АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ

МОНОГРАФИИ

I

Г. С. ДЗОЦЕНИДЗЕ

ДОМИОЦЕНОВЫЙ ЭФФУЗИВНЫЙ ВУЛКАНИЗМ ГРУЗИИ

Издательство Академии Наук Грузинской ССР

Тбилиси 1948

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
გეოლოგიისა და მინერალოგიის ინსტიტუტი

მონოგრაფიები

I

გ. ძოწენიძე

მიოცენამდელი ეფუზიური ვულკანიზმი საქართველოში

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გამომცემლობა
თბილისი—1948

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ

МОНОГРАФИИ

I

Г. С. ДЗОЦЕНИДЗЕ

ДОМИОЦЕНОВЫЙ ЭФФУЗИВНЫЙ ВУЛКАНИЗМ ГРУЗИИ

(Петрография вулканогенных толщ, связанные с ними полезные ископаемые, эволюция химизма магмы и связь вулканизма с геотектонической историей страны)

Издательство Академии Наук Грузинской ССР

Тбилиси 1948

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ 1
ВВЕДЕНИЕ 3
1. Предмет исследования 3
2. История изучения домиоценовых эффузивов Грузии 4
3. Методика исследования, применяемая нами при изучении вулканогенных толщ 8
4. Расположение материала в работе 10

ДОМИОЦЕНОВЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ГРУЗИИ 11

А. Палеозойский эффузивный вулканизм 11

В. Мезозойский эффузивный вулканизм 14

I. Юрские вулканогенные толщи 14

а) Нижнелейасовая вулканогенная толща 14

1. Описание разрезов 14
2. Выводы 20

б) Среднеюрская вулканогенная толща 23

1. Введение 23
2. История изучения порфиритовой серии 24
3. Описание разрезов порфиритовой серии 27
4. Характеристика порфиритов, слагающих среднеюрскую порфиритовую серию 51
5. Диабазы и диабазовые порфириты в порфиритовой серии 58
6. Кислые породы в порфиритовой серии 62
7. К вопросу о гиперстеновых порфиритах в юрской вулканогенной толще 70
8. Кластические породы порфиритовой серии 71
9. Диабазовые породы Главного Кавказского хребта 76
10. Характер распределения фаций в среднеюрской вулканогенной толще и последовательность излияния разных порфиритов 97
11. Химическая характеристика среднеюрских магматических пород Грузии 101
12. Выводы по среднеюрскому вулканизму Грузии 104

в) Верхнеюрская вулканогенная толща 117

1. Введение 119
2. Описание разрезов и обнажений 117
3. Изверженные породы 138
4. Характер и фазы киммериджского вулканизма 141
5. Интрузивы, генетически связанные с верхнеюрскими эффузивами . . . 144
6. Осадочные породы пестроцветной свиты 145
7. Химическая характеристика верхнеюрских магматических пород 150

г) Общие выводы по вулканизму юрского периода 152
II. Меловые вулканогенные толщи 153

а. Вулканогенный мел Аджаро-Триалетского хребта 155

1. Описание разрезов 156
2. Выводы по вулканогенному мелу Аджаро-Триалетии 178

б. Меловая вулканогенная толща Сомхитской глыбы 180

1. Описание разрезов 181
2. Выводы по вулканогенному мелу Сомхитской глыбы 185

в. Меловая вулканогенная толща Грузинской глыбы (Свита „мтавари" Кутаисского и Цулукидзевского районов) . . 186

1. Описание разрезов 188
2. Состав лав туронской вулканогенной толщи Грузинской глыбы 204
3. Фонолит в туронской вулканогенной толще 205
4. Фазы и характер излияния 208
5. Интрузивы, генетически связанные с эффузивами среднемеловой свиты „мтавари" 209
6. Химическая характеристика пород свиты „мтавари" 211
7. Осадочные породы толщи 212

г. Общие выводы по меловому вулканизму Грузии 213

С. Палеогеновые вулканогенные образования Аджаро-Триалетского хребта 124

а. Литология нижнего, так называемого литокластического флиша 217

1. Введение 217
2. Петрографическая характеристика толщи 220
3. О характере и источниках материала флишевых толщ палеоцена Аджаро-Триалетии 223

б. Вулканогенный флиш—нижний и средний эоцен 225

1. Введение 225
2. Петрографическая характеристика толщи 226

в. Среднеэоценовая вулканогенная толща 232

1. Введение 232
2. Петрография среднеэоценовой вулканогенной толщи Боржомского района 236
3. Жильные породы в среднеоценовой вулканогенной толще Боржомского района 250
4. Общая характеристика среднеэоценовой туфо-андезитовой толщи Боржомского района 255
5. Диабазовые породы Боржомского района 257
6. Жильные интрузивные породы, аналогичные боржомским диабазам, в палеогене Аджаро-Триалетского хребта 273

7. Интрузивы, генетически связанные со среднеэоценовой вулканогенной толщей 278
8. Характеристика химизма магматических пород среднего эоцена 280

г. Верхнеэоценовые эффузивы Аджаро-Триалетии 281

1. Введение 281
2. Петрографическая характеристика пород 284
3. О генетической связи Гурийских тефритов с Гурийскими и Аджарскими калибазальтами 293
4. Интрузивы, генетически связанные с верхнеэоценовой вулканогенной толщей 295
5. Химическая характеристика магматических пород верхнего эоцена . . . 296
6. Аналоги в Закавказье 297
7. О характере верхнеэоценового вулканизма в Грузии (выводы) 298

д. О характере палеогенового вулканизма Аджаро-Триалетии (общие выводы) 299

D. Полезные ископаемые, генетически связанные с домиоценовыми вулканогенными толщами 308

1. Месторождения барита 309
2. Месторождения серного колчедана 313
3. Месторождения отбеливающих глин 316
4. Месторождения минеральных красок 318
5. Некоторые строительные материалы в домиоценовых вулканогенных толщах 320
6. Другие полезные ископаемые 322

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ДОМИОЦЕНОВОГО ВУЛКАНИЗМА ГРУЗИИ 323

I. К вопросу о номенклатуре и классификации порфиритовых пород Грузии . . 323

II. Характер некоторых процессов петро- и минерогенеза в изученных вулканогенных толщах 326

1. Альбитизация и образование спилитовых пород 328
2. Уралитизация и происхождение роговообманковых пород 336
3. Распространение и характер цеолитов в изученных вулканогенных толщах 341
4. О природе и происхождении бовлингита 350
5. Пироксены среднеюрских и эоценовых порфиритов 351

III. Характеристика особенностей химического состава домиоценовых эффузивов и эволюция химизма магмы во времени 355

IV. Связь домиоценовых вулканогенных толщ с основными геотектоническими единицами Грузии 365

V. К вопросу о возможности распространения полученных выводов на домиоценовый вулканизм восточного Закавказья 375

Суммарные выводы 381
Использованная литература 390

ПРЕДИСЛОВИЕ

Полная неизученность петрографии древних вулканогенных отложений Грузии послужила основанием проф. А. И. Джанелидзе предложить нам в 1935 г. приступить к петрографическому исследованию среднеюрских вулканогенных образований. Работа нами была начата с изучения указанных образований Верхней Рачи и Юго-Осетии. Исходя из полученных результатов, проф. А. А. Твалчрелидзе предложил нам охватить исследованием среднеюрскую вулканогенную толщу всей Грузии.

В 1940 году, по предложению А. И. Джанелидзе, Грузинское геологическое управление выдвинуло тему «Сравнительное изучение вулканогенных образований юры, мела и палеогена Грузии», рассчитанную на 4 года. Выполнение этой темы было поручено нам. Начало Отечественной войны не дало возможности закончить тему в Геологическом управлении. Однако, проработка темы была нами продолжена в Институте геологии и минералогии Академии Наук ГССР и в Тбилисском государственном университете имени Сталина.

Работа полностью была закончена в конце 1946 года и, таким образом, полученный в ее результате, предлагаемый труд основывается на двенадцатилетних полевых и камеральных исследованиях.

Некоторые основные положения настоящего труда в разное время были доложены нами на семинарах Института геологии и минералогии, где в обстановке научной критики рассматривались полученные результаты.

Считаем необходимым принести искреннюю благодарность нашим коллегам, содействовавшим успешному завершению предлагаемого труда.

ВВЕДЕНИЕ

1. Предмет исследования

Домиоценовые вулканогенные толщи играют весьма важную роль в геологическом строении Грузии. Если все изверженные породы занимают 30,5% общей площади Республики, на долю эффузивных пород приходится 27,2%, что составляет около 90% площади всех изверженных пород, из коих 70% составляют домиоценновые эффузивные образования. Если не считать палеозойских эффузивных пород, имеющих незначительное распространение, то все геологические периоды мезозоя и кайнозоя в Грузии характеризуются проявлением интенсивного эффузивного вулканизма, хотя и не одинаково мощного для разных периодов (см. приложение—карту домиоценовых эффузивов Грузии).

Триасовые отложения в Грузии не установлены. Начиная же с юры вулканические извержения, давшие разной мощности вулканогенные толщи, имели место в нижней, средней и верхней юре, со значительными периодами покоя между ними, в среднем и верхнем мелу, в палеоцене, в среднем и верхнем эоцене. Олигоценовая вулканогенная толща в Грузии, повидимому, отсутствует, во всяком случае таковая до сих пор не установлена.

