в их крупнозернистых, лейкократовых (лейкодиабазы) и пегматоидных разностях. В комплекс продуктов этой фазы входят (главным образом): ортокла (кали-натровый полевой шпат) в самостоятельных зернах и в виде каемок вокруг плагиоклаза, альбит, кварц, микропегматит.

Все эти минералы образуют выполнение интерстиций в крупнозернистых пегматоидных модификациях диабазов и связаны по своему генезису отчасти с конечными стадиями процесса кристаллизации, отчасти и с уже постмагматическим этапом. На последнее указывает частое присутствие в составе комплекса таких минералов, как хлорит, кальцит, эпидот, пренит. Наиболее типичные примеры образований такого рода представлены в диабазовых пегматитах Тепли, Адай-хоха и Чаухи.

Процесс накопления этого кристаллизационного остатка и взаимодействия его с продуктами главной фазы кристаллизации имеет, как видно, широкий диапазон, начинаясь с образования дейтерических каемок вокруг плагиоклаза, замещения альбитом и ортоклазом ранее выделившихся полевых шпатов, актинолитизации пироксена, до формирования микропегматита и других более кислых образований. Характерными особенностями этих «конечных продуктов» являются малая вязкость, большая проникающая способность и большая химическая активность.

Общие особенности химизма диабазовых пегматитов были рассмотрены выше (гл. IX). По сравнению с нормальным типом диабазов описываемой формации эти пегматиты характеризуются, в целом, некоторым повышением кислотности, небольшим повышением щелочности.

Для кристаллизационного же остатка, сконцентрированного в мезостазисе пегматитов, химическая характеристика уже более резко отлична от диабазовой. Здесь имеет место, как видно по вышеперечисленным минералам, концентрация кремнекислоты, воды и щелочей, при колеблющихся соотношениях между K_2O и Na_2O (чаще преобладает последняя).

Такие особенности химизма кристаллизационного остатка типичны и для большинства других известных диабазовых формаций, причем обычно характерно преобладание натрия над калием.

Можно привести некоторые примеры аналогичных образований из других областей, более подробно изученных.

В районе Нордингро в Южной Швеции, по описанию Экермана (Eskerman, 1938), серия диабазовых жил сопровождается тонкими прожилками, представляющими по своему составу: кварц-альбитовый микропегматит с примесью граната и диоксида; альбитит с примесью граната, сфена, апатита; мусковитовый альбитофир. В целом состав дифференциатов однообразен, преобладает альбит, происходит общий привнос натрия и кремнекислоты.

Диабазовые пегматиты в составе мощного диабазового силла «Палисад» (США, штат Нью-Джерси), подробно изученные Уокером (Walker, 1940), характеризуются присутствием кварца, микропегматита, хлорофита, магнетита и в некоторых случаях — биотита. Кристаллизация, по мнению Уокера, шла быстро при активном участии летучих, остаточная жидкость была богата железом, подвижна, сильно изменчивого состава; вслед за дейтерической стадией быстро следовала эмфиболизация, альбитизация и гидротермальная стадия.

Для диабазовых пегматитов Виргинии (США) Шеннон отмечает небольшое обогащение калием (1.50% K_2O в пегматите против 0.96% в диабазе).

Такие же, примерно, особенности химизма отмечаются, по Вагнеру, для мощных пластовых диабазов Тюрингии, содержащих в некоторых зонах до 20—30% микропегматита.

При истолковании природы (генезиса) кислых интерстиционных остатков в диабазах выдвигаются в литературе различные точки зрения.

Одни исследователи рассматривают их как закономерно накапливающийся кислый остаток в результате нормального течения кристаллизационной дифференциации.

Так, П. И. Лебедев (1913) считает микропегматит, так же как и вещество кислых гранитоидных сегрегаций, в диабазах острова Валаам (Ладожское озеро), за ортомагматический продукт далеко зашедшей кристаллизации основной магмы.

Дифференциация в сибирских траппах, по мнению В. С. Соболева (1936), совершается по схеме Боуэна с общей эволюцией, проявляющейся главным образом в реакционных сериях минералов -- плагиоклазов и темноцветных (от магнезиального к железистому ряду). Микропегматит, по мнению В. С. Соболева, связан с тем же общим процессом кристаллизации, являясь естественным завершением всей серии.

Не отрицая возможности приложения идей Боуэна к Кавказской диабазовой формации в целом, можно однако отметить, что, по нашему мнению, вероятно участие и других процессов. Об этом свидетельствует значительная сложность и разнообразие кислых дифференциатов, а также и не всегда достаточное соответствие общей схеме и состава самих диабазов.

Сторонником постериорного происхождения микропегматита в диабазах является Феннер (Fenner, 1926). Он критически рассматривает и опровергает взгляды Боуэна и Фогта на «конечный» гранофир как на эвтектику. Сходство с металлургическими сплавами, по его мнению, сомнительно. Графическая текстура может возникать и при распаде твердых растворов (например сталь и цемент), т. е. вовсе не из жидкого расплава. Присутствие «летучих» компонентов в магме понижает точку плавления таким образом, что при более высоких температурах должна происходить простая кристаллизация из раствора и ни при каких температурах не создаются условия, вызывающие эвтектическую кристаллизацию. Конечный гранофир связан, по Феннеру, скорее всего с проникновением в уже сформировавшуюся породу последних жидких порций расплава (одновременно с серпентинизацией, хлоритизацией, уралитизацией и т. д.). Процесс идет при участии горячих водных растворов, взаимодействовавших материалом частью из магмы, частью из боковых пород при активном участии газов.

Интересные идеи о возможной связи кристаллизации диабазовых пегматитов и кислого остатка с процессами ликвации были высказаны Томкеевым (Tomkeef, 1929) для объяснения генезиса кислых пегматитовых сегрегаций в диабазовой дайке Уинсилл, в северной Англии. Подчеркивая общую близость химизма диабазов и диабазовых пегматитов, он предлагает для объяснения пегматитов теорию «выжимания» кислого кристаллизационного остатка, против которой свидетельствует, по его мнению, отсутствие структур давления. Главную роль играла, по его представлению, степень вязкости, обусловившая течение дифференциации. Вероятнее всего, в подземной камере имела место своеобразная ликвация с обособлением линзообразных участков, обогащенных водой и газами. Частичная несмешимость позволила обособиться пегматиту и обусловила его крупнозернистую кристаллизацию.

Существуют также взгляды, объясняющие образование кислых сегрегаций в диабазах как результат воздействия позднейших кислых интрузий или как результат взаимодействия магмы с боковыми осадочными породами. Так, Д. С. Белянкин (1927), рассматривая вопрос о происхождении микропегматита в диабазах с р. Тюнг (северная Сибирь), приходит

к выводу, что кислое вещество было привнесено со стороны, из боковых осадочных пород, активизированных воздействием диабазовой магмы. Позже подобные же воззрения развивались и в зарубежной литературе, например, Мур (Moore, 1934), для диабазов района Онтарио, Канада.

В отношении кавказских диабазов, в связи со сказанным, можно отметить следующее. Микропегматит здесь тесно связан с комплексом других постериорных минералов, в том числе богатых водой; количественное проявление его крайне ничтожно (даже в наиболее крупнозернистых и «кислых» диабазовых пегматитах количество его редко достигает 10—11%). Встречается редко, спорадически, без определенной закономерности. Повидимому, появление микропегматита следует здесь ставить в связь с чисто местными, случайными особенностями хода кристаллизации диабазовых пород, способствовавшими в известных случаях концентрации щелочей и кремнекислоты. Характерными являются для всех этих процессов скорее более низкотемпературные стадии, вплотную подходящие уже к стадии автометаморфических процессов. Толчком к появлению таких особенностей в ходе кристаллизации могло в известных случаях послужить вплавление материала боковых пород (глинистые сланцы и песчаники лейаса). Наименее вероятно влияние поздних кислых интрузий, которые обычно здесь отсутствуют.

2. Автометаморфическая фаза

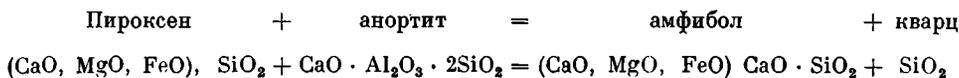
Следующая, более низкотемпературная фаза, выделяемая нами под условным названием автометаморфической, охватывает главным образом процессы перерождения важнейших первичных компонентов — плагиоклаза, пироксена и амфиболов, происходящие под влиянием привноса легколетучих соединений из незастывших частей магматического очага. Это — процессы альбитизации, сосюритизации, пренитизации, актинолитизации. Они вплотную сближаются с процессами предыдущей фазы.

А к т и н о л и т и з а ц и я является типичным процессом перерождения моноклинного пироксена в диабазах и спилитах. Начальные фазы ее связаны еще с ортомагматическим периодом кристаллизации, позднейшие фазы смыкаются с пнеуматогидротермальными (образование хлорита). В одних случаях изменение пироксена носит характер закономерного прорастания его зерен по краям и в их средней части, параллельно ориентированным пластинкам актинолита; в других пироксен целиком замещается толстопластинчатой псевдоморфозой актинолита. С дальнейшими стадиями процесса связан вынос мелкорасщепленного, войлочного актинолита в окружающее (вне кристаллов пироксена) пространство.

Таким образом, превращение пироксена почти исключительно в актинолитовую роговую обманку является характерным признаком для пород описываемой формации. В других случаях более обычным, как известно, является переход пироксена в волокнистый уралит. В литературе нами было встречено указание на чисто актинолитовый тип изменения для пироксена лишь в диабазах Сильвергетта, Швейцария (Berth, 1932).

Химический смысл превращений заключается в данном случае в привносе полуторных окислов (Al_2O_3 , Fe_2O_3) и небольшого количества щелочей и выносе кремнекислоты и отчасти окиси кальция, осаждаемой в окружающем пространстве в виде кальцита и эпидота.

По наблюдениям Асклунда, процесс перехода пироксена в более богатую кальцием роговую обманку идет частью за счет альбитизации плагиоклаза, причем должны иметь место примерно следующие реакции:



Реакция протекает, вероятно, в твердой фазе (метасоматическим путем).

Д и с с о ц и а ц и я а м ф и б о л а. Так мы обозначаем, в согласии с Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, характерный для более кислых членов описываемой формации (главным образом альбитофиров) тип изменения амфибола. Амфибол почти не встречается в этих породах в чистом виде, будучи почти всегда замещен тонкоструктурной смесью из кальцита (преобладает), хлорита, кварца и тонкораспыленного рудного вещества, образующего скелетные формы по первоначальным контурам кристалла. Обыкновенно полностью изменены таким образом вкрапленники, очевидно, еще в интрателлурическую стадию, среди же микролитов встречаются и свежие кристаллы амфибола. В химическом отношении процесс изменения имеет много общего с описанными выше, но в отличие от последнего характеризуется обычно более интенсивным привносом воды и выносом значительного количества кремнекислоты и щелочей.