Уже этот перечень показывает, что до миоцена образовалось 8 разновозрастных вулканогенных толщ, а если учесть, что некоторые одновозрастные вулканогенные толщи, приуроченные к разным геотектоническим структурам, имеют разный петрографический состав и выделены в отдельные свиты, то получается около 10 вулканогенных толщ, петрографическое изучение которых представляет весьма важную и неотложную задачу, на что обращали и обращают внимание исследователи Кавказа и Грузии. При изучении вопросов стратиграфии, палеогеографии, истории вулканизма, магматических циклов и др., знание петрографического состава вышеуказанных вулканогенных толщ абсолютно необходимо, что неоднократно подчеркивал в своих работах А. И. Джанелидзе [115], а также В. П. Ренгартен [288], Д. С. Белянкин [38,39]. Особенно заострен этот вопрос в вышедшей в 1945 г. работе Д. С. Белянкина и В. П. Петрова, представляющей первую сводку по петрографии Грузии [50].

По нашему, одно из главных достоинств этой весьма ценной работы заключается в том, что в ней указаны пути, по которым должно быть направлено дальнейшее изучение петрографии Грузинской ССР.

Лишь благодаря тому, что петрография эффузивов Грузии к последнему периоду была достаточно изучена, главным образом, нашими и работниками Академии Наук СССР исследованиями, стало возможным составление таких сводных работ по интрузивам, как интересная работа Г. Заридзе [176], касающаяся мезозойских и кайнозойских интрузий Грузии. С интрузивным процессом же связаны рудные месторождения, для изучения которых необходимо точное знание их генезиса. Если к этому добавить, что сами вулканогенные толщи Грузии являются вместителями многочисленных, большей частью промышленных месторождений металлических и неметаллических полезных ископаемых, то станет ясным, что изучение домиоценовых вулканогенных толщ представляет не только общетеоретический, но еще более значительный практический интерес.

В задачу наших исследований входило: 1) провести сравнительное петрографическое изучение каждой толщи в отдельности, сопоставить друг с другом разные выходы одновозрастных пород; 2) провести сравнительное изучение разновозрастных толщ и установить степень сходства и различия между ними; 3) провести изучение химического состава этих толщ; 4) выяснить условия происхождения их; 5) выявить причины разнообразия или сходства одновозрастных и разновозрастных вулканогенных толщ; 6) выяснить условия генезиса месторождений полезных ископаемых, связанных с вулканогенными толщами.

Изучению этих вопросов и посвящен этот труд, являющийся результатом двенадцатилетних полевых и камеральных работ.

2. История изучения домиоценовых эффузивов Грузии

Столь широкое распространение домиоценовых вулканогенных толщ, их важная роль в геологическом строении страны и приуроченность к ним ряда месторождений полезных ископаемых, привлекало к ним внимание всех исследователей геологии Грузии. Еще в работах Г. Абиха [1—3] даются литологические характеристики некоторых древних эффузивных толщ. Позже геологи Кавказского горного управления: С. Симонович, А. Сорокин, Л. Бацевич, Г. М. Смирнов [306—309] производя геологическую съемку ряда областей Грузии, давали в своих трудах достаточно детальную макроскопическую характеристику эффузивных образований. Из них особенное внимание петрографии эффузивов уделял

Г. М. Смирнов. В сводках Фавра [368] и Фурнье [367] фактически использованы данные вышеназванных геологов и ничего нового для интересующего нас вопроса не приведено.

Фактически петрографическое изучение древних эффузивных формаций начинается работами Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, посвященными диабазо-порфиритовым породам Главного Кавказского хребта [226—229]. Позже эти породы стали объектом детальных исследований Д. С. Белянкина [28—36], который дал по диабазовым породам Центрального Кавказа весьма важные обобщения, полностью подтвержденные позднейшими исследованиями других петрографов.

Лишь после установления советской власти Грузия становится одним из объектов систематического и планомерного геологического изучения работниками Геологического комитета. Из этой серии особенно важными являются работы В. П. Ренгартена [282—297], И. Г. Кузнецова [260—210] и Б. Ф. Мефферта [243—250], а также К. Н. Паффенгольца [261—276]. Последний, правда, работал не в Грузии а в Армении, но ввиду сходства геологического строения ряда областей обеих республик, его данные часто оказываются весьма полезными и для изучения геологии Грузии.

В трудах названных авторов определены стратиграфические положения некоторых вулканогенных толщ, нанесены на карту новые выходы древних эффузивных пород и частично подвергнуты беглому петрографическому изучению собранные ими материалы.

К тому же периоду принадлежат работы А. И. Джанелидзе, который установил возраст некоторых вулканогенных толщ, определил их геологическую природу, впервые выделил вулканогенную толщу верхней юры и поставил перед петрографами Грузии ряд важных проблем [113—115]. И. В. Качарава изучил стратиграфию палеогеновой вулканогенной толщи [192—194]. П. Д. Гамкрелидзе совместно с С. С. Чихелидзе [22] охарактеризовали вулканогенные образования нижней и средней юры в пределах Дзирульского кристаллического массива. П. Д. Гамкрелидзе и К. Е. Габуния [85] дали общее литологическое описание вулканогенных образований юры и мела в Борчалинском районе [87]. П. Д. Гамкрелидзе принадлежит ряд новых данных по геологии Аджаро-Триалетского хребта, в частности, им впервые установлены в этой области меловые эффузивы [88—90]. И. Р. Кахадзе изучил богатую фауну из юрской вулканогенной толщи и выделил в ней ряд зон. Ему же принадлежит весьма интересная сводка по юрским образованиям Грузии, в которой по новому освещены некоторые вопросы стратиграфии и палеогеографии данного периода [186—190].

Работы В. И. Курочкина [217] по геологии Абхазии содержат четкие литологические характеристики средне-юрской вулканогенной толщи.

Много сделал в деле изучения эффузивов неутомимый исследователь полезных ископаемых Грузии А. А. Твалчрелидзе, в работах которого имеются ценные данные по петрографии домиоценовых вулканических пород [340—354].

Все перечисленные работы, кроме работ Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и Д. С. Белянкина, были посвящены разным вопросам геологии и, хотя давали ценный материал для понимания общей геологической природы эффузивных толщ, но содержали очень мало данных по петрографии последних.

Специально геолого-петрографические исследования начались с 1929 г., когда экспедиции Совета по изучению производительных сил Академии Наук СССР начали исследование ряда областей Грузии. Первый период этих работ был посвящен Юго-Осетии, где петрографическому изучению была подвергнута среднеюрская порфиритовая серия некоторых районов. Результаты этих исследований изложены в работах А. А. Флоренского и Г. И. Барсанова [366], Б. В. Залесского, В. П. Петрова и Б. П. Белико-ва [168] и Б. В. Залесского и В. П. Петрова [167].

Второй период более обширных исследований, руководимых академиком Д. С. Белянкиным, был посвящен изучению стратиграфии, тектоники и петрографии весьма интересной и сложной полосы Аджаро-Триалетского хребта. В результате этих исследований были опубликованы следующие работы, касающиеся интересующих нас вопросов: С. С. Кузнецова [211—214], в которых разобраны общие вопросы геологического строения Аджаро-Триалетии, Б. П. Беликова [19—22] и С. В. Левченко [232—234], посвященные петрографии и литологии вулканогенных и туфогенных отложений, В. П. Петрова [278], освещающие петрографию жильных пород Аджарии, Д. С. Белянкина совместно с В. П. Еремеевым [40] и совместно с В. П. Ивановой [41], посвященные вулканическим стеклам Аджарии, Д. С. Белянкина и В. П. Петрова [42—43], касающиеся разных интрузивных пород этой полосы и др.

Отмеченные исследования впервые осветили вопросы петрографии разнообразных магматических горных пород, слагающих Аджаро-Триалетский хребет.

В третьем периоде были изучены геология и петрография Верхней Сванетии и Абхазии. Из работ этого периода юрской вулканогенной толщи, т. е. непосредственного объекта наших исследований, касается лишь работа Б. П. Беликова [23], но и другие работы Д. С. Белянкина [39] и Д. С. Белянкина и В. П. Петрова [48]. В. П. Еремеева и В. П. Пет-

рова [154] и др., посвященные интрузивным породам, также представляют для нас большой интерес.

Из петрографов Грузии, домиоценовых вулканогенных толщ касается лишь Г. Р. Чхотуа, который хотя специальным изучением юрской порфиритовой серии не занимался, но все же дал ясное представление об этой толще в пределах Абхазии [377—382].

В 1945 г. Г. М. Смирнов составил сводку «Эффузивы Закавказья» [315]. В работе использованы материалы других петрографов. Автор сводки делает ряд выводов, особенно по химизму пород, представляющих значительный интерес.

Если не считать наших геосъемочных и поисково-разведочных работ периода 1931—1934 годов [138—39] в Нижней Сванетии, Верхней Сванетии и Аджарии, во время которых частично были изучены некоторые диабазовые породы Главного хребта и эоценовые эффузивы окрестностей Цабланского месторождении в Аджаро-Триалетском хребте, то фактически, началом изучения данной проблемы является 1935 г., когда, по указанию А. И. Джанелидзе, нами было приступлено к петрографическому исследованию средне-юрской вулканогенной толщи Верхней Рачи и Юго-Осетии. Эта работа была закончена к лету 1937 г. В последующие 1937—1940 годы продолжалось изучение среднеюрской порфиритовой серии в других районах Грузии: в 1937 г. в Нижней Раче и Окрибе, в 1938 г. в бассейне р. Моквы в Абхазии, в 1939 г. работы касались диабазовых пород Хевсуретии и Чаухского массива, в том же году были исследованы нижне-лейасовые, так называемые нижние туффиты р. Нарула; изучение вулканогенной средней юры Грузии было завершено в 1940 г. исследованием Чутхарского диабазового массива в Раче, порфиритовой серии северной периферии Дзирульского массива и бассейна р. Гализги в Абхазии и была составлена сводная работа «Сравнительное изучение вулканогенных образований средней юры Грузии» [140]. В этом же году был собран материал по палеогену Боржомского района. В 1941 г. изучались в поле верхнеюрская и верхнемеловая вулканогенные толщи Грузинской глыбы. Обработка последнего материала была завершена лишь в 1943 году.

Наряду с нашими работами шли исследования геологов, которые доставляли новые факты, требующие нашего внимания. Так, например, было доказано широкое распространение меловой вулканогенной толщи в Аджаро-Триалетском хребте. Потребовались новые полевые работы в 1944—45 гг., последние были проведены совместно с П. Д. Гамкрелидзе. Обработка всего материала была завершена лишь в 1946 году, к концу же 1946 года закончена вся работа в целом.

Нами полностью использован богатый материал, имеющийся в вышеназванных работах экспедиций Академии Наук СССР.

В этом кратком обзоре мы не собирались и не могли рассматривать все работы, имеющие отношение к данной проблеме. Здесь дана лишь попытка осветить основные этапы изучения домиоценовых эффузивных образований Грузии. Детальный разбор литературы дается в тех главах, к которым те или иные работы имеют отношение.

3. Методика исследования, применяемая нами при изучении вулканогенных толщ

Как и при всяких геологических работах, нами при проработке настоящей проблемы применялись полевые и камеральные методы исследования.

Полевое исследование заключалось в составлении детальных, часто послойных разрезов по отдельным выходам. Известно, что для изучения вулканогенных толщ вполне применимы методы полевого исследования осадочных серий, которые усиленно рекомендует Н. А. Елисеев [151]. При составлении разрезов материал брался как из покровов и даек, так и из пирокластолитов и туфогенных и осадочных слоев. Для туфобрекчий применялся метод исследования конгломератов: с определенной поверхности обнажения выбивались все включенные в ней обломки, которые сортировались макроскопически, подсчитывалось процентное количество разнообразных обломков и брались с каждой разновидности по несколько образцов для микроскопического изучения. С той же поверхности брался цемент туфобрекчии с нескольких участков. Петрографы обычно исследуют лишь обломки туфобрекчии. Такой подход не может дать правильное представление о той фазе вулканических извержений, во время которой образовались данные туфобрекчии. Наш же подход к изучению туфобрекчии не только дает правильную петрографическую характеристику продуктов данной фазы извержения, но что важнее, помогает выяснить последовательность появления разного состава продуктов из одного вулканического очага, а из суммы таких наблюдений позволяет сделать вывод о характере вулканизма той или иной эпохи.

Изучение осадочных пачек вулканогенных толщ помогало не только установить условия седиментационного режима того морского бассейна, в котором происходили вулканические извержения, но и разобраться в палеогеографии окружающей эти бассейны суши. Одновременно мы старались дать правильную номенклатуру кластических пород, которые до этого все без разбора именовались туфами или туфогенами.

Камеральная работа заключалась в микроскопическом и химическом изучении собранного материала. При микроскопическом изучении, по мере надобности применялись иммерсионный и Федоровские методы определения констант отдельных минералов. Нам кажется, что микроскопическое описание пород в общем отличается достаточной детальностью и четкостью.

Для химической характеристики пород изученных вулканогенных серий в данной работе приведено большое количество химических анализов, значительная часть которых выполнена в связи с проработкой данной темы в петрохимической лаборатории Института геологии и минералогии Академии Наук Грузинской ССР химиками Р. Е. Накашидзе и О. Ф. Размадзе. Значительной диагенезированностью туфов объясняется отсутствие их анализов в работе. Что касается порфиритов, большинство из них достаточно хорошо сохранилось и лишь некоторые анализы выходят за рамки, характерные для данной серии пород.

Для каждой породы приведены основные и дополнительные числовые характеристики по А. Н. Заварицкому. По его же методу дано графическое изображение химического состава пород. Диаграммы А. Н. Заварицкого не только дают весьма наглядную всестороннюю характеристику всех особенностей химического состава отдельных пород и серии определенного возраста, но что самое важное, дают возможность сравнивать отдельные серии друг с другом, устанавливать черты сходства и различия между ними. Проблема такого сравнения особенно остро стояла перед нами, так как нами изучались десять различных серий, для сравнения которых все способы графического изображения химических составов, кроме способа А. Н. Заварицкого, оказывались совершенно непригодными. Диаграммы, построенные по методу А. Н. Заварицкого, дали нам возможность сделать весьма важные петрохимические и петрологические выводы, которые без этого способа невозможно было бы получить.

Вышедшая в 1945 г. замечательная работа А. Н. Заварицкого «Введение в петрохимию» [162] дала нам возможность сравнить химизм изученных нами древних вулканогенных серий с химизмом современных вулканических образований всего земного шара и обосновать и убедительно доказать принадлежность домиоценовых вулканогенных толщ к тем или иным геотектоническим единицам Грузии и на конкретном материале одного региона наглядно показать существование тесной связи между геотектонической ролью области, в которой происходит извержение, и характером естественных ассоциаций, появляющихся при этом горных пород.

Таким образом, предлагаемая работа еще раз доказывает, что в виде метода академика А. Н. Заварицкого имеем новый мощный способ петрохимических и петрологических исследований, без применения которого

не может быть произведено ни одно серьезное научное петрологическое исследование, тем более в области эффузивных формаций.

4. Расположение материала в работе

Естественно, что проведенное в течение ряда лет изучение десяти вулканогенных серий потребовало составления около сотни разрезов, описания и исследования нескольких тысяч образцов и их шлифов. Понятно также, что даваемые в работе выводы должны быть подкреплены соответствующим фактическим материалом, который также должен находиться в работе. Но приведение описания всех разрезов и всех шлифов сильно перегрузило бы работу, которая и без того имеет немалый объем. Поэтому, где только было возможно, мы старались объединить разрезы и описания и дать общие характеристики. Лишь в тех случаях, где это не удавалось, пришлось оставить описание некоторых отдельных разрезов. Ввиду того, что наши материалы по некоторым толщам частично опубликованы, или же в виде более полных отчетов по темам, представляющим отдельные стадии проработки данной проблемы, находятся в фондах Грузинского геологического управления, мы сочли возможным в некоторых случаях описания шлифов опустить, делая ссылку на нашу соответствующую работу, хранящуюся в фондах.

Вулканогенные толщи описаны по эрам. Палеозойские эффузивы, как имеющие незначительное распространение, описаны вместе. Мезозойские разделяются на юрские и меловые, которые также делятся на более дробные единицы. Среди юрских выделяются нижнеюрские, среднеюрские и верхнеюрские эффузивные серии; меловые же наряду с этим делятся дополнительно по принципу принадлежности к той или иной геотектонической структуре, так как одновозрастные образования, приуроченные к разным геотектоническим зонам, имеют различную петрографическую природу.

Палеогеновый вулканизм описан в отдельной главе с разделением на палеоценовый, среднеэоценовый и верхнеэоценовый подглавы.

Для каждой вулканогенной серии описание дается по следующей схеме: 1) краткое введение и обзор литературы; 2) описание разрезов с микроскопической характеристикой пород; 3) общая характеристика пород, слагающих данную серию; 4) химическая характеристика серии; 5) резюмирующие выводы по каждой серии. В конце описания юрских, меловых и палеогеновых толщ даны обобщающие выводы по характеру вулканизма каждого периода в отдельности.

В последней главе этой части рассмотрены вопросы генезиса месторождений полезных ископаемых, связанных с описанными вулканогенны-

ми формациями и на этом основании даны прогнозы по некоторым полезным ископаемым.

В последнем разделе приведен разбор некоторых вопросов петро- и минерогенеза в изученных толщах.

Специальные главы этого раздела посвящены химической характеристике изученных вулканогенных пород, связи их с геотектонической структурой Грузии, характера эволюции магмы данных периодов и вопросу параллелизации вулканогенных образований Грузии и Восточного Закавказья.

ДОМИОЦЕНОВЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ГРУЗИИ

А. ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭФФУЗИВНЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Палеозойские, точнее домезозойские вулканогенные толщи в Грузии неизвестны, но следы эффузивного вулканизма этого возраста остались в виде метаморфизованных зеленых сланцев, встречающихся в формации кристаллических сланцев и представляющих собой измененные и рассланцованные вместе с вмещающей толщей жилы, а может быть и покровы порфиритов и диабазов.

Подобные зеленые сланцы хлоритовые, хлоритоидные, актинолитовые, а также амфиболиты описаны в работе С. С. Чихелидзе [375] из толщи филлитов Дзирульского массива. С. С. Чихелидзе совершенно правильно делает вывод, что эти зеленые сланцы образовались в результате регионального метаморфизма порфиритов и диабазов, находившихся в сланцевой толще палеозоя.

Аналогичные амфиболиты описаны из кристаллических сланцев бассейна р. Лопанис-Цхали П. Ф. Киласония [195].