А л ь б и т и з а ц и я. Это — широко развитый региональный процесс, общий для всех пород описываемой формации. Детали этого процесса далеко еще не выяснены, в частности остается пока неясной избирательность этого процесса — почему в одних и тех же геологических условиях в породах одного и того же или близкого состава одни зерна основного плагиоклаза полностью альбитизированы (обычно большинство), другие же частично или целиком остаются незатронутыми. Состав образующегося «вторичного» альбита и степень альбитизации у отдельных типов пород были подробнее охарактеризованы в описательной части. Здесь мы кратко остановимся на существующих взглядах на природу процессов альбитизации и на возможности приложения этих взглядов к породам описываемой формации Кавказа.

При истолковании процесса альбитизации исследователь сталкивается с двумя основными вопросами: 1) на какой стадии формирования данной породы она происходит — позднемагматической, пнеуматолитовой, гидротермальной, до или после полной консолидации породы? и 2) если она протекает под влиянием привноса вещества со стороны (в основном натрия), то где искать источник альбитизирующих растворов?

Одна группа исследователей связывает альбитизацию с высокотемпературной магматической фазой. Эскола (Escola, 1925), выдвинувший эту точку зрения, считает, что первичные основные плагиоклазы были изменены под влиянием магматического остатка, богатого метасиликатом натрия и кремнекислотой. Благодаря низкой температуре плавления эти соединения остаются в растворе и затем действуют на ранее выделившиеся минералы. На той же точке зрения, в общем, стоит Флахерти (Flaherty, 1924), изучавший спилиты Нью-Брунсвика (США). Он считает, что альбитизация не связана в них с привносом натрия со стороны (например, под воздействием позднейших гранитов), так как она проявляется в равной мере на материале включений туфов и брекчий, отторгнутых от главной массы породы еще на ранних стадиях его существования, сразу после экструзии. Альбитизация была в них избирательной, вероятно, вследствие первоначально неодинакового состава плагиоклазов (с колебаниями, судя по нормативному составу, между № 7 и 30). Процесс шел скорее всего под влиянием натриевого метасиликата и кремнекислоты, отчасти, может быть, под влиянием воды, получавшейся при разложении стекла.

Более распространенными являются взгляды, связывающие альбитизацию с более поздними фазами образования пород, частично, может быть, после наступления полного их затвердевания (автопнеуматолитовая и гидротермальная фазы). Впервые эти идеи высказали Бейли и Гребхем (Bailey a. Grabham, 1909). На основании изучения явлений «избиратель-

ной альбитизации» в основных карбоновых лавах Шотландии они пришли к выводу, что альбитизация представляла собой автометаморфический процесс, происходивший за счет существования в поздний период застывания растворов, богатых Na_2O и SiO_2 .

Дальнейшее развитие этой точки зрения мы находим у Дьюи и Флетта, по мнению которых альбитизация совершалась при воздействии пнеуматолитов, после излияния эффузий. Сундиус (Sundius, 1930) считает весь комплекс минералов (альбит, уралит, хлорит, кальцит, эпидот) в спилитовых лавах результатом вторичных изменений. Он подчеркивает разнообразие состава плагиоклаза среди спилитовых пород, где наряду с альбитом встречается и андезин № 30—40.

По мнению других исследователей (Wells, 1923), альбитизация происходила за счет натрия, первично присущего спилитовой магме. Натрий оставался в остаточной жидкости до полного затвердевания породы; он выщелачивал из основного плагиоклаза кальций и замещал его; одновременно шло образование кальцита. Порода как бы «тушилась» в растворе карбоната натрия (автометаморфизм). Альбит, как образующийся до полной консолидации породы, должен, по мнению Уэльса, считаться вообще первичным компонентом породы.

Существуют, наконец, взгляды о полной независимости процесса альбитизации от процессов первоначальной кристаллизации породы. Н. А. Елисеев (1928) связывает альбитизацию с воздействием кислых эманаций более поздних гранитных интрузий. А. А. Чумаков (1940) считает доказанным, что альбитизация в мугоджарских спилитах происходила после их полного затвердевания, оставляя вместе с тем открытым вопрос о первоисточнике натрия, вызвавшего альбитизацию. Привнос натрия извне считает более вероятным для спилитовых лав также и Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1938).

Недостаток имеющихся в настоящее время материалов по химизму пород и отдельных минералов палеовулканической формации Кавказа не дает возможности достаточно полно осветить механизм процессов альбитизации, широко в ней представленных. Можно высказать пока следующие соображения.

По времени своего проявления альбитизация захватывает, очевидно, довольно широкий промежуток, от позднемагматических стадий (образование поздних генераций кислого плагиоклаза, наряду с ранее выделившимся основным) до гидротермальных (образование прожилков и миндалинок с альбитом).

Широкое развитие альбитизации как в эффузивных, так и в субинтрузивных и в интрузивных членах формации говорит об отсутствии прямой зависимости этого процесса от геологической обстановки застывания и кристаллизации магматических тел.

Далее, существенным обстоятельством можно считать отсутствие в большинстве случаев ясно выраженного щелочного характера у пород, подвергшихся альбитизации. Породы эти (спилиты, диабазы, альбитофиры), хотя и метаморфизованные, в целом, по своему общему химическому облику приближаются к типу нормальных (молодых, неметаморфизованных) лав — дацитов, андезитов, базальтов. Маловероятным поэтому представляется привнос извне гипотетических растворов, богатых натрием и кремнекислотой. Скорее всего их появление следует связывать с процессами метасоматического обмена, совершающегося непосредственно в пределах самой породы. Процесс этот регулировался общими особенностями химического состава породы и протекал в основном на автометаморфической стадии, частично же после затвердевания породы. Различный характер и интенсивность проявления процессов альбитизации зависели в каждом конкретном случае от первоначального состава плагиоклаза

(в конечном счете определяемого химизмом породы). Этот состав, судя по реликтам первоначального плагиоклаза, приближался в породах основной серии к андезину или олигоклаз-андезину, в среднекислых — к олигоклазу. Альбитизация протекала обычно параллельно с другими процессами изменения плагиоклаза — пренитизацией, сосюритизацией и др. (см. ниже).

Пренитизация. Проявляется избирательно, преимущественно в породах основной группы и в порфириновых их разностях — главным образом на плагиоклазах вкрапленников. Таблички пренита образуют обычно крупночешуйчатый агрегат, включающий участки серицитизированные. Свойственна в целом, повидимому, несколько более низкотемпературным стадиям аутометаморфического процесса, приближающимся уже к гидротермальным (появление пренита в прожилках). Характерен привнос воды.

Сосюритизация, эпидотизация. Эти процессы сопровождают обычно альбитизацию в основных лавах и в диабазах. Выражаются в накоплении агрегатов тонкозернистого эпидота и клиноцоизита внутри зерна плагиоклаза или в окружающем его пространстве. Химический смысл процесса заключается в выносе кальция; процесс совершается с участием воды.

Встречаются в составе диабазовых тел участки породы, почти сплошь превращенные в агрегат пренита или эпидота и альбита (см. описание выше, гл. IV). В химическом отношении для них характерно резкое повышение роли СаО и понижение роли щелочей. В аналогичных по составу, полностью измененных диабазах Новой Земли Б. М. Куплетский (1932₁) констатирует содержание СаО до 20%, почти полное исчезновение щелочей (0.10%), понижение количества MgO (3.48% вместо 6—7%).

Ожелезнение (гематитизация). Этот тип изменения свойственен представителям кислой группы — кератофирам, отчасти альбитофирам. Он имеет ограниченное распространение, проявляясь на отдельных участках в составе некоторых горизонтов вулканогенных свит. Минералогически этот процесс выражается в развитии мелкой точечной вкрапленности железистого вещества (преимущественно гематита) в зернах полевых шпатов и, частично, в основной массе породы. Нет пока данных, чтобы судить, на какой стадии и при каких условиях развиваются подобные процессы. Повидимому, здесь мы имеем явление частичного распада вещества железосодержащих полевых шпатов. Д. С. Белянкин (1926, 1929) подробно описал железистые лабрадоры в порфиритах Джавы (Закавказье), содержащих Fe₂O₃ от 1.14% до 2.43%. Выделение тонкодисперсного гематита, по его мнению, происходит при охлаждении, в результате разложения молекул ферри-альбитовой, ферри-анортитовой и ферри-ортоклазовой.

3. Пневмато-гидротермальная фаза

В этой фазе могут быть намечены две подфазы — более высокотемпературная, с развитием минералов мезостазиса — хлорита, кальцита, кварца, эпидота, анальцима, и более низкотемпературная, при которой те же минералы развиваются уже в миндалинках, трещинках и в материале цемента пирокластических брекчий и шаровых лав. Отметим здесь наиболее характерные процессы.

Хлоритизация. Хлорит — широко распространенный минерал, в обилии в составе более основных членов формации. По морфологическим и оптическим признакам различается несколько типов хлоритов, соответствующих, повидимому, различным температурным стадиям процесса хлоритизации (см. гл. VIII): более ранний, близкий к делесситу (более магнезиальный), и более поздний, приближающийся к рипидолиту (бо-

лее богатый полуторными окислами). Первый тип хлорита развивается преимущественно в мезостазице и путем замещения полевых шпатов, пироксена и амфибола; второй — главным образом в мигралитовых пустотах (миндалинках). Обе эти разности не являются устойчивыми и связаны друг с другом многочисленными переходами. Вещество миндалинок часто сливается с мезостазисом. Отмечается в некоторых случаях (в брекчиевидных породах Тепли и Чаухи) и колломорфный железистый продукт типа хлорофейта.

Хлоритизация связывается большинством исследователей с аутометаморфической стадией изменения. Повидимому, выделение хлорита отчасти имеет место еще и в позднемагматический период кристаллизации. Вагнер (Wagner, 1938) на примере тюрингенских диабазов (Германия) показал, что широко развитый в них хлорит не связан с регионально-метаморфическими процессами и является гидротермальным продуктом, образующимся вскоре после интрузии, параллельно с эпидотом и вторичным амфиболом.

В главной своей части хлорит в породах диабазовой группы является, вероятно, результатом изменения первоначального стекловатого базиса и в этом отношении примыкает к хлорофейту, палагониту и другим подобным образованиям, широко развитым в различных продуктах изменения базальтов и базальтовых туфов. Уокер (Waker, 1930) отмечает у шотландских толейитовых диабазов частые случаи сонахождения вулканического стекла вместе с хлоритом, а Кемпбелл и Лун (Campbell a. Lune, 1925) наблюдали там же случаи перехода стекла в колломорфный хлорофейт. Другие, впрочем, отрицают возможность образования хлорофейта за счет стекла, указывая на несоответствие их химического состава (хлорофейт беднее стекла щелочами, кремнекислотой и кальцием и богаче водой) и считают, что хлорофейт и стекло обособились в результате ликвации. Хлорофейт, возможно, обособился в результате концентрации водяных паров в некоторых участках расплавленной магмы.

Постоянное и высокое содержание хлорита в породах основной группы описываемой формации является указанием на первичное обогащение магмы водой. Возможно, что повышенная концентрация водяных паров в лейкократовых отщеплениях диабазов (в лейкодиабазлах) и была причиной, обусловившей исключительное развитие в них хлорита (породы почти без пироксена).