Нужно думать, что вышеуказанные порфириты и диабазы представляют собой офиолиты (спилито-порфиритовую формацию) той геосинклинали, в результате складчатости которой во время каледонского орогенеза произошла метаморфизация отложившихся в ней флишевых толщ и образовались филлиты и кристаллические сланцы.

Другое проявление палеозойского эффузивного вулканизма имеем в Верхней Сванетии, где в карбоновой [?] метаморфической толще, так называемой десской свите, встречаются секущие и пластовые (не покровы ли? Г. Д.) жилы зеленокаменных порфиритов, окатанная галька которых в большом количестве найдена в базальном конгломерате лейасских сланцевых толщ, налегающих непосредственно на палеозойскую десскую свиту. Таким образом домезозойский возраст этих образований не может вызывать сомнения.

Материал из этих жил и из конгломерата, любезно представленный нам З. И. Чхиквишвили, был изучен под микроскопом. Оказалось, что жилы сложены из интенсивно серицитизированных и эпидотизированных порфиритов. Например, шлиф № 290 имеет основную массу, состоящую из хлоритового базиса и редких микролитов альбита. Фенокристаллы заметно серицитизированные альбиты. Темного силиката нет. Эпидот замещает основную массу и местами образует крупнозернистые скопления вместе с хлоритом и кальцитом. Шлиф сечется жилкой кварца. Основная масса, кроме эпидота, замещается также темносерым, почти непрозрачным соссюритоподобным веществом, повидимому, кальцитцоизитовой природы.

Аналогичным является и шлиф № 310[3], в котором встречаются псевдоморфозы серпентина вероятно по пироксену.

В отличие от них шлифы № 305[7], 305[71] представляют настолько сильно метаморфизованные порфириты, что превращены в хлорито-эпидотовые или кальцито-хлоритовые сланцы в значительной степени окварцованные. Иногда в них с трудом можно заметить реликты порфировой структуры.

Шлиф № 251 представляет собой не жильную породу, как предполагал З. И. Чхиквишвили, а рассланцованную микробрекчию, содержащую крупные зерна кварца с резко волнистым погасанием.

Образцы из конгломерата также оказались интенсивно кальцитизированными альбитовыми порфиритами с заметной рассланцовкой (шл. № 593, 593[4], 653, 673). В некоторых шлифах (№ 652а, 658) есть подозрение на наличие пироксеновых фенокристаллов, полностью замещенных кальцитом. Шлифы № 593, 611 и 674 представлены интенсивно рассланцованными агломератными туфами тех же альбитовых порфиритов.

Туфовый материал в десской свите указывается С. В. Левченко [234]. В нижних горизонтах свиты, среди сильно деформированных филлитовых сланцев он отмечает прослои и пачки туффитов и туфобрекчий. Среди них автор выделяет пачки: 1) зеленых, плотных, тонкозернистых пород и 2) буровато-серых туффитов.

Первые из них характеризуются сланцевой текстурой и состоят из зерен альбита довольно часто в виде хорошо ограненных кристаллов. Много тонкозернистых хлоритовых агрегатов. Цемент буроватый, большей частью не действующий на поляризованный свет. В основной массе встречаются также мелкие зерна кварца.

Буровато-серые туффиты характеризуются сильным окварцеванием. Крупные зерна полевых шпатов разложены с образованием буроватой

массы, часто они замещены кальцитом; довольно много хлоритовых и слюдистых тонкочешуйчатых агрегатов. В этих же породах встречаются обломки хлоритизированного стекла.

В зеленых рассланцованных микроконгломератах С. В. Левченко отмечает сильно хлоритизированные эпидото-цоизитовые неравномернозернистые породы. Среди крупных обломков наблюдаются хлоритизированные эффузивные породы и вулканическое стекло.

Как видно из приведенных описаний, наших и С. В. Левченко, породы из десской свиты и из конгломерата вполне тождественны друг с другом. Они представлены порфиритами и туфами.

Следует отметить, что С. В. Левченко все эти породы называет туффитами. Однако, при сильной метаморфизации трудно бывает установить с чем имеем дело, с рассланцованным порфиритом или туфом и поэтому для таких пород удобнее применять предложенный Ф. Ю. Левинсон-Лессингом термин—порфиритоид, а не называть их туффитами, тем более, что в описанных нами шлифах пород из десской свиты ясно устанавливается их порфиритовая, а не туфовая природа.

Таким образом, в указанных образованиях сохранились слабые следы палеозойского эффузивного вулканизма, проявившегося в виде излияний порфиритов и выбрасывания туфового материала в геосинклинальных областях Дзирульского массива и Главного Кавказского хребта. То есть, эти породы представляют собой проявление спилитовой фазы, характерной для всех случаев геосинклинального вулканизма.

Одновозрастные образования на Северном Кавказе Н. В. Робинсоном отмечены в верховьях р. Кяфара и по р. Чимику, р. Кяфар-Агуру, р. Маруху, р. Теберде и др., где продукты вулканизма представлены пластовыми телами габбро-диабазов среди отложений верхнего девона и нижнего карбона. С габбро-диабазами ассоциируют основные и кислые порфириты, а также местами порфиритовые туфы. Залегают эти породы среди серых и зеленоватых сланцев нижней свиты нижнего карбона, чем и определяется возраст эффузивных и жильных образований, т. е. их излияние связано с ранне-варисскими движениями [300].

Нужно думать, что описанные нами диабазово-порфиритовые породы десской свиты Верхней Сванетии являются синхроничными Северо-Кавказским нижне-карбоновым диабазам и порфиритем и что те и другие связаны с одной и той же фазой развития палеозойской геосинклинали.

В пределах Армении и Азербайджана продукты палеозойского эффузивного вулканизма пока не установлены.

В. МЕЗОЗОЙСКИЙ ЭФФУЗИВНЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Мезозойская эра характеризуется проявлением мощного вулканизма в Грузии и во всем Закавказье. В основном, как для всего Закавказья и даже всего Кавказа, для Грузии также устанавливаются следующие эпохи мезозойского вулканизма: нижнеюрская, среднеюрская, верхнеюрская, среднемеловая и верхнемеловая. Продукты вулканизма всех этих эпох в той или иной мере отличаются друг от друга и характеризуются рядом специфических особенностей, вызванных условиями их образования.

Ниже приводится петрографическое описание этих толщ, на основе которого в дальнейшем дается попытка объяснения причины разнообразия продуктов разновозрастного вулканизма.

I. ЮРСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ТОЛЩИ

а. НИЖНЕЛЕЙАСОВАЯ ВУЛКАНОГЕННАЯ ТОЛЩА

1. Описание разрезов

Нижне-лейасовая вулканогенная толща, представленная кислыми продуктами вулканизма, пользуется в Грузии незначительным распространением. Вулканогенные образования нижнего лейаса некоторые геологи, по литологическому признаку, разделяли на две толщи и считали их за разновозрастные образования. Различие между двумя толщами, распространенными в пределах Дзирульского кристаллического массива, заключается в том, что одна из них состоит из туфового и туфогенного материала и имеет более или менее ясно выраженную слоистость, а вторая состоит, главным образом, из чередования туфобрекчий, лавовых брекчий и лавовых покровов. Насколько обосновано такое деление об этом скажем ниже, теперь же приведем описание этих толщ раздельно.

В Грузии нижнелейасовая вулканогенная толща пока известна лишь в трех местах: 1) в окрестностях г. Чиатура, 2) в окрестностях сел. Шроша и между ж.-д. стантиями Шорапани и Мартот-Убани и 3) в пределах Храмского кристаллического массива.

Описание толщи из окрестностей г. Чиатура. В окрестностях г. Чиатура развита разновидность толщи, которая известна под названием свиты кварцевых порфиров. Она обнажена по ущельям рек Квирилы и ее левого протока Садзеле-геле. По р. Квириле свита встречается, начиная от устья р. Чала-геле и выше на расстоянии 5—6 *км*. Отдельные выходы ее наблюдаются также на ЮВ от Перевисского нагорья, по р. Мереви.

Толща непосредственно налегает на граниты Дзирульского массива. По А. Г. Бетехтину, контакт между ними тектонический, однако, по И. Р. Кахадзе [191] здесь контакт явно стратиграфический. В результате интенсивных деформаций в толще образованы многочисленные мелкие сбросы, трещины отдельности и кливажа, чаще СЗ простирания. Мощность толщи несколько сотен метров.

Петрографически толща изучена А. Г. Бетехтиным [52], по которому в ней наибольшим распространением пользуются типичные кварцевые порфиры, их туфы и туфобрекчии; в южной части толщи преобладают лавовые брекчии. Кое-где попадаются ксенолиты метаморфизованных осадочных пород, часть которых представлена окремненными яшмоподобными туфами или туффитами, обломками известняков, углистых сланцев и др. Местами ясно видно чередование слоев туфобрекчий с лавами. В кварц-порфирах заметна флюидальная текстура.

По данным И. Р. Кахадзе и Н. А. Канделаки [191], толща состоит главным образом из кварц-порфировых туфов и лавовых брекчий, часто с обломками гранитов, и сечется жилами кварц-порфира и сильно измененного порфирита.

Макроскопически кварц-порфиры представлены породами розовато-красноватого, мясокрасного, бурого, желто-бурого, серого и фиолетового цветов. Хорошо видны фенокристаллы кварца размером 1—2 *мм*. Иногда заметна интенсивная каолинизация пород.

Микроскопически кварц-порфиры имеют микрофельзитовую, микропойкилитовую, микрогранитовую, сферолитовую и, реже, витрофировую с перлитовой отдельностью основную массу. Фенокристаллы представлены: кварцем (иногда разломанные и сцементированные основной массой зерна), плагиоклазом—буроватые, пелитизированные и серицитизированные альбиты и олигоклаз-альбиты, которые по количеству иногда не уступают кварцу, иногда же их меньше, а в ряде случаев они даже совершенно отсутствуют; ортоклаз также бурый от пелитизации, чаще в основной массе в виде мелких зерен, реже в фенокристаллах; биотит редок, изменен с образованием лейкоксена; роговая обманка—также редка; мусковит встречен лишь в одном случае. Из акцессорных минералов встречаются: магнетит, циркон, апатит; из вторичных: кварц, серицит, хлорит, лейкоксен, карбонат, каолин; они встречаются почти во всех шлифах, но развиты неравномерно.

Обломки лавовых брекчий по цвету и текстуре часто значительно отличаются от цементирующей породы. Петрографически обломки и цемент имеют такой же состав, что и вышеописанный кварц-порфир.

Туфы и туфобрекчий также широко распространены и представлены пелитовыми, витрофировыми, кристаллическими и кластическими (вероятно агломератными, Г. Д.) разновидностями. Кроме материала кварц-порфира в туфах встречаются и обломки кристаллических сланцев, филлитов, углистых сланцев и железистых известняков.

Описание толщи развитой между Шорапани — Мартот-убани (разрез по р. Нарула, правому притоку р. Квирилы). Этот разрез изучен нами в связи с исследованием нижних туффитов, как возможного сырья в качестве пуццолановой добавки [140а].

Толща непосредственно налегает на кристаллический массив и р. Нарула дает полный, почти непрерывный разрез всей толщи. Гранитное основание по р. Нарула выступает лишь в двух местах в виде небольших скон. Горизонт, соприкасающийся с гранитом, содержит в большом количестве обломки последнего. Слоистость в толще выражена слабо или совсем незаметна. Толща состоит из мелкообломочных пирокластолитов; грубообломочный вулканогенный материал в ней почти совершенно не встречается и лишь в некоторых горизонтах попадается большое количество угловатых или окатанных обломков кислых эффузивных пород диаметром не более 1 *см*.

Органические остатки представлены лишь обломками окремнелых растений, особенно обильными в нижних горизонтах толщи, в так называемых свеетлосерых туфах, в которых встречены целые стволы окремнелых деревьев, а также отпечатками папоротниковых.

Окраска пород изменчива, но каждый горизонт характеризуется породами определенного цвета, с помощью которого в поле легко можно разбить толщу на четыре горизонта: 1) самый верхний горизонт зеленых туфов, ниже идут горизонты: 2) буровато-красных туфов; 3) зеленовато-фиолетовых туфов и 4) самый нижний—светлосерых туфов.

Для общей характеристики толщи достаточно отметить, что она сложена из пепловых туфов, состоящих из обломков вулканического стекла и содержащих мелкие угловатые обломки кварц-порфиров и кварцевых альбитофиров. Приведем краткую петрографическую характеристику отдельных горизонтов.

Горизонт зеленых туфов залегает непосредственно под нижнелейасовыми кварцевыми песчаниками и представляет собою самый верхний горизонт, мощностью 200 *м*, слагается исключительно из зеленых плотных туфов, содержащих обломки кварц-порфиров размером 2—3 *см* в диаметре; встречаются плохо сохранившиеся растительные остатки. Кроме того в значительном количестве наблюдаются угловатые обломки из нижележащего горизонта краснобурых туфов.

Микроскопически все образцы характеризуются пепловой структурой и состоят из разнообразной формы обломков хлоритизированного вулканического стекла, чем и вызвана зеленая окраска пород горизонта. Встречаются отдельные, корродированные основной массой обломки кварца; в некоторых шлифах найдены достаточно измененные пелитизацией и серицитизацией обломки альбита и калишпата, или только альбита.

Обломки пород, встречаемые в туфах этого горизонта, представлены кварцевыми порфирами, кварцевыми альбитофирами и гранит-порфирами, основная масса которых имеет разнообразную структуру: сферолитовую, микрогранитовую, фельзитовую. В одном шлифе встречен обломок амфиболитового сланца. Нередки обломки агломератных туфов. Отдельные поры в туфах выполнены халцедоном или кальцитом; последний иногда замещает обломки минералов.

Горизонт красновато-бурых туфов мощностью 80 *м* характеризуется: густым красно-бурым цветом пород на всем протяжении обнажения, отсутствием крупных обломков в туфах и плохо выраженной слоистостью.

Микроскопически все образцы показывают ясную туфовую структуру и настолько густо окрашены в буро-красный цвет, что шлиф делается непрозрачным; состоят главным образом из обломков вулканического стекла, редко попадаются обломки кварца и альбита, еще реже угловатые обломки кварцевых альбитофиров; последние также имеют красно-бурую окраску.

Окраска пород этого горизонта несомненно вызвана интенсивным окислением в субаэральных условиях до выброса туфов вышеописанного зеленого горизонта, так как в последнем встречаются обломки, захваченные из этого краснобурого горизонта.

Горизонт зеленовато-фиолетовых туфов мощностью 300 *м*, в отличие от зеленых туфов верхнего горизонта, характеризуется ясным фиолетовым оттенком слагающих пород. Кроме того, в нем не встречаются макроскопически видимые обломки кварц-порфиров. Выветрелые участки окрашены в серовато-белый цвет. Иногда содержит мелкие угловатые обломки беловатых туфов из нижележащего горизонта. В этих туфах имеется гранитное окно. Туфы на месте контакта с гранитами обогащены обломками кварц-порфиров, альбитофиров, порфиритов и туфов. Микроскопически туфы имеют типичную пепловую структуру и бесцветны или окрашены в светлозеленый цвет. Кроме обломков вулканического стекла содержат отдельные обломочные зерна кварца, альбита и калишпата. Нередки микроскопические обломки альбитофиров и кварц-порфиров и порфиритов; последний иногда образует и крупные обломки; попадаются обломки кристаллических сланцев. Самый нижний слой туфа, лежащий

на граните, обогащен углистым веществом, вследствие чего окрашен в черный цвет.

Горизонт светлосерых туфов самый нижний и самый мощный из всех горизонтов толщи; мощность его 400 *м*. Слоистость совершенно не заметна. В отличие от предыдущих горизонтов здесь совершенно не встречаются крупные обломки пород. Сам туф плотный и местами содержит мелкие обломки серых и зеленоватых туфов.

Микроскопически—пепловая структура; состоит исключительно из мелчайших обломков бесцветного или сероватого вулканического стекла. Некоторые поры в шлифах выполнены кальцитом или хлоритом. Обломки чаще представлены кварц-порфирами; иногда кварцем, альбитом и калишпатом. Этот горизонт особенно богат стволами окремнелых деревьев.

Как показывают приведенные описания, материал для всех горизонтов толщи одинаков и представлен туфами кварц-порфиров и кварцевых альбитофиров, причем каждый верхний горизонт обязательно содержит обломки туфов нижележащего горизонта.

Сопоставление петрографического состава туфовой толщи р. Нарула и кварц-порфировой толщи окрестностей г. Чиатура говорит об их полном сходстве. В обоих толщах имеем кварц-порфиры и альбитофиры, но в окрестностях г. Чиатура лавы играют существенную роль, а по р. Нарула они не встречаются и вся толща сложена мелкообломочными пирокластолитами. Мнение о разном возрасте этих двух толщ лишено всякого основания. Дело в том, что обе толщи залегают в совершенно одинаковых геологических условиях: подстилаются гранитным массивом палеозоя и перекрываются кварцевыми песчаниками среднего лейаса. Правильнее будет допустить, что чиатурские кварц- порфиры и нарульские нижние туффиты представляют разные выходы одной и той же толщи. По существу говоря, разница между этими выходами такого порядка, что она является вполне естественной для всякой вулканогенной толщи, так как последние вообще резко меняют свой литологический состав и лавы переходят в туфобрекчии, а последние в туфы и даже туфогены или нормальные осадочные породы. Дело в том, что сама чиатурская «кварц-порфировая» толща состоит на самом деле не только из кварц-порфировых лав, но главным образом из лавовых брекчий, туфобрекчий и разнообразных туфов, иногда даже с грубой слоистостью, а лавы играют в ней резко подчиненную роль. Районы распространения нижних туффитов представляют собой такие участки кварц-порфировой толщи, в которых грубые пирокластолиты играют резко подчиненную роль. Уже летом 1946 г., когда материал, использованный нами в этой работе был полностью обработан, во время маршрутов по ущелью р. Квирилы удалось установить, что в ниж-

них туффитах разреза Шорапани—Мартотубани значительную роль играют туфобрекчии и покровы кварцевых порфиров. Таким образом, фактически не остается никакой разницы между ними и будет весьма нелогично рассматривать их, как разные и разновозрастные толщи. Наоборот, вполне естественно эти два выхода считать синхроничными и их образование увязать с одним и тем же вулканизмом.

Здесь же необходимо отметить, что во время разведки буровыми скважинами Шрошинского месторождения огнеупорной глины встречено несколько слоев кварц-порфировой туфо-лавы, которая по своему составу вполне похожа на кварц-порфиры Чиатура и Мартотубани. Прослои кварц-порфировых туфов были нами встречены в среднем лейасе также и по р. Дзирула в окр. сел. Чонто. По нашему мнению, эти факты позволяют сделать вывод, что нижнелейасовая вулканическая активность, которая дала вышеописанную толщу кварц-порфиров и туфов, продолжалась в виде отдельных слабых пароксизмов и в среднем лейасе.