Цеолитизация констатируется у некоторых диабазов Черка. Анальцитом развивается в гнездах и в мезостазице, отчасти замещая собой полевой шпат. Частично цеолитизация была связана, вероятно, с более высокотемпературными фазами. Условия образования цеолитов в этих породах пока еще недостаточно ясны; следует предполагать (Белянкин и Петров, 1940) прерождение вещества альбитовых кристаллов под влиянием приноса паров воды.

Серицитизация проявляется преимущественно в породах типа альбитофиров, обычно только в зальбандах кварцевых и кварцеворудных жил. Выражается, как обычно, развитием тонокчешуйчатого серицита по полевошпатовым вкраплениям и отчасти в основной массе породы. Этот процесс связан главным образом с деятельностью уже позднейших гидротерм (при образовании кварцеворудной жильной формации) и в меньшей степени с процессами изменения, происходившими в самих альбитофирах при их формировании. Об этом свидетельствуют условия распространения этого процесса, приведенные выше.

Окварцевание проявляется преимущественно при тех же условиях, что и процесс серицитизации. В некоторых же случаях (нижние горизонты альбитофировой свиты в Дигории и бассейне р. Цей) наблюдается более широкое, региональное окварцевание, захватывающее целые горизонты,

(в конечном счете определяемого химизмом породы). Этот состав, судя по реликтам первоначального плагиоклаза, приближался в породах основной серии к андезину или олигоклаз-андезину, в среднекислых — к олигоклазу. Альбитизация протекала обычно параллельно с другими процессами изменения плагиоклаза — пренитизацией, сосюритизацией и др. (см. ниже).

Пренитизация. Проявляется избирательно, преимущественно в породах основной группы и в порфирировых их разностях — главным образом на плагиоклазах вкрапленников. Таблички пренита образуют обычно крупночерепитчатый агрегат, включающий участки серицитизированные. Свойственна в целом, повидимому, несколько более низкотемпературным стадиям аутометаморфического процесса, приближающимся уже к гидротермальным (появление пренита в прожилках). Характерен привнос воды.

Сосюритизация, эпидотизация. Эти процессы сопровождают обычно альбитизацию в основных лавах и в диабазах. Выражаются в накоплении агрегатов тонкозернистого эпидота и клиноцоизита внутри зерна плагиоклаза или в окружающем его пространстве. Химический смысл процесса заключается в выносе кальция; процесс совершается с участием воды.

Встречаются в составе диабазовых тел участки породы, почти сплошь превращенные в агрегат пренита или эпидота и альбита (см. описание выше, гл. IV). В химическом отношении для них характерно резкое повышение роли СаО и понижение роли щелочей. В аналогичных по составу, полностью измененных диабазах Новой Земли Б. М. Куплетский (1932₁) констатирует содержание СаО до 20%, почти полное исчезновение щелочей (0.10%), понижение количества MgO (3.48% вместо 6—7%).

Ожелезнение (гематитизация). Этот тип изменения свойственен представителям кислой группы — кератофирам, отчасти альбитофирам. Он имеет ограниченное распространение, проявляясь на отдельных участках в составе некоторых горизонтов вулканогенных свит. Минералогически этот процесс выражается в развитии мелкой точечной вкрапленности железистого вещества (преимущественно гематита) в зернах полевых шпатов и, частично, в основной массе породы. Нет пока данных, чтобы судить, на какой стадии и при каких условиях развиваются подобные процессы. Повидимому, здесь мы имеем явление частичного распада вещества железосодержащих полевых шпатов. Д. С. Белянкин (1926, 1929) подробно описал железистые лабрадоры в порфиритах Джавы (Закавказье), содержащих Fe₂O₃ от 1.14% до 2.43%. Выделение тонкодисперсного гематита, по его мнению, происходит при охлаждении, в результате разложения молекул ферри-альбитовой, ферри-анортитовой и ферри-ортоклазовой.

3. Пневмато-гидротермальная фаза

В этой фазе могут быть намечены две подфазы — более высокотемпературная, с развитием минералов мезостазиса — хлорита, кальцита, кварца, эпидота, анальдима, и более низкотемпературная, при которой те же минералы развиваются уже в миндалинках, трещинках и в материале цемента пирокластических брекчий и шаровых лав. Отметим здесь наиболее характерные процессы.

Хлоритизация. Хлорит — широко распространенный минерал, в особенности в составе более основных членов формации. По морфологическим и оптическим признакам различается несколько типов хлоритов, соответствующих, повидимому, различным температурным стадиям процесса хлоритизации (см. гл. VIII): более ранний, близкий к делесситу (более магнезальный), и более поздний, приближающийся к рипидолиту (бо-

лее богатый полуторными окислами). Первый тип хлорита развивается преимущественно в мезостазице и путем замещения полевых шпатов, пироксена и амфибола; второй — главным образом в мигралитовых пустотах (миндалинках). Обе эти разности не являются устойчивыми и связаны друг с другом многочисленными переходами. Вещество миндалинок часто сливается с мезостазисом. Отмечается в некоторых случаях (в брекчиевидных породах Тепли и Чаухи) и колломорфный железистый продукт типа хлорофента.

Хлоритизация связывается большинством исследователей с аутометаморфической стадией изменения. Повидимому, выделение хлорита отчасти имеет место еще и в позднемагматический период кристаллизации. Вагнер (Wagner, 1938) на примере тюрингенских диабазов (Германия) показал, что широко развитый в них хлорит не связан с регионально-метаморфическими процессами и является гидротермальным продуктом, образующимся вскоре после интрузии, параллельно с эпидотом и вторичным амфиболом.

В главной своей части хлорит в породах диабазовой группы является, вероятно, результатом изменения первоначального стекловатого базиса и в этом отношении примыкает к хлорофенту, палагониту и другим подобным образованиям, широко развитым в различных продуктах изменения базальтов и базальтовых туфов. Уокер (Walker, 1930) отмечает у шотландских толейитовых диабазов частые случаи сонахождения вулканического стекла вместе с хлоритом, а Кемпбел и Лун (Campbell and Lunn, 1925) наблюдали там же случаи перехода стекла в колломорфный хлорофент. Другие, впрочем, отрицают возможность образования хлорофента за счет стекла, указывая на несоответствие их химического состава (хлорофент беднее стекла щелочами, кремнекислотой и кальцием и богаче водой) и считают, что хлорофент и стекло обособились в результате ликвации. Хлорофент, возможно, обособился в результате концентрации водяных паров в некоторых участках расплавленной магмы.

Постоянное и высокое содержание хлорита в породах основной группы описываемой формации является указанием на первичное обогащение магмы водой. Возможно, что повышенная концентрация водяных паров в лейкократовых отщеплениях диабазов (в лейкодиабазлах) и была причиной, обусловившей исключительное развитие в них хлорита (породы почти без пироксена).

Цеолитизация констатируется у некоторых диабазов Черка. Анальцитом развивается в гнездах и в мезостазице, отчасти замещая собой полевой шпат. Частично цеолитизация была связана, вероятно, с более высокотемпературными фазами. Условия образования цеолитов в этих породах пока еще недостаточно ясны; следует предполагать (Белянкин и Петров, 1940) прерождение вещества альбитовых кристаллов под влиянием приноса паров воды.

Серицитизация проявляется преимущественно в породах типа альбитофиров, обычно только в зальбандах кварцевых и кварцеворудных жил. Выражается, как обычно, развитием тонокчешуйчатого серицита по полевошпатовым вкраплениям и отчасти в основной массе породы. Этот процесс связан главным образом с деятельностью уже позднейших гидротерм (при образовании кварцеворудной жильной формации) и в меньшей степени с процессами изменения, происходившими в самих альбитофирах при их формировании. Об этом свидетельствуют условия распространения этого процесса, приведенные выше.

Окварцевание проявляется преимущественно при тех же условиях, что и процесс серицитизации. В некоторых же случаях (нижние горизонты альбитофировой свиты в Дигории и бассейне р. Цей) наблюдается более широкое, региональное окварцевание, захватывающее целые горизонты,

с превращением их в породы типа яшмо-кварцитов (см. гл. V), генезис которых пока недостаточно ясен.

Выполнение миаролитовых пустот, образование цемента туфобрекчий и «такситов». Этот тип процессов свойственен преимущественно определенным горизонтам основных пород эффузивной, а отчасти и субинтрузивной фаций. В выполнении миндалинок участвуют минералы того же гидротермального комплекса — хлорит, кальцит, кварц, эпидот. В некоторых случаях намечается известная последовательность их заполнения, в других случаях она отсутствует. В целом процессы выполнения миндалинок являются непосредственным продолжением процессов, относящихся к более высокотемпературным фазам, на что указывает близкое сходство образующихся продуктов и явления непосредственного перехода вещества миндалинок в вещество мезостазиса, наблюдаемые во многих случаях.

Разнообразные «такситовые» брекчии, как их называет Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, широко развиты в пределах площади распространения диабазовых пород (см. описания районов Тепли, Адай-хоха, Терека). В составе цемента этих образований участвуют в основном хлорит, кальцит и кварц, с примесью в отдельных случаях эпидота, пренита, слюдястого вещества, опала, сульфидов.

4. Контактные явления

Изменения, наблюдаемые в контактах основных членов формации (субинтрузивных и интрузивных диабазов) с вмещающими уплотненными песчаниками и аргиллитами лейаса, не отличаются большим разнообразием и интенсивностью (см. описание контактов, гл. IV и VI). Контактная зона обычно не превышает нескольких сантиметров в ширину и в большинстве случаев вообще ускользает от наблюдения, так как является обычно выветрелой и разрушенной. Внешний характер изменений — уплотнение, осветление, ороговикование аргиллита, иногда пятнистость. Минералогические изменения выражаются преимущественно в накоплении мелких частичек хлорита в промежутках между кластическим материалом породы, зачастую совместно с карбонатами.

В меньшем обычно количестве развивается альбит, локализующийся в виде мелкозернистых агрегатов ближе к контактной зоне.

Нередко наблюдается тонкая сеть кварц-карбонатных прожилков, распространяющихся вдоль контактов.

В редких случаях в контактных зонах аргиллитов с диабазами отмечались выделения таких минералов, как актинолит, цоизит, пренит.

Более сложный минеральный комплекс возникает в контактных зонах диабазов с известняками. Такой случай, вообще чрезвычайно редкий для Центрального Кавказа, известен нам только по описанию Л. Н. Пламеневского (1938), наблюдавшего в Кассарском ущелье (долина Ардона) жилую диабазу, пересекающую свиту палеозойских (?) мраморов. Контактная зона, мощностью обычно 0.25—0.30 м, характеризуется здесь «скарновым» комплексом минералов; преобладают везувиан и волластонит; кроме того, присутствуют гранат, диопсид. Здесь, таким образом, имеет место довольно интенсивный привнос преимущественно кремнекислоты и полуторных окислов, отчасти, вероятно, и натрия.

Контактные явления между юрскими диабазами и песчанисто-аргиллитовыми породами лейаса описывались и для некоторых других районов Большого Кавказа. Они в общем аналогичны таковым Центрального Кавказа. ●

В районе Красной Поляны (Западный Кавказ) Д. С. Белянкин (1914) описывает контакты диабазовых и порфировых пластов с черными уплот-

ненными глинистыми сланцами юры. В контактной зоне развит тонкозернистый агрегат альбита, проникнутый мелкими листочками зеленоватого хлорита, собранными местами в радиальнолучистые пучки. Пересчет анализа контактной породы (табл. 46, графа 1) дает около 20% железистого хлорита и 80% альбита. По мнению автора, эта порода полностью соответствует «спилозитам» немецких авторов. В химическом отношении характерен огромный прирост Na_2O и отчасти Al_2O_3 и умеренный — SiO_2 , K_2O , H_2O . Аналогичный характер, по описанию того же автора (Белянкин, 1912), носят изменения в глинистых сланцах в районе Ох-Кури (бассейн Ассы).

Таблица 45

Химические анализы глинисто-аспидных сланцев лейаса из различных областей Большого Кавказа (в весов. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	65.36	61.01	57.40	56.79	64.84	61.40	54.27	68.64	60.04	61.06
TiO_2	0.40	0.78	0.94	0.11	0.74	—	0.98	0.93	0.89	0.45
Al_2O_3	16.25	20.39	23.46	23.46	15.92	17.39	23.27	14.28	14.48	19.48
Fe_2O_3	2.00	7.72	0.94	6.87	1.34	7.13	1.09	0.77	0.79	2.52
FeO	3.58	—	5.26	—	4.85	—	6.58	4.06	10.55	4.23
MnO	0.12	0.07	0.05	0.07	0.11	—	0.09	0.05	0.12	0.11
MgO	1.56	0.78	1.91	1.06	1.44	2.49	2.81	1.35	4.45	2.44
CaO	1.34	0.50	0.24	1.13	0.36	1.71	0.72	1.77	0.78	0.75
Na_2O	2.15	1.20	1.45	1.76	1.59	2.56	1.02	2.62	2.73	2.52
K_2O	1.65	2.67	3.87	4.21	3.09	2.47	3.08	2.03	0.72	2.29
H_2O^+	4.01	4.63	4.38	3.57	5.07	3.99	5.93	2.23	4.30	3.99
H_2O^-	0.95	0.43	0.16	0.26	—	—	0.14	0.04	0.06	0.27
P_2O_5	—	0.21	—	—	0.89	—	—	—	—	—
CO_2	—	—	нет	—	—	—	0.22	1.32	0.33	0.27
SO_3	—	—	0.12	—	0.35	—	—	—	—	0.23
Cl	—	0.23	сл.	—	—	—	—	—	—	—
C	—	—	0.50	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.37	100.62	100.68	99.29	100.59	99.14	100.20	100.09	100.23	100.61

1 — темный глинистый сланец из толщи с диабазами, Красная Поляна, Западный Кавказ (Белянкин, 1911); 2 — черный глинистый сланец лейаса, северный склон Сванетского хребта (Левченко, 1940); 3 — черный аспидный сланец лейаса, Верхняя Сванетия, р. Мауляш (там же); 4 — темный глинистый сланец из толщи с диабазами, район Ох-Кури, Военно-Грузинская дорога (Белянкин, 1914); 5 — аспидный сланец с высот Ох-Кури (там же); 6 — аспидный сланец с р. Цирдловни-цхали, хребет Чингис-кльде, Восточный Кавказ (Д. С. Белянкин, 1912); 7, 8, 9 — глинистые сланцы из толщи среднего (?) лейаса района р. Белокан-ер, Кахетия (Паффенгольд, 1931); 10 — аспидно-глинистый сланец из толщи среднего лейаса, рч. Лагодехи-ер, Кахетия (Азизбеков и Алиев, 1940).

В Кахетии Ш. А. Азизбеков и Алиев (1940) различают среди контактно-измененных аспидных сланцев лейаса два типа пород: андиоловые сланцы и спилозиты. Первые являются светлосерыми плотными сланцевыми породами, представляющими под микроскопом тонкозернистый агрегат альбита и кварца с примесью хлорита и рудных частичек.

Спилозиты, более богатые хлоритом, представляют пятнистые уплотненные породы; темные пятна в них соответствуют скоплениям хлорита. Данные анализов (табл. 46, графы 4, 5) указывают на накопление здесь также Na_2O (особенно в андиолах) и MgO , CaO , FeO (в спилозитах).

Резюмируя, можно отметить, что характер контактных явлений между диабазами и породами песчанисто-глинисто-сланцевого состава и тип образующихся при этом продуктов обнаруживают во всех известных случаях большое сходство друг с другом. В химическом отношении характерна интенсивная миграция (привнос из магмы в боковую породу) Na_2O в меньшей степени кремнекислоты окислов железа, магния и кальция. Для центрально-кавказских диабазов можно подчеркнуть усиленную роль CaO , так как кальцитизация представляет одно из характернейших явлений на контактах, тесно сопровождая собой адинолизацию. О характере химических превращений, имеющих здесь место, дают представление табл. 45 и 46; в первой из них приведены анализы неизмененных глинисто-песчаных пород юры из различных районов Кавказа, во второй анализы контактово-измененных пород той же группы. Процессы эти протекают в основном без увеличения объема, на что указывает сохранение первичной структуры сланцеватых пород и переслаивание адиноловых и спилзитовых разностей с неизмененными осадочными породами.

Таблица 46

Химические анализы контактово-измененных пород из глинисто-песчаных толщ нижней юры на контакте с диабазами из разных областей Большого Кавказа (в весов. %)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO_2	59.31	53.90	56.71	59.71	53.35
TiO_2	0.44	} 14.14	0.07	0.77	0.77
Al_2O_3	20.28		21.40	20.09	16.23
Fe_2O_3	0.79	} 12.88	1.55	0.91	0.86
FeO	5.08		5.37	3.23	6.06
MnO	0.14	—	0.06	сл.	сл.
MgO	0.99	8.76	1.56	2.44	6.02
CaO	1.07	2.05	3.61	2.34	4.84
Na_2O	9.08	0.74	5.55	8.24	7.04
K_2O	0.26	0.46	1.04	0.57	0.11
H_2O^+	2.26	7.15	2.23	1.37	3.48
H_2O^-	0.27	0.67	0.17	0.19	—
CO_2	—	—	—	0.18	1.28
SO_3	—	—	0.6	0.06	0.54
Сумма	9.97	100.75	99.92	100.10	100.58

1 — пятнистый спилзит, Красная Поляна (Белянкин, 1911); 2 — плотный светлосерый контактный сланец, р. Калотани, хр. Чингис-кльде (Белянкин, 1912); 3 — светлый контактный сланец роговикового строения в контакте с диабазом, высота Ох-Кури, Военно-Грузинская дорога (Белянкин, 1912); 4 — плотный серый сланцеватый адиноловый сланец, р. Лагодехиер, Кахетия (Азизбеков и Алиев, 1940); 5 — пятнистый спилзит, оттуда же (там же).

Таким образом, изучение контактных явлений между породами диабазовой магмы и глинисто-песчанистыми осадками в Центральном Кавказе приводит к выводу, прежде всего, об общей крайне незначительной интенсивности этих процессов, что выражается в общем незначительном масштабе контактных новообразований. Это может являться известным указанием на:

1) относительно невысокую температуру основной (диабазовой) магмы к моменту инъекции;

2) сравнительную бедность ее летучими компонентами (в момент инъекции), вызывающими контактные изменения (в основном гипотетическими растворами метасиликата натрия);

3) быстроту прохождения процесса застывания и сближенность с ним по времени последующих фаз автометаморфизма.

Глава XI

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЦЕНТРОВ ЮРСКОГО ВУЛКАНИЗМА В БОЛЬШОМ КАВКАЗЕ

Как уже указывалось выше (гл. 2), в площадном расположении юрских вулканических образований в Центральном Кавказе наблюдаются определенные закономерности. Они отчетливо выступают уже на геологической карте, где мы наблюдаем ясную приуроченность пород спилито-диабазовой группы к высокогорной зоне Главного и Бокового хребтов, альбито-фириновых и кераатофириновых эффузий — к более северной зоне, заключенной между Боковым и Скалистым хребтами. Эти особенности в современном расположении вулканических образований являются отражением тех закономерностей, которые определяли первичное расположение вулканических очагов в период формирования юрской геосинклинальной впадины Большого Кавказа и которые более наглядно выступают при рассмотрении всей этой области в целом. Целесообразно поэтому сопоставить имеющийся материал по вулканогенным образованиям Центрального Кавказа, описываемым в настоящей работе, с аналогичными образованиями всего Большого Кавказа в целом.

К настоящему времени остатки вулканических сооружений и продукты юрского вулканизма известны почти на всей площади Большого Кавказа.

В бассейнах рр. Лабы и Белой известны кварцевые порфиры и туфы в верхах тоарского (?) яруса, а также широко представлены интрузивные диабазы и порфириты (Белоусов и Трошихин, 1937; Робинсон, 1932 и др.).

В бассейнах рр. Сочи и Мзымты вулканогенные образования связаны с отложениями верхнего лейаса и, вероятно, с низами байоса. Они представлены разнообразными порфиритами и диабазами (Вялов, 1931; Хмельская, 1926; Белянкин, 1911 и др.).

В бассейнах рр. Кубани и Малки вулканогенная свита, принадлежащая, вероятно, к верхам среднего лейаса или к тоару (Пилученко, 1946; Муратов, 1945), развита на значительной площади. Она сложена в основном (П. И. Лебедев, 1930; Агалин, 1929; Муратов, 1945) породами типа палеоандезитов и палеоандезито-дацитов, обычно при значительном участии пирокластов; присутствуют также лавы более кислого состава, типа кераатофиринов и ортоклазовых порфиритов.

Через область бассейнов Кодора, Ингура, Риона, Лиахвы протягивается широкая зона развития вулканогенных образований. Начальные фазы вулканической деятельности здесь были связаны, вероятно, еще с верхами лейаса (Левченко, 1940 и др.), главная же ее часть была связана со средней юрой (байос и бат). По составу преобладают лавы преимущественно палеоандезитового типа, наибольшее распространение имеют разнообразные пирокласты. Самой молодой является интрузивная формация, связанная по времени, вероятно, с концом средней юры (Дзодзенидзе, 1938).

В юрских сланцевых свитах Восточного Кавказа (Дагестан и Кахетия) вдоль определенных поясов имеет место значительное развитие пластовых и отчасти секущих тел диабазово-порфиритовых пород. В пределах Кахетии возраст вмещающей осадочной свиты определяется как

Схема распространения и возрастного расчленения юрских вулканогенных образований в Кавказско-Крымской зоне

		Крым	Абхазско-Ра- чинская подзона	р. Белая	р. Кубань	р. Эшнакон	рр. Чегем и Черек	Осетия и верховья Риона	рр. Терек и Асса	Дагестан и Кахетия
Доггер		Эффузии главным образом андезитовой магмы	Гипабис- сальные интрузии палеоан- дезитов и базальтов	Гипабиссаль- ные, главным образом основ- ные интрузии. Эффузии андезитовой магмы	Дайки диабазов и диоритов в юрских и доюрских породах				Гипабиссальные интрузии габбро- идов и гипербазитов	
Верхний лейас	Аален		Интрузии палеоанде- зитов (?)							
	Тоар			Эффузии кварцевых порфиров	Эффузии и субинтру- зии палео- андезитов	Субинтру- зии палео- андезитов	Эффузии калиевых кератофи- ров. Эффузии и субинтру- зии диаба- зов и пор- фиритов	Эффузии натриевых альбитофи- ров и палео- андезитов	Эффузии альбитофи- ро (?)	
Средний лейас								Подводные эффузии и субинтрузии диабазов	Подводные эффузии и субинтрузии диабазов	Подводные эффузии спилитов (и альбитофиритов ?)