Описание толщи распространенной в пределах Храмского массива. Кварц-порфировая толща обнажена западнее сел. Диди-Гомарети, где она непосредственно налегает на древние граниты, а сверху перекрывается лейасовыми слюдистыми песчаниками. К западу толща уходит под молодые долеритовые покровы. Отдельные выходы таких же туфов встречаются вблизи сел. Анчкалата у устья р. Кладеиси. На северной периферии Храмского массива, между селениями Бедена и Галыдаг туффиты занимают значительную площадь, залегая на неровной поверхности массива и перекрываясь сеноманскими отложениями.

Гомаретский выход представлен грубослоистыми голубоватыми туфобрекчиями и реже бурыми, или зеленоватыми, плотными туфопесчаниками. Туффиты часто содержат покровы кварц-порфиров и порфиритов, иногда линзы рыхлых грубослоистых песчаников с растительными остатками (окремнелые деревья). Туффиты интенсивно окварцованы, орогоникованы и пересечены пирит- и халькопирит - содержащими кварцевыми жилами.

На левом берегу р. Храма, на тропе, соединяющей селения Мелкалис и Коклиани, на кристаллический массив налегает толща, состоящая из кварц-порфиров и их туфов. Макроскопически кварц-порфиры плотные, красноватые, розоватые или реже сероватые породы с фенокристаллами кварца, реже полевого шпата. Кварц-порфировая брекчия состоит из угловатых, реже окатанных обломков, среди которых встречаются и обломки порфиритов. В низах толщи туфобрекчии содержат глыбы гранитов, а также мелкий аркозовый материал.

Микроскопическое изучение показало, что толща состоит из кварц-порфировых туфов разной структуры и измененных кварц-порфиров. По мнению В. Я. Эдилашвили, толща представляет собой континентальное образование нижнелейасового возраста и принадлежит к той же фазе вулканизма, что и вышеописанные толщи Дзирульского массива.

2. Выводы

Как показывают приведенные описания, Чиатурская, Нарульская и Храмская кислые эффузивные толщи, как по условиям залегания, так и по литологическому и петрографическому составу, обнаруживают полное сходство друг с другом. В доказательство сказанного и для наглядности сравнения, приведем характеристику этих толщ в виде небольшой таблицы (таблица 1).

Таким образом, принадлежность этих трех толщ к одной фазе вулканизма не может вызывать сомнений, но в вопросе о возрасте их до сих пор нет единогласия среди геологов. П. Д. Гамкрелидзе [86] считает возможным допустить их триасовый возраст, в то время, как И. Р. Кахадзе [190] и А. И. Джанелидзе [118] относят толщу к нижнему лейасу.

Дело в том, что ни в Закавказье, ни на Северном Кавказе нигде неизвестно проявление триасового вулканизма, в то время как на Северном Кавказе в разных районах В. П. Ренгартеном [284] и Л. А. Варданянцем [66, 71], выделен так называемый кератофировый горизонт, относимый к нижнему лейасу; по петрографическому составу этот горизонт вполне аналогичен описанным нами выше толщам и также слагается из кварцевых порфиров, кварцевых альбитофиров и их туфов, т. е. также представляет собой продукт кислого эффузивного вулканизма. Судя по данным И. Р. Кахадзе, специально изучившего юрские образования Грузии [190], в пределах последней, а также на Северном Кавказе, кератофировый горизонт, встречающийся среди геосинклинальных отложений, фактически всегда бывает приурочен к древним массивам и глыбам, которые находились в геосинклинальной зоне в виде геоантиклиналей. Мы также, изучая генезис этих толщ, пришли к выводу, что они обязательно должны быть связаны с древними массивами в орогенной зоне. Указанная нами выше генетическая связь альбитофиров рассматривается в главе о генезисе спилитовых толщ и здесь на этом останавливаться нет необходимости.

Вполне естественно, нижне-лейасовый кератофировый горизонт Северного Кавказа и кварц-порфирово-альбитофировые толщи Дзирульско-

Название выхода	Геологические условия					Литолого-петрографический характер		
	Мощность	Подстилающие породы	Перекрывающие отложения и соотношение	Характер слоистости	Органические остатки	Литологический состав	Петрографический состав	Содержание постороннего материала и характер последнего
Чиатурский	Несколько сотен метров	Древние граниты	Мел. Трансгрессивное	Неясная, иногда косая	Окремнелые деревья	Туфо-брекчии, лавовые брекчии и разные туфы, в том числе пелитовые. С ними чередуются покровы, играющие подчиненную роль.	Покровы кварцпорфиров и кварцевые альбитофиры. Туфы того же состава	В основании толщи гранитный конгломерат. Часто арковозый материал, иногда кристаллические сланцы, филлиты и др. Часты яшмоподобные породы.
Нарульский	680 м	»	Средний лейас. Трансгрессивное	»	»	Туфы от пелитовых до псаммитовых. Крупные обломки редки. Покровы — в резко подчиненном количестве.	» »	» »
Храмский	—	»	Лейасские слюдистые песчаники, местами мел. К западу молодые основные лавы. Несогласное	Грубая слоистость	»	Туфы, туфобрекчии, лавовые брекчии, туфопесчаники.	» »	» »

го и Храмского массивов, считать продуктами одной и той же фазы вулканизма, связанной с развитием Кавказской геосинклинали.

Для химической характеристики пород нижнелейасовой вулканогенной толщи приведем два анализа из работы А. Г. Бетехтина.

Таблица 2

Окислы	№ образцов	
	№ Г-66	№ Г—67
SiO_2	79,02	77,99
TiO_2	следы	следы
Al_2O_3	10,94	11,86
Fe_2O_3	0,62	1,25
FeO	0,69	0,29
MnO	—	0,02
MgO	0,53	0,37
CaO	0,39	0,78
Na_2O	1,92	3,09
K_2O	4,79	3,94
Потеря при прок.	0,83	0,31
$H_2O-110°$	0,30	0,04

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Параметры	№ Г-66	№ Г—67	Среднее
a	10,5	11,0	10,75
c	0,45	0,6	0,5
b	3.17	2,9	3,0
s	85,9	85,75	85,8
a'	41,65	38,0	39,8
f'	31,25	40,9	36,0
m'	27,1	21,1	24,1
n	37,5	51,1	44,3
Q	+50,33	+48,65	+49,5

Векторы этих пород нанесены на общую диаграмму химизма юрских пород (рис. № 5). Основные числовые характеристики, а также векторы на диаграмме показывают:

1) низкое значение «b» и лейкократную природу пород,

2) ничтожное значение «c», вызванное присутствием лишь альбита и полным отсутствием анортитовых молекул в плагиоклазе,

3) высокое значение s и +Q, характерное для сильно пересыщенных SiO_2 пород,

4) по соотношению a : c=7, принадлежность к группе богатых щелочами пород,

5) полное сходство их с жильными и покровными кварц-порфирами среднеюрской вулканогенной толщи, особенно по общей щелочности и по параметру «n».

Общий характер пород вполне соответствует известково-щелочной серии, к которой относится среднеюрская вулканогенная толща, вместе с

которой нижне-лейасовые кварц-порфиры составляют одно генетическое целое, вследствие чего, точки на диаграмме легли в верхней части полосы роя векторов, среди векторов кислых пород среднеюрского вулканизма.

Б. СРЕДНЕЮРСКАЯ ВУЛКАНОГЕННАЯ ТОЛЩА

I. Введение

Среднеюрская вулканогенная толща, в последнее время известная в геологической литературе под названием порфиритовой серии, пользуется широким распространением. По подсчетам Д. С. Белякина и В. П. Петрова [50] все эффузивные образования Грузии, включая и молодые лавы, занимают 27,2% ее территории, из них на долю среднеюрской вулканогенной толщи приходится 9,6%, то-есть больше одной трети всех вулканогенных образований. Поэтому понятен интерес, который проявляли геологи к данной толще.

Порфиритовая серия широко распространена не только в Грузии, но и во всем Закавказье. В Грузии она образует две разобщенные полосы: одну вдоль южного склона Главного Кавказского хребта, а вторую—вдоль северной периферии Малого Кавказа.

Первая достаточно широкая полоса с СЗ простиранием тянется параллельно распространению флишевых толщ южного склона от северной периферии Дзирульского кристаллического массива через Юго-Осетию, Рачу, Лечхуми, Мегрелию до Абхазии, где в истоках р.р. Бзыбы и Мзымты занимает сравнительно небольшую площадь. Эта полоса порфиритовой серии во многих местах прорезана ущельями рек, стекающих с южных склонов Главного Кавказа, как например: Лиахва, Риони, Цхенис-Цхали, Техур, Ингур, Гализга, Мокви, Кодори, Бзыби.

В бассейне р. Риони порфиритовая серия распространена в виде трех зон: северной—выше г. Они, средней—между Они и Амбролаури и южной—между сел. Риони и Твиши.

Северная зона порфиритовой серии непосредственно примыкает к флишевым толщам и постепенно фациально переходит в них.

В пределах Малого Кавказа юрская вулканогенная толща начинается восточнее Ахалкалакского вулканического нагорья и широкой полосой ЮВ простирания тянется через Армению и Азербайджан до границ Ирана.