средний лейас (Азизбеков и Алиев, 1940 и др.), для этой же области отмечаются и более кислые дифференциаты (Варданянц, 1932₂). В Дагестане большая часть диабазово-порфиритовых тел является, повидимому, сингенетичной с вмещающими осадками (в основном верхний лейас), некоторая же часть представляет собой, вероятно, и более молодые образования (Варданянц, 1940₂; Филимонов, 1938; Голубятников, 1940).

Отметим, что вопросов фациального состава и распределения юрских осадков и эффузий на площади Большого Кавказа кратко касался еще Бонне (Bonnet, 1921). Позже Л. А. Варданянц (1940₅) указал на существование в юрское время целой цепи вулканов вдоль современного Кавказского хребта. В ряде других своих работ Л. А. Варданянц устанавливает существование в центральных и юго-восточных частях Кавказа определенных «диабазовых поясов», названных им Казбекским и Кахетинским (см. выше, гл. IV и V). Таким образом, приуроченность известного типа вулканических образований к определенным зонам, протягивающимся вдоль Кавказского хребта, установлена для проявлений основной магмы. Попытаемся несколько расширить эти представления и подойти к выяснению закономерностей, определяющих расположение юрских вулканических образований на всей площади Большого Кавказа.

В табл. 47 сведены имеющиеся к настоящему времени данные по возрастному положению и фациальному составу юрских вулканогенных образований в пределах Большого Кавказа и Крыма (представляющего, по мнению некоторых исследователей, западное продолжение той же зоны). При сопоставлении этой таблицы со схематической картой (фиг. 44) области распространения геосинклинальных осадков и в пределах Кавказско-Крымской геосинклинальной зоны (составленной в основном по В. В. Елоусову, 1938) выступают следующие закономерности.

Можно констатировать, во-первых, ливнейное расположение вулканических центров на протяжении всей зоны в целом, со сгущением их в центральных частях Кавказа и Крыма.

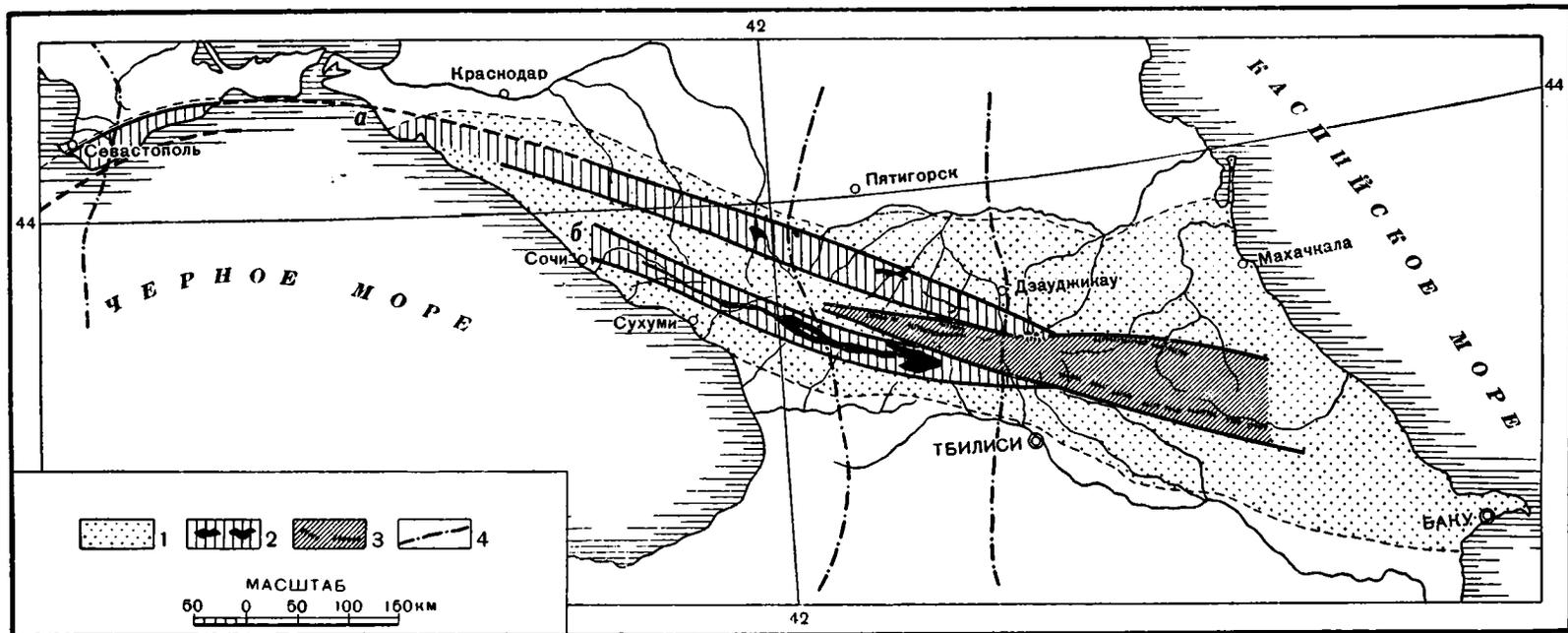
Далее можно сделать вывод, что в пределах геосинклинальной зоны Большого Кавказа вулканогенные проявления связаны в основном с тремя параллельными линиями или зонами — Северной, Центральной и Южной, каждая из которых характеризуется определенным комплексом вулканических пород и определенным положением в структуре нижнеюрской геосинклинальной впадины.

Приведем краткую характеристику выделяемых нами зон.

а) **Ц е н т р а л ь н а я з о н а** (которую можно было бы назвать диабазовой) протягивается в виде узкой полосы вдоль осевой части геосинклинальной впадины. В западной части Кавказа она прослеживается от верховьев рр. Кодора и Ингура через Адайхохский и Казбекский массивы в область верховьев р. Ассы, где разделяется на Дагестанскую и Кахетинскую ветви.

В строении зоны принимает участие комплекс глинисто-песчанисто-кварцитовых отложений нижнего и среднего лейаса, метаморфизованных до фации аспидных сланцев.

В отношении вулканизма зона представляет собой область преимущественного развития пород спилито-диабазовой серии. Типичными особенностями являются подводный характер излияний, небольшая мощность отдельных покровов при большой их протяженности и однообразии состава (трещинный тип излияний); в большинстве случаев характерны полное отсутствие пирокластических продуктов, сильные аутоморфические и отчасти регионально-метаморфические изменения (хлоритизация, альбитизация и т. п.). Намечаются две фазы внедрения: первая — спилитовая, вторая — преимущественно диабазовая (подводные



Фиг. 44. Фации вулканогенных образований Кавказско-Крымской геосинклинальной зоны (нижняя и средняя юра).

1 — область распространения геосинклинальных осадков нижней и средней юры; 2 — зоны шельфа и их вулканогенные образования (а — северная, б — южная периферические зоны); 3 — Центральная зона и ее вулканогенные образования; 4 — поперечные антиклинальные структуры в Кавказско-Крымско-Таврской зоне по Parejas.

излияния и сопровождающий их комплекс субинтрузивных тел). Магма ко времени внедрения второй фазы была местами более дифференцирована.

б) Северная периферическая зона (которую можно было бы назвать по составу вулканических продуктов андезито-дацитовой) — отчетливо может быть выделена в Большом Кавказе в пределах от Туапсе до Терека; в нее входит также Крымский участок Кавказско-Крымской геосинклинали.

в) Южная периферическая зона (андезитовая) прослеживается почти без перерыва вдоль южного склона Главного хребта от р. Сочи до р. Лиахвы.

Обе эти зоны (северная и южная) обладают некоторыми общими особенностями состава и положения в геологической структуре и поэтому могут быть рассмотрены совместно. В геологическом отношении эти зоны являются областями преимущественного распространения терригенных осадков и развития прибрежных мелководных фаций. Они соответствуют периферическим частям геосинклинальной впадины (ее обрамлению), которые как в период отложения осадков, так и на протяжении дальнейшей своей истории испытывали движения преимущественно колебательного характера. Это типичные шельфовые зоны, по терминологии Бубнова. Мощность осадков подвержена значительным колебаниям, но при этом они сохраняют везде свой неглубоководный характер. В тектоническом отношении эти области характеризуются обычно сравнительно спокойным, пологим залеганием осадочных свит; наблюдаемые складчатые структуры носят следы отчетливого влияния неглубоко залегающего кристаллического фундамента.

Осадки этих зон принадлежат в основном к верхнему лейасу и догеру, частично к верхам среднего лейаса.

Вулканизм периферических зон характеризуется следующими особенностями. Вулканические образования принадлежат преимущественно к субазральной и субинтрузивной фациям и, в значительно меньшей степени, к типу подводных и прибрежных излияний. Литологический характер вмещающих свит, пологое их залегание и сравнительно небольшая мощность обусловили широкое распространение пластовых интрузий — силлов и лакколлитов, сформировавшихся в результате внедрения магмы в непосредственной близости от земной поверхности (Кубань, Эшкакон, отчасти Черек).

В ареале наиболее мощных очагов тектонические условия, повидимому, способствовали развитию процессов дифференциации, результатом которой явилась определенная последовательность внедрения магмы различного состава, сначала обычно более основной, позже более кислой.

Неравномерный ход развития, выражающийся в различной степени дифференцированности пород, говорит в пользу существования отдельных независимых очагов, расположенных, вероятно, на сравнительно небольшой глубине. Линейное расположение центров вулканической деятельности — вдоль периферических частей геосинклинальной впадины (фиг. 47) свидетельствует о связи их с наиболее ослабленными участками земной коры, соответствующими зонам перегиба при переходе из области платформы в область геосинклинали.

Можно, таким образом, вывести заключение, что принадлежность вулканических очагов Кавказа к той или иной палеогеографической зоне являлась одним из существенных факторов, регулировавших состав образующихся продуктов, направление и степень развития процессов дифференциации.

Отметим еще некоторые другие закономерности, выступающие при сравнительном изучении юрских вулканических проявлений на площади Большого Кавказа.

Характерно постепенное перемещение, миграция центров вулканической деятельности в течение нижней и средней юры в направлении от осевой части геосинклинальной зоны к ее периферическим частям. Это отчетливо выступает именно в Центральном Кавказе, где наиболее ранние стадии вулканизма (спилитовые эффузии) были связаны с центральными участками геосинклинали, а последующие (альбитофировые, кератофировые, порфирировые эффузии) — с периферическими (более северными и более южными).

Кроме того, мы можем констатировать постепенное смещение центров вулканической активности к юго-западу и западу — из Центрального и Северного Кавказа в юго-западный Кавказ (Абхазо-Рачинская зона) и в Крым.

Вместе с тем можно отметить как характерную особенность, отчетливо проявляющуюся в истории вулканических процессов описываемой эпохи, постепенное нарастание эксплозивных вулканических процессов над экструзивными, что выражается в преобладании пирокластических пород в верхних горизонтах вулканогенных свит.

В заключение отметим, что участки геосинклинальной зоны, наиболее насыщенные вулканическими проявлениями в юрское время (как эффузивного, так и интрузивного вулканизма), обнаруживают определенную приуроченность к поперечным антиклинальным структурам Крымско-Кавказско-Малоазиатской части Средиземноморской геосинклинали, значение которых в последнее время подчеркивается некоторыми исследователями (Белоусов, 1938; Parejas, 1940).

Л И Т Е Р А Т У Р А

- А г а л и н Г. П. Краткий геологический очерк центральной части Большого Карачая. Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 4, 463—477.
- А ж г и р е й Г. Д. О возрасте кератофирового горизонта и о геологической структуре Горной Осетии. Сов. геол., 1941, № 6.
- А з и з б е к о в Ш. А. и А л и е в М. М. Лагодехи-Ахалсопели. Изд. Азерб. фил. Акад. Наук. Баку, 1940.
- А н д р е е в Д. К. Новые данные о геологическом строении Главного Кавказского хребта в Дарьяльском ущелье. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1945, 2.
- Б е л и к о в Б. П. Эффузивные породы Аджаристана. Мат. геол. петр. Грузии, изд. Акад. Наук, 1935, 1.
- Б е л о у с о в В. В. Большой Кавказ. Юра и нижний мел. Тр. ЦНИГРИ, 1938, вып. 108.
- Б е л о у с о в В. В. Большой Кавказ; кн. III, Общие вопросы. Тр. ЦНИГРИ, 1939, вып. 126.
- Б е л о у с о в В. В. и Т р о ш и х и н Б. М. Краткий геологический очерк района р. Пшехи и Белой на Северном Кавказе. Зап. Мин. общ., 1937, 66, вып. 4, 794—827.
- Б е л о у с о в а В. Т. Траппы с р. Хатанги. Труды Петрограф. инст. Акад. Наук, 1936, вып. 9, 85—104.
- Б е л я н к и н Д. С. Об альбитовом диабазе из Красной Поляны и о его контакте со сланцем. Изв. СПб. Политехн. инст., 1911, 15, 363—389.
- Б е л я н к и н Д. С. Материал по петрографии Центрального Кавказа; Архотский перевал и Военно-Грузинская дорога. Изв. СПб. Политехн. инст., 1912, 18, 21—48.
- Б е л я н к и н Д. С. 1. К петрографии Архотского тоннеля. Сб. «Геологические исследования в области Перевальной жел. дор. через Главный Кавказский хребет». СПб., 1914.
- Б е л я н к и н Д. С. 2. О Дарьяльском граните. Сб. «Геологические исследования в области Перевальной жел. дор. через Главный Кавказский хребет». СПб., 1914.
- Б е л я н к и н Д. С. См. Изв. СПб. Политехн. инст., 1915, 23.
- Б е л я н к и н Д. С. О научных предрассудках и о железе в полевых шпатах. Геол. Вестн., 1926, 5, № 1—3, 72—74.
- Б е л я н к и н Д. С. Об оливиновом диабазе с р. Тюнг. Мат. Комисс. по изуч. Якутии, изд. Акад. Наук, 1927, 1—17.
- Б е л я н к и н Д. С. К химии полевых шпатов. Изв. Акад. Наук, 1929, № 6, 571—584.
- Б е л я н к и н Д. С. и П е т р о в В. П. История исследования и новые данные по тешенитам Грузии. Зап. Мин. общ., 1940, 69, 2—3, 276—286.
- Б е л я н к и н Д. С. и П е т р о в В. П. Петрография Грузии. Петрография СССР, сер. 1, 1945, вып. 11.
- Б е с с о н о в И. И. Геолого-петрографический очерк верховьев Б. и М. Зеленчуков в Карачае. Тр. по геол. и исл. иск. Сев. Кавказа, 1938, 1, 55—97.
- В а р д а н я н ц Л. А. К петрографии Садонского рудоносного района. Изв. Донск. политехн. инст., 1925, 9, стр. 161.
- В а р д а н я н ц Л. А. 1. Материалы по геохимии Горной Осетии. Зап. Мин. общ., 1932, 61, 227—264.
- В а р д а н я н ц Л. А. 2. Геологический очерк р. Дид-Хеви в Кахетии. Изв. Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1932, 51, 98.
- В а р д а н я н ц Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 25.

- В ар д а н я н ц Л. А. Материалы по неонитрузии и диабазам Горной Осетии. Тр. по геол. и пол. ископ. Сев. Кавказа, 1938, вып. 1, 3—34.
- В ар д а н я н ц Л. А. 1. Интрузивы Северной Кахетии. Зап. Мин. общ., 1940, 69, вып. 2—3, 331—340.
- В ар д а н я н ц Л. А. 2. Геологический очерк Цейского ущелья. Мат. Всесоюзн. геол. инст., сер. общ., 1940, сб. 5, 45—56.
- В ар д а н я н ц Л. А. 3. Материалы по интрузивам Дарьяла. Зап. Мин. общ., 1940, 69, вып. 2—3, 290—295.
- В ар д а н я н ц Л. А. 4. О возрасте тектонических структур Горной Осетии. Доклады Акад. Наук СССР, 1940, 27, 991.
- В ар д а н я н ц Л. А. 5. О возрасте структуры Центрального Кавказа. Сов. геол., 1940, № 8, 111—112.
- В а х р а м е е в В. А. Нижнекаменноугольная вулканическая провинция Прибалхашья и северных дуг Тяньшаня. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1945, 20, № 1—2, 104—121.
- В о л ь к е н а у Б. Граниты Кассарского и Цейского ущелий. Изв. СПб. Политехн. инст., 1914, 21.
- В я л о в О. С. Краткий геологический очерк Туапсинского района. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1931, 50, 97, 1449—1467.
- В я л о в О. С. 1. Опыт приложения некоторых идей Кюбера к Кавказу. Пробл. сов. геол., 1934, № 5, 126—132.
- В я л о в О. С. 2. Предварительный отчет о работах в Юго-Осетии в 1932 г. Мат. ЦНИГРИ, 1934, сер. гидрогеол., сб. 3.
- В я л о в О. С. Келловейская (адыгейская) тектоническая фаза на Кавказе. Зап. Мин. общ., 1936, 65, 81—99.
- Г е р а с и м о в А. П. Верховья Ассы и Хевсурской Арагвы. Землеведение. 1912, 3—4.
- Г е р а с и м о в А. П. Кавказская складчатость и вулканизм. Природа, 1922, № 3—5, 59—74.
- Г е р а с и м о в А. П. Геологическое строение Северного Кавказа. Сб. «Природные богатства Северного Кавказа». Пятигорск, Севкавказ, 1935.
- Г и н з б е р г А. С. Офиолиты Альпо-Апеннин и Закавказья. Тр. Геол. инст. Акад. Наук, 1930, 7, 1—7.
- Г о л у б я т н и к о в В. Д. Новые данные по стратиграфии нижней юры Восточного Кавказа. Зап. Мин. общ., 1940, 69, вып. 2—3, 385—394.
- Г о н ч а р и к Н. Ф. Микроскопические и химические определения пород Б. Лябы. Северокавказская петрографическая экспедиция 1933 г. Изд. Акад. Наук, М.-Л., 1936, 245—255.
- Д е м б о Т. М. К геологии и петрологии гранитов Главного Кавказского хребта и древних метаморфических пород в верховьях р. Кубани. Зап. Мин. общ., 1937, 66, вып. 4.
- Д з о д з е н и д з е Г. Материалы к петрографии порфиритовой серии (Верхняя Рача и Юго-Осетия). Бюлл. Геол. инст. Грузии, 1938, 3, вып. 3 (на грузинском языке).
- Д о м а р е в В. С. Садонское серебро-свинцово-цинковое месторождение. Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1930, вып. 10.
- Д у б я н с к и й В. В. Из летних поездок 1911 и 1912 гг. Изв. Варш. политехн. инст., 1913, 3.
- Е л и с е е в Н. А. О сегозерских спилитах. Зап. Мин. общ., 1928, 57, вып. 1, 122.
- Е р е м е е в В. П. и П е т р о в В. П. Неонитрузии Кодора. Сб. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии, ч. 2, М.—Л., изд. Акад. Наук, 1940. (СОПС, сер. Закавказ., вып. 24).
- Е р е м и н а В. В. Группа гор Бохтыбай. Тр. Мугуджарской экспедиции. Тр. СПб. общ. ест., 1912, 35, вып. 5, 1—15.
- Е р ш о в А. Д. О характере предкелловейских тектонических движений на Северном Кавказе. Сов. геол., 1940, № 2—3.
- Е ф р е м о в Н. Е. К изучению серпентинитового пояса Северного Кавказа. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1938, № 1, 107.
- З а в а р и ц к и й А. Н. Об отрицательном альбите. Геол. вестн., 1915, № 8.
- З а в а р и ц к и й А. Н. Северная группа вулканов Камчатки. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1935.
- З а в а р и ц к и й В. А. Зеленокаменные породы из района Учалинского колчеданного месторождения на Урале. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1945, 2, 37—53.
- З а л е с с к и й Б. В. и К у з н е ц о в С. С. Абхазско-Сванетская геолого-петрографическая провинция. Сб. «Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии». Изд. Акад. Наук СССР, М.—Л., 1940, 5—60.
- З а р и д з е Г. М. Бабильская диабазовая интрузия в Нижней Сванетии. Сообщ. Акад. Наук Груз. ССР, 2, № 6, 1941, 523.
- З а р и д з е Г. М. Два магматических цикла в палеогене Малого Кавказа. Сообщ. Акад. Наук Груз. ССР, 1944, 5, № 4, 391—400.