Для наших выводов о петрографическом составе, соотношении разных типов и характере вулканизма среднеюрской вулканогенной толщи, необходимо дать геолого-петрографическое описание последней по отдельным районам ее распространения. Но во избежание перегрузки текста, а

также в виду частой повторяемости почти тождественных описаний для пород из разных районов, целесообразнее дать краткую геолого-литологическую характеристику порфиритовой серии по бассейнам отдельных главных рек, стекающих с Главного Кавказского хребта, а также отдельно охарактеризовать порфиритовую серию Дзирульского массива. В следующей же главе будет дана детальная петрографическая характеристика типов пород, принимающих участие в сложении порфиритовой серии.

2. История изучения порфиритовой серии

Первые сведения о среднеюрской вулканогенной толще имеются у Абиха [1], который толщу в Раче характеризует как сложенную из «грюнштейновых, лабрадор и пироксен содержащих эффузивных пород», в Окрибе же отмечает «кластические образования механически раздробленных эруптивных пород». Возраст свиты по Абиху оксфордский.

После Абиха, краткие сведения об этой свите находим у Фавра [367], который возраст основной части свиты считал нижнеюрским.

Более детальные сведения о литологии толщи находим у С. Симоновича [308], который также, как и Абих, неправильно понимал геологическую природу толщи и эффузивы выделял как самостоятельные образования.

На опубликованной в этом же периоде карте Сорокина [329] возраст свиты принимается как оксфордский и в ней выделяются секущие диабазы, мелафиры и авгит-порфиры, которые, как «молодые лавы» занимают все водоразделы и возвышенности, фактически сложенные слоистыми туфогенами.

Работа Фурнье [368] тоже не меняет положения и в характеристике толщи опирается на данные Симоновича.

Работа Г. М. Смирнова 1909 г. [311] также дает мало нового для понимания природы толщи. Возраст свиты он считал нижнеюрским, а эффузивы выделял как самостоятельные тела и, судя по карте, относил к нижнему мелу.

Действительный характер юрской вулканогенной толщи и ее точное стратиграфическое положение впервые установил А. И. Джанелидзе. Он назвал толщу порфиритовой серией и отметил, что «она главным образом состоит из зеленых, красноватых авгитовых порфиритов, диабазов и базальтов, которые чередуются с вулканическими туфами, туфобрекчиями, песчаниками и сланцеватыми песчаниками». В этой краткой характеристике подчеркивается та особенность порфиритовой серии, что осадочные и вулканические породы образуют геологически единую свиту и имеют одинаковый возраст [113].

На основании стратиграфических данных возраст свиты А.И. Джанелидзе определил как баиосский, так как в окрестностях сел. Цеси на всё несогласно налегает фаунистически охарактеризованный келловей; сама же порфиритовая свита согласно продолжает сланцево-песчаниковую свиту лейаса. Эти выводы были подтверждены последующими работами того же автора в Окрибе [115].

Б. Ф. Мефферт фаунистически доказал в Окрибе байосский возраст порфиритовой серии [244].

В дальнейшем байосский возраст порфиритовой серии подтвердили другие авторы: П. Д. Гамкрелидзе и С. С. Чихелидзе [92] по р. Дзируле, Г. Р. Чхотуа [377] и В. И. Курочкин [217] в Абхазии и др. И. Р. Кахадзе обработал фауну порфиритовой серии, собранную в разных районах Западной Грузии и выделил несколько зон байоса. Следует отметить, что И. Р. Кахадзе не были встречены формы, характерные для нижней зоны байоса [189].

Что касается работ, освещающих петрографию среднеюрской вулканогенной толщи, то они весьма малочисленны.

Описание некоторых пород порфиритовой серии Онийского р-на имеется в работе Г. М. Смирнова [311]. Литологии этой толщи касается В. В. Мокринский в Ткварчельском районе, по материалам которого описание нескольких шлифов выполнено Г. П. Агалиным [6]. Детальный разрез толщи составлен по р. Паца Н. Б. Вассовичем, краткое же описание некоторых шлифов из его сборов выполнено В. П. Петровым и В. Ивановой [74]. В связи с разведкой Квайсинского полиметаллического месторождения, петрографии порфиритовой серии касается Данилов [112]. В связи же с изучением производительных сил Юго-Осетии большие работы проводились СОПС'ом АН СССР. Из этих исследований интересующего нас вопроса касаются работы 1) А. А. Флоренского и Г. Барсанова [366], описывающая порфиритовую серию части ущелья р. Лопанис-Цхали и 2) Б. В. Залесского, В. П. Петрова и Б. П. Беликова [168] кратко освещающая петрографию той же толщи части бассейна р. Лиахви. Д. С. Белянкиным из того же района описана интересная порода, содержащая в виде вкрапленников железистый лабрадор [37].

Особо следует отметить работы Абхазско-Сванетской экспедиции СОПС'а АН СССР, проведенные в 1934—35 гг., результаты которых опубликованы в виде сборника в 1940 г. Из этого сборника интересующей нас толщи касаются две работы: 1) Б. В. Залесского и С. С. Кузнецова и 2) Б. П. Беликова.

В первой работе [165] авторы указывают на согласный переход нижележащей песчаниково-сланцевой свиты в вулканогенную толщу. Они допускают в эпоху отложения последней существование суши на месте Главного Кавказского хребта. В работе также дана краткая литологическая характеристика вулканогенной толщи.

Во второй работе Б. П. Беликов [23] дает детальное петрографическое описание разреза вулканогенной толщи ущелья р. Ингур между Джорквали—Хаиши. Автор выделяет из толщи две пачки: 1) пелитовых туфогенов и туфопесчаников и 2) туфобрекчий и порфиритовых брекчий с прослойками туфопесчаников. Изверженные породы, занимающие в свите подчиненное положение, встречаются в виде межпластовых покровов и секущих жильных образований, не превышающих по мощности 1—2 м. Отмечается полное сходство между секущими и пластовыми породами. Среди них им различаются авгитовые, лабрадоровые и роговообманковые порфириты, спилиты, диабазы и из ущелья р. Гализги кварцевые порфиры. Спилиты по автору, определенно занимают более нижнее положение в разрезе.

По существу первое детальное изучение среднеюрской вулканогенной толщи было проведено нами в 1935—37 гг. [127]. Работа освещает вопросы петрографии и петрологии порфиритовой серии для полосы, непосредственно примыкающей к флишевым отложениям южного склона Главного Кавказского хребта между реками Риони и Лиахви.

Отрывочные сведения по петрографии порфиритовой серии находим в геологических отчетах работников Грузинского Геологического Управления: 1) Г. Р. Чхотуа и В. Я. Эдилашвили по бассейну верхнего течения р. Бзыби за 1936 г. [378], 2) Г. Р. Чхотуа по р. Бзыби и ее притоков: Келасури и Гумиста за 1938 г. [379], 3) Г. Р. Чхотуа по бассейну р. Чхалта за 1939 г. [381], 4) В. Табагари, В. Аревадзе и А. Горбаченко изучавших геологическое строение Келасурского бассейна в 1940 г. [336], 5) Ю. И. Назарова и В. Алениковой в связи с разведкой баритовых м-ний р-на Лачепита, составивших литологическую карту м. 1 : 5000, на которой порфиритовая серия разделена на 6 горизонтов. (Дано также микроскопическое описание пород из толщи, выполненное Т. Казахишвили).

Особенно полезную работу проделали работники Грузинского отделения ВИМС'а, изучавшие баритовые м-ния Кутаисского района Г. Баркалая, Ш. Нацвлишвили, В. Аревадзе и Н. Астахов, составившие детальные литологические карты масштаба 1 : 5000 порфиритовой серии. Особо следует отметить, в этом отношении работу Г. Баркалая, отличающуюся богатством фактического материала и тщательностью наблюдений.

Интересные наблюдения над порфиритовой серией бассейна р. Бзыби имеются у В. И. Курочкина [217] и Д. И. Купарадзе [216].

Краткую сводку по порфиритовой серии средней юры дают Д. С. Белянкин и В. П. Петров [50].

Все вышеназванные работы используются нами в той или иной мере, хотя предлагаемый труд, главным образом, основан на наших собственных наблюдениях и обработке собранного нами материала.

После окончания обработки материала по порфиритовой серии полосы между р. р. Рионн и Лиахви (Верхняя Рача и Юго-Осетия), нами было продолжено исследование этой толщи в других районах Грузии. В 1938 г. была описана порфиритовая серия бассейна р. Мокви в Абхазии [145]. В 1939 г. изучался Чаухский диабазовый массив и другие диабазы Хевсуретии совместно с В. Н. Крестниковым [144]. В 1940 г. работы коснулись Чутхарского диабазового массива в В. Раче, порфиритовой серии бассейна р. Гализги и северной периферии Дзирульского массива—бассейна верхнего течения р. Дзирула и ее притоков. На основании этих материалов в 1941 г. была закончена сводка по порфиритовой серии Грузии [140], которая в переработанном и дополненном виде используется для составления настоящей главы.

Что касается диабазов Главного Кавказского хребта, то они выделены в особую главу и литература о них будет разобрана там же.

3. Описание разрезов порфиритовой серии

Порфиритовая серия бассейнов р. р. Псоу и Бзыби. Описание этого района дано по материалам В. И. Курочкина [217].