- З а т в о р н и ц к и й А. Исследование диабазов с р. Ардон. Тр. Общ. ест. Харьков. универ., 1916, 78, 2.
- И в а н о в Л. Очерки по геологии и минералогии Медного полуострова на Новой Земле. Сб. в честь 25-летия научной деятельности В. И. Вернадского. М., 1914.
- И ц и к с о н М. И. Гранитоидные породы Восточной Дигории. Тр. Всесоюз. геол. инст., 1941, вып. 132, 1—74.
- К а с с и н Н. Г. Вулканизм Казахстана. Пробл. сов. геол., 1934, № 9.
- К о б и л е в А. Г. Амфиболиты р. Б. Лабы. Мат. по геол. и пол. иск. Аз.-Черн. края, 1933, сб. 5, 17—42.
- К о н ю ш е в с к и й Л. К. Отчет о геологических исследованиях в Сухумском округе и смежных частях Черноморской губернии и Кубанской области. Мат. по геол. Кавказа, сер. 4, 1915, кн. 1, 1—135.
- К о п т е в - Д в о р н и к о в В. С. История вулканизма в Центральном Казахстане. Мат. по геол. Центр. Казахст., изд. Акад. Наук, М.-Л., 1940, 49—63.
- К р е с т н и к о в В. Н. К стратиграфии сланцевой юры Восточного Кавказа. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1944, № 6, 61—69.
- К у з н е ц о в Е. А. Геологический очерк Садонского месторождения. Тр. Инст. прикл. минер., 1930, вып. 46.
- К у з н е ц о в И. Г. См. Изв. Геол. ком., 1924, 43, № 9.
- К у з н е ц о в И. Г. Вулканические циклы в истории Большого Кавказа. Зап. Мин. общ., 1940, 69, вып. 2—3, 157—166.
- К у з н е ц о в С. С. Геология Северной юрской депрессии Дигоро-Осетинской части Большого Кавказа. Изд. Лен. Гос. унив., 1947.
- К у з ь м и н С. А. Кристаллический комплекс Верхней Сванетии. Сб. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии. Изд. Акад. Наук, М.—Л., 1940, 100—120.
- К у л а к о в с к а я Н. П. Материалы для геологии Горной Осетии. Тр. СПб. общ. ест., 1909, 35, 59.
- К у п л е т с к и й Б. М. 1. Диабазовые породы долины Русанова и губы Крестовой на Новой Земле. Тр. Геол. инст. Акад. Наук, 1932, 1, 133.
- К у п л е т с к и й Б. М. 2. К изучению диабазов Новой Земли. Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1932, 2, 1—16.
- К у п л е т с к и й Б. М. Количественно-минералогический состав основных пород. Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1936, 9, 53—83.
- К у п л е т с к и й Б. М. Пироксенитовая интрузия Африкалды на Кольском полуострове. Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1938, вып. 12.
- Л е б е д е в А. П. Основные черты структуры Садонно-Упальской зоны (Северный Кавказ). Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1946, № 1, 136—144.
- Л е б е д е в А. П. Палеогеография центров юрского вулканизма в Большом Кавказе. Доклады Акад. Наук, 1947, 57, № 9.
- Л е б е д е в А. П. 1. Фации и химические типы юрских диабазов Центрального Кавказа. Доклады Акад. Наук, 1948, 59, № 1.
- Л е б е д е в А. П. 2. Юрский вулканизм в истории развития Кавказско-Крымской геосинклинальной зоны. Сов. геол., 1948, 36.
- Л е б е д е в П. И. Петрографические исследования острова Валаам. Изв. СПб. Политехн. инст., 1913, 19, 599—648.
- Л е б е д е в П. И. Геолого-петрографический очерк Карачая в связи с его полезными ископаемыми и минеральными источниками. Тр. Сев.-Кав. Асс. научн.-иссл. инст., Ростов на Дону, 1930.
- Л е б е д е в П. И. Вулкан Алагёз и его лавы. Изд. Акад. Наук, Л., 1931.
- Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. Олопецкая диабазовая формация. Тр. СПб. общ. ест., 1888, 19.
- Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. Исследования по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа. Тр. СПб. общ. ест., 1898, 26, 5.
- Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. Петрографические исследования в Центральном Кавказе. Изв. СПб. политехн. инст., 1904, 2.
- Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. Сферолитовые породы Мугуджарских гор. Труды СПб. общ. ест., 1905, 33.
- Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Изв. СПб. политехн. инст., 1913, 20, 193—528.
- Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю., Г и н з б е р г А. С. и Д и л а к т о р с к и й Н. Л. Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов в Восточной Сибири. Труды СОПС Акад. Наук, сер. Сибирск., 1932, вып. 1.
- Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. Спорные вопросы систематики и номенклатуры изверженных пород. Доклады Акад. Наук, 1938, 21, № 3.
- Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. Эффузивные породы СССР. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1940, № 2, 25—39.

- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. и Дьяконова-Савельева Е. Н. Вулканическая группа Карадага в Крыму. Изд. Петр. инст. Акад. Наук, 1379.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. и Еремина В. Материалы по петрографии Мугоджарских гор. СПб., 1895.
- Левченко С. В. Осадочные породы Сванетии. Сб. «Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии», ч. 2, СОПС Акад. Наук, сер. Закавказ., 1940, вып. 24, 191—227.
- Марушвили Л. И. К геоморфологии и четвертичной истории Тушетии. Изв. Русск. геогр. общ., 1939, 71, вып. 7, 1057—1071.
- Мефферт Б. Ф. I. Геологический очерк Лечхума. II. Геологические исследования в Рачинском уезде Западной Грузии. Мат. по общ. и прикл. геол., 1930, вып. 140.
- Мефферт Б. Ф. Юрские отложения Западного Закавказья. Геология СССР. Закавказье. Изд. Комит. по дел. геол., М.—Л., 1941, 97.
- Муратов М. В. Юрские порфиритовые интрузии в верховьях рр. Хасаут и Эшкакон (Северный Кавказ). Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1945, № 3, 85—102.
- Мутафи П. И. Вулканические циклы и металлогения Новой Земли. Пробл. сов. геол., 1937, № 3, 210—225.
- Мушкетов И. В. Геологический очерк ледниковой области Теберды и Чхалты на Кавказе. Тр. Геол. ком., 1896, 14, № 4.
- Орловский В. Н. Чегемское ущелье. Сб. «Вулканы и лавы Центрального Кавказа». Изв. СПб. политехн. инст., 1913, 20.
- Павловский Е. В. и Цветков А. И. Материалы к петрографии траппов (юго-западная часть Тунгусского бассейна). Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1937, вып. 6, 293—316.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк бассейна р. Белокап-ер. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1931, вып. 131, 1—51.
- Пийп В. И. Материалы по геологии и петрографии района рр. Авачи, Россошины, Гаванки и Налачевы на Камчатке. Тр. Камчатск. компл. экспед. Акад. Наук, 1941, вып. 2, 1—118.
- Пийп В. И. О раскаленных аггломератных потоках Авачи и о типе извержений этого вулкана. Бюлл. Камчатск. вулканол. станции Акад. Наук, 1946, № 12, 18—29.
- Плющенко Г. Е. К стратиграфии юрских и четвертичных отложений рр. Уруна и Кубани. Сб. «Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Сев. Кавказа». Госгеолиздат, 1946, 33—48.
- Пламеевский Л. Н. Геологическое строение месторождения мрамора в бассейне р. Ардон в Северной Осетии. Зап. Орджон. инст. цвет. мет., 1938, 186—212.
- Пламеевский Л. Н. Асбестоносные породы бассейна р. Клиат в Северной Осетии. Сб. Тр. Орджон. инст. цвет. мет., 1941, вып. 2.
- Проценко Т. Н. Петрографическое изучение некоторых пород с верховьев р. Кубани. Уч. зап. Ростовск. унив. 1936, вып. 7, 97—109.
- Пятницкий П. П. Геологические исследования в Центральном Кавказе. Мат. по геол. России.; 1904, 21 и 1905, 22.
- Ренгартен В. П. Характеристика складчатых областей Кавказа. Тр. 3 Всесоюз. съезда геол., 1930, вып. 2.
- Ренгартен В. П. Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1931, вып. 63.
- Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 148.
- Ренгартен В. П. Очерк тектоники Кавказа. Тр. 17-й сесс. Междуна. геол. конгр., 1937, 2, 415—427.
- Ренгартен В. П. Об интрузиях района Военно-Грузинской дороги. Зап. Мин. общ. 1940, 69, вып. 2—3, 297—302.
- Ренгартен В. П. Стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений Кабардинской АССР. Природные ресурсы Кабардинской АССР. Изд. Акад. Наук, М.—Л., 1946, 105—127.
- Робинсон В. Н. 1. Геологический очерк области триаса и палеозоя бассейнов рр. Лабь и Бслой на Северном Кавказе. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 226.
- Робинсон В. Н. 2. Очерк геологического строения района Красной Поляны. Изв. Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1932, 51, вып. 73.
- Сергиев Н. Г. О некоторых закономерностях развития вулканических явлений в Центральном Казахстане. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1939, № 4, 139—161.
- Симонович С. С. Геологические наблюдения в бассейне р. Алазани в пределах Закатальского округа. Мат. для геол. Кавк., сер. 2, 1896, кн. 10.

- С и р и н Н. А. История вулканических проявлений на Приполярном Урале. В кн. «Акад. Д. С. Белянкину». Изд. Акад. Наук, М., 1946, 282—285.
- С м и р н о в Н. Н. Исследование явлений альбитизации в изверженных горных породах. М., 1913.
- С о б о л о в В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. Аркт. инст., 1936, 48.
- С о б о л о в В. С. Сибирские траппы, как пример явлений кристаллизационной дифференциации. Пробл. сов. геол., 1937, № 7, 635—642.
- С о л о в ъ е в С. Н. Чегемская вулканическая область. Тр. ЦНИГРИ, 1938, вып. 103.
- С о у с т о в Н. И. Протерозойская спилито-диабазовая формация Имандра-Варауга на Кольском полуострове. Тр. Инст. геол. наук. Акад. Наук, 1940, вып. 26, 1—64.
- С т о р о ж е н к о И. Д. 1. Новые данные по геологии диабазов центральной части Кавказа (Горная Дигория). Мат. Аз.-Чер. геол. упр., 1938, сб. 3, 186—190.
- С т о р о ж е н к о И. Д. 2. К геологии и петрографии диоритов Горной Дигории. Мат. Аз.-Чер. геол. упр., 1938, сб. 3, 173—179.
- С т о р о ж е н к о И. Д. Геологическое строение Горной Дигории. Изв. Новочерк. индустр. инст., 1941, 11 (25), 3—39.
- Т а т р и ш в и л и Н. Ф. Диабазы Верхней Рачи. Тр. Тбил. гос. унив., 1940, 13, 99—109.
- Т и м о ф е е в К. И. Породы Мамиссонского ледника. Ежегод. геол. мин. России. 1941, 13, вып. 5—6, 162.
- Т и р р е л ь Г. В. Связь между вулканической деятельностью и тектоникой. 17-я сесс. Междунар. геол. конгр. Тезисы докладов, 1937, 112.
- У н к с о в В. А. Траппы района рек Уды-Чуны — Тасевой (Восточная Сибирь). Тр. СОПС, сер. Сибир., 1934, вып. 18, 1—60.
- У с о в М. А. Фации эффузивов. Изв. Томск. технолог. инст., 1924, 46, 8—38.
- У с о в М. А. Фации и фазы пород эффузивного облика. Пробл. сов. геол., 1935, № 9, 795—812.
- У с о в А. М. Трапповые формации Кузбасса. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1937, № 4, 743—763.
- Ф и л и м о н о в И. Д. Краткий геологический очерк бассейна р. Андийское Койсу в Дагестане. Тр. по геол. и пол. ископ. Сев. Кавказа, 1938, вып. 1.
- Х е с с Г. Островные дуги, аномалии силы тяжести и интрузии серпентинитов (к проблеме офиолитов). Тр. 17-го Междунар. геол. конгр. 1937, 2, М., ГОНТИ, 1939, 279—300.
- Х м е л е в с к а я Л. В. Геологические исследования в районе Красной Поляны (г. Ачишхо и Чугуш). Изв. Сев.-Кав. гос. унив., 1926, 11.
- Х м е л е в с к а я Л. В. Большая Чурия в Сочинском районе. Зап. Мин. общ., 1934, 63, вып. 1.
- Ч и р в и н с к и й П. Н. и О р л о в Н. А. К минералогии Кавказа и Крыма. Ежег. геол. и мин. России. 1914, 16, вып. 9.
- Ч у м а к о в А. А. Материалы по петрографии Мугоджар. Учен. зап. Ленингр. гос. унив., сер. геол.-почв., 1939, № 21, 91—135.
- Ч у м а к о в А. А. О происхождении натра в спилитах. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1940, № 2, 40—43.
- Щ а с т л и в ц е в. Отчет о занятиях поисковой партии в горах Дигории, Алагира, Куртатии и Тагаура. Горн. журн., 1858, ч. 3, кн. 8, 259.
- Щ е р б а к о в Д. И. Материалы по петрографии Крыма. I. Лимеский выход изверженных пород. II. Зеленокаменные породы Алушки. Изв. СП5. Политехн. инст., 1914, 21, 637 и 1915, 23, 195.
- A b i c h H. Geologische Beobachtungen auf Reisen im Kaukasus im Jahre 1873. Bull. Soc. Nat. Moscow, 1874, 48.
- A n d e r s o n Ch. The Tuscan formation of N. California with a discussion concerning the origin of the volcanic breccia. Univ. Calif. Publ., 1933, 23, No 7, 245—276.
- A n d e r s o n Ch. The volcanic history of Clark Lake area, California. Bull. Amer. Geol. Soc., 1937, 47, No 5.
- B a c k l u n d H. Magmatic activity and mountain building in the Andes of S. Mendoza. Geol. Mag., 1926, 63, No 747, 410—422.
- B a c k l u n d H. Die Magmasteine der Geosyncline von Novaja Zemlia. Report of the scientific results of the Norwegian expedition to Nowaya Zemlya. No 45. Oslo, 1930.
- B a i l e y E. a. G r a b h a m G. Albitization of basic plagioclase feldspars. Geol. Mag., 1909, 6, 250.
- B e r t h P. Die Diabasgänge der Silvretta. Schweiz. Min.-Petr. Mitt., 1932, 12, 147—178.
- B o n n e t P. Sur les éruptions volcaniques liassiques et leur rapports avec la distribution des faciès dans les géosynclinaux caucasienne. C. R. Acad. Paris. 1921, 1114—1116.
- B o n n e y T. On so-called spilites of Jersey. Geol. Mag., 1893, 10, 59—64.

- Campbell R. a. Lune J. Chlorophacite in the dolerites (tholeiites) of Dalmahoy. *Min. Mag.*, 1925, **20**, 435.
- Coombs H. Mount Backer, a Cascade Volcano. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1939, **50**, No 10.
- Daly R. Variolitic pillow-lava from New-Foundland. *Amer. Geol.*, 1903, **32**, No 2, 65—78.
- Daly R. a. Barth T. Dolerites, associated with the Karroo system, South Africa. *Geol. Mag.*, 1930, **67**, 97—111.
- Dewey H. a. Flett J. On some British pillow lavas and the rocks associated with them. *Geol. Mag.*, 1911, **8**, 202—241.
- Du Toit A. The geology of South Africa. Edinburgh, 1939.
- Eckermann H. A. contribution to the knowledge of late sodic differentials of basic eruptions. *Journ. Geol.*, 1938, **46**, 412—437.
- Emerson B. Diabas pitchstones and mud enclosures of the triassic trap of N. England. *Bull. Soc. Geol. Amer.*, 1897, **8**, 59—86.
- Escola P. On the petrology of eastern Fennoscandia. *Fennia*, 1925, **45**, 19.
- Fairbairn. Spilitic and the average metabasalt. *Amer. Journ. Sci.*, 5 ser., 1934, **27**, No 158.
- Fenner C. The Catmal magmatic province. *Journ. Geol.*, 1926, **34**, No 7, 675—772.
- Flaherty C. Spilitic rocks of south eastern New Brunswick. *Journ. Geol.*, 1924, **42**, No 8, 783—808.
- Geikie G. The ancient Volcances of Great Britain. London, 1897—1898.
- Hess H. Pyroxenes of common mafic magmas, pt. 1—2. *Amer. Min.*, 1941, **26**, No 9, 515—535; No 10, 573—594.
- Holmer A. a. Haswood H. F. The tholeiite dykes of North of England. *Min. Mag.*, 1929, **22**, No 124, 1—52.
- Kennedy W. Trends of differentiation in basaltic magmas. *Amer. Journ. Sci.*, 1933, **25**, 239—256.
- Knopf A. The copper-bearing amygdaloides of the White river Region, Alaska. *Econ. Geol.*, 1910, 251.
- Koomans C. a. Kuenen P. On differentiation of the Glen More Ringdyke. *Geol. Mag.*, 1938, **75**, No 886, 145—160.
- Kröckström T. On the ophitic texture and the order of crystallisation in basaltic magmas. *Bull. Geol. Inst. Upsala*, 1933, **24**, 197.
- Lacroix A. Remarques sur les matériaux de projection des volcans et sur la genèse des roches pyroclastiques qu'ils constituent. *Livre jubil. de la Soc. Géol. France*, 2. Paris, 1930, 431—471.
- Lewis J. Origine of pillow lavas. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1914, **25**, 591.
- Michel-Lévy. La chaîne de Puys et de Mont-Dore. *Bull. Soc. Géol. France*, 3 ser., 1890, **18**, 688—845.
- Moehlmán R. Amygdaloidal dikes. *Amer. Min.*, 1936, **21**, 329.
- Moore E. Genetic relations of silver deposits and Keweenawian diabases in Ontario. *Econ. Geol.*, 1934, **29**, No 8, 725.
- Paréjas E. La tectonique transversale de la Turquie. *Publ. Inst. Géol. Univ. Istanbul*, nouv. sér., 1940, No 8, 133—244.
- Peacock M. The volcanic-glacial palagonite formation of Iceland. *Geol. Mag.*, 1926, **63**, 385—398.
- Reck H. Das Vulkanische Horstgebirge Dinjufjöll mit dem Einbruckskalderen des Askja und Kneblsees sowie die Rudlofrater in Zentralisland. *Preuss. Akad. Wiss., Abh.* 2, 1910.
- Reid C. a. Dewey H. The origin of the pillow-lava near Port Isaak in Cornwall. *Quart. Journ.*, 1908, **64**, 264—272.
- Rittman A. Vulkane und ihre Tätigkeit. Berlin, 1937.
- Sapper K. Vulkankunde. Stuttgart, 1927.
- Schneiderhöhn H. Die jungvulkanische Erzlagerstättenprovinz in Serbien, Siebenbürgen, Ungarn und dem Banat. *Zbl. Min., Abt. A*, 1928, 394 (реф. доклада).
- Spurr J. The ore magmas. New-York, 1923.
- Stark J. Vesicular dykes and subaerial pillow-lavas of Borabora. *Journ. Geol.*, 1938, **46**, No 3, 225—238.
- Steinmann G. Die ophiolitischen Zonen in den Mediterranean Kettengebirge. *C. R. Congr. Géol. Intern.*, XIV sess., 1927, 637—667.
- Sundius N. On the spilitic rocks. *Geol. Mag.*, 1930, **67**, 1—17.
- Thornebom A. Ueber die wichtigeren Diabas- und Gabbrogesteine Swedens. *N. Jb.*, 1877, 258—274, 379—393.
- Tomkeef S. J. A contribution of the petrology of the Whin sill. *Min. Mag.*, 1929, **22**, 100—119.
- Tuck R. A lead-zinc deposit of Gewaba Lake, Ontario. *Econ. Geol.*, 1931, **26**, 295—313.
- Wager L. a. Deer W. A dyke swarm and crystal flexure in East Greenland. *Geol. Mag.*, 1938, **75**, 39—45.

- W a g n e r P. Differentiationserscheinungen in Diabasen des Ostturingischen Haupt-
sattels. Tscherm. Min.-Petr. Mitt., 1938, 50, 107—180.
- W a k e r F. A tholeiitic phase of the Quartz-dolerite magma of central Scotland.
Min. Mag., 1930, 22, 368—377.
- W a k e r F. The late palaeozoic quartz-dolerites and tholeiites of Scotland. Min. Mag.,
1935, 24, 131.
- W a k e r F. Differentiation of the Palisade Diabase, New Jersey. Bull. Geol. Soc. Amer.,
1940, 51, 1059—1106.
- W e l l s A. The nomenclature of the spilitic suite. Min. Mag., 1923, 60, 52—74.
- W h e e l e r E. A study of some diabase dykes of the Labrador coast. Journ. Geol., 1933,
41, 418—431.
- W i l l i a m s H. Newberry volcano of central Oregon. Bull. Geol. Soc. Amer., 1925,
46, 253—304.
- W o l f f F. Der Vulkanismus. Stuttgart, 1929.
-

СОДЕРЖАНИЕ

І. Описательная часть

Глава І. Введение	1
Глава ІІ. Общая геологическая характеристика зоны развития юрского вулканизма в Центральном Кавказе	2
Глава ІІІ. Черекско-Чегемский район	5
1. История исследования	5
2. Геологическая обстановка	6
3. Петрографическое описание	11
4. Общий ход вулканических процессов в юрский период	28
Глава ІV. Массивы Адай-хох и Тепли	29
1. История исследования	30
2. Геологическая обстановка	32
3. Петрографическое описание	37
4. Общий ход вулканических процессов в юрский период	64
Глава V. Садоно-Дигорская зона	66
1. История исследования	66
2. Геологическая обстановка	68
3. Петрографическое описание	72
4. Общий ход вулканических процессов в юрский период	86
Глава VI. Терекско-Ассинский район	87
1. История исследования	88
2. Геологическая обстановка	90
3. Петрографическое описание	96
4. Общий ход вулканических процессов в юрский период	107

ІІ. Общая часть

Глава VII. Геологическое положение, возраст, морфология	109
1. Спилитовая фация	110
2. Субинтрузивная фация основной магмы	117
3. Гипабиссальная фация основной магмы	119
4. Субаэральная фация средне-кислой магмы	122
5. Гипабиссальная фация средне-кислой магмы	124
Глава VIII. Петрографический и минералогический составы	125
1. Производные основной магмы	125
2. Производные средне-кислой магмы	132
Глава IX. Химический состав	136
1. Производные основной магмы	136
2. Производные средне-кислой магмы	148

3. Ассоциация кислых и основных пород	154
Глава X. Метаморфические изменения	158
1. Позднемагматическая фаза	159
2. Автометаморфическая фаза	161
3. Пневмато-гидротермальная фаза	164
4. Контактные явления	166
Глава XI. Палеогеография центров юрского вулканизма в Большом Кавказе	169
Литература	175

Цена 12 р. 50 коп.