По отдельным разрезам В. И. Курочкин толщу делит на две части: 1) нижняя, главным образом вулканогенная и 2) верхняя—песчано-глинистая. Самые нижние горизонты вулканогенной части постепенно переходят в нижележащую верхнелейасовую песчано-сланцевую свиту и имеют следующий характер:

а) Непосредственно над лейасской песчано-сланцевой свитой залегают тонкослоистые (0,03—0,06 *м*), светло-зеленовато-серые или серые мелкозернистые окварцованные породы, почти кварциты, среди них встречаются маломощные туфовые прослои (по Робинсону кварц-порфировые туфы); видимая мощность 100 *м* (низы не видны).

б) Над кварцитовым горизонтом залегает толща, сложенная чередующимися слоями авгито-порфиритовых туфов, авгито-порфиритовых и порфирито-мандельштейновых покровов, зеленых туфов и иногда полосчатых туффитовых сланцев. За ними следуют туфы и туфобрекчии, состоящие иногда из весьма крупных обломков авгитовых порфиритов. Выше снова

появляются покровы авгитовых порфиритов и мандельштейнов, чередующиеся с туфами, а над ними повторяются туфы и туфобрекчии; редко попадаются песчаники, образованные за счет размыва вулканогенной толщи. Мощность этой толщи повидимому достигает 2,5—3 *км.*

в) Верхняя песчано-сланцевая часть представлена чередованием слоев граувакковых песчаников и песчанистых глин. Попадаются слои крупно- и мелкогалечного конгломерата, состоящие из продуктов размыва самой вулканогенной толщи.

В ущелье р. Бзыби, по В. И. Курочкину, имеем вполне аналогичную с вышеописанной, вулканогенную толщу. Видимая мощность—1,5 *км.*

Изменение пород в обоих случаях выражается в серицитизации, каолинизации, кальцитизации или соссюритизации. Пироксен иногда замещается хлоритом и кальцитом. Эпидотизация пород встречается сравнительно редко.

Сравнительно более детальные сведения о порфиритовой серии р. Бзыби дает материал, собранный Д. И. Купрадзе [216], который был обработан петрографически нами. По Купрадзе, юрские отложения р. Бзыби образуют антиклиналь широтного простирания. Ядро антиклинали сложено порфиритовой серией, которую можно разделить на следующие горизонты:

1) Самый нижний горизонт состоит из чередования темнокоричневых и желтобурых туфопесчаников и мелкозернистых туфов, мощностью в 600 *м.* Изучение шлифов показало, что туфы состоят из спилитового материала и содержат обломки альбитов и хлоритизированного стекла. Темный силикат и кварц не встречены. Встречен лишь один обломок кварцитоподобной породы, вероятно, продукт размыва вышеописанного кварцитового горизонта.

2) Второй горизонт мощностью в 300—350 *м* состоит, главным образом, из крупно- и мелкообломочных туфобрекчий, которым подчинены туфы и, реже, порфиритовые покровы. Этот горизонт обнажается на обоих крыльях антиклинали. Петрографически туфобрекчии состоят из материала авгито-альбитовых порфиритов. В подчиненном количестве встречены андезиновые порфириты. Таким образом, этот горизонт состоит, главным образом, из продуктов размыва спилитового горизонта, андезиновые же лавы являются представителями первичного пирокластического материала.

3) Третий горизонт мощностью около 500 *м* представлен чередованием туфопесчаников, туфов, сланцеватых песчаников и реже порфиритовых покровов. В этом горизонте, среди продуктов размыва, наряду со спилитами часто встречаются также авгито-лабрадоровые порфириты, которые местами образуют маломощные покровы. В агломератных туфах

цемент иногда представлен анальцимом. Авгит во всех шлифах свеж и бесцветен.

Первый и второй горизонты выходят севернее в следующей антиклинальной складке.

В третьем горизонте, согласно с вмешающими слоями, залегает диабаз, мощностью около 50 *м*, повидимому, представляющий подводный покров байосского возраста. Микроскопически порода характеризуется крупнозернистой типично офитовой структурой, причем в промежутках между плагиоклазами находится большое количество хлорита и бурого цеолита. Авгит бесцветный и мало тронут процессами изменения. Плагиоклаз из ряда олигоклаза и интенсивно серицитизирован.

Приведенный фактический материал по вулканогенной толще бассейна р. Бзыби позволяет сделать следующие выводы:

а) Характерный для порфиритовой серии нижний спилитовый горизонт в бзыбском разрезе отсутствует (повидимому еще не обнажен эрозией) и в ядре антиклинали встречены лабрадоровые породы, однако материал размыва спилитов присутствует в последних.

б) Обломки лабрадоровых порфиритов и покровы того же состава в значительном количестве встречаются начиная со второго горизонта обнаженной здесь толщи.

в) Главную роль в составе толщи играет переотложенный, слабо или заметно переработанный материал порфиритовой серии, т. е. описанные из толщи кластолиты слагаются главным образом из граувакковых, а не туфовых пород.

г) В изученном нами материале полностью отсутствует кварц и вообще продукты размыва древней суши.

д) Характерно резко подчиненное положение лав, по сравнению с пирокластическими образованиями.

Порфиритовая серия бассейна р. Кодори. Краткую характеристику порфиритовой серии бассейна р. Кодори и ее притоков р. р. Чхалта, Амтхели и Секени находим в работах Г. Р. Чхотуа [377], по которому, вулканогенная толща согласно налегает на фаунистически охарактеризованную сланцево-песчаниковую свиту лейаса и перекрывается нижнебатскими отложениями. По Г. Чхотуа, не исключено, что низы вулканогенной толщи захватывают и верхний аален.

Вулканогенная толща залегает всегда в ядрах синклиналей, крылья которых сложены лейасовой сланцево-песчаниковой свитой. Мощность толщи 2—2,5 *км*, местами уменьшена вследствие размыва меловой трансгрессией.

Литологически толща представлена чередованием туфов, туфопесчани-

ков, туфобрекчии и порфиритовых покровов; туфосланцы играют подчиненную роль.

Среди покровов наибольшим распространением пользуются авгито-лабрадоровые порфириты и их прокластолиты. Спилиты также пользуются значительным распространением. По мнению Г. Чхотуа, спилиты нельзя считать за самостоятельную фазу, а нужно рассматривать лишь как фацию (?—Г. Д.) авгито-лабрадоровых порфиритов.

Плагиоклазовые порфириты занимают второе место по распространению; они часто альбитизированы и трудно отличимы от альбитофиров, которые также образуют самостоятельную фазу.

Встречаются также роговообманковые и оливиновые порфириты (по Чхотуа, мелафиры). Наблюдаются иногда диабазы отличающиеся от порфиритов лишь структурой.

По наблюдению Г. Р. Чхотуа, в порфиритовой серии трудно выделить такие горизонты, которые пользовались бы большим горизонтальным распространением, так как наблюдается частая и быстрая изменчивость по простиранию. Например, в ущелье р. Ахара порфиритовая серия начинается альбитофирами, а в окрестностях сел. Чхалта авгито-лабрадоровыми порфиритами.

Петрографическое описание нескольких шлифов пород бассейна р. Чхалты выполнено А. Кикиани. Из порфиритов описаны авгито-лабрадоровые, плагиоклазовые, роговообманковые и биотитовые, а из диабазов —авгито-лабрадоровые, уралитовые, биотитовые и хлоритовые разновидности.

Порфиритовая серия бассейна р. Мокви. Юрская вулканогенная толща бассейна р. Мокви изучена нами совместно с Н. Астаховым и А. Горбаченко [45]. Толща непосредственно увязывается с аналогичными образованиями в бассейнах рек Гализги и Кодори, где байосский возраст толщи фаунистически установлен.

На исследованной нами площади порфиритовая серия представлена двумя фациально различными толщами: 1) вулканогенной толщей, состоящей из туфовых и лавовых брекчий с небольшим количеством порфиритовых покровов и слоев пелитовых и псаммитовых туфов, 2) нормально-осадочной толщей, залегающей в верхних горизонтах серии и состоящей из слюдистых кварцевых песчанников и сланцев с редкими прослоями туфогенных пород.

Первая, т. е. вулканогенная толща, играет преобладающую роль в геологическом строении района; она широкой полосой СЗ простирания переходит из верховьев р. Гализги в бассейн р. Мокви, в верхнем и среднем течении которой слагает все водоразделы и ущелья всех ее прито-

ков. Мощность порфиритовых покровов редко достигает 20—25 *м*, обычно же менее 2 *м*. В пелитовых и псаммитовых туфах и туфопесчаниках часто попадается незначительное количество углистых растительных остатков.

Вторая, песчано-сланцевая толща встречается в виде двух полос. Одна полоса проходит южнее вулканогенной толщи; она начинается у водораздела между бассейнами рек Дуаб и Кетванарва и в ЮЗ направлении тянется до горы Ахакуляр. Хорошие разрезы этой полосы дают р. Дуаб и ее притоки, в то время как по р. Адзыкве она совершенно отсутствует. Вторая полоса проходит вдоль южного склона хребта Охуцке и к востоку, повидимому, постепенно выклинивается, так как ее выходы отсутствуют во всех притоках Мокви в пределах урочища Куниашта. Хороший разрез этой полосы имеем по р. Улыс. В обоих случаях наблюдаются постепенные переходы в вулканогенную толщу. Кварцевые песчаники в толще преобладают над сланцами и представляют мелкозернистые плотные породы серого цвета, буроватые от выветривания. Сланцы темные, с грубой сланцеватостью, без сильного метаморфизма. В одном месте в толще встречена маломощная пестрая пачка с прослоями гипса. Последнее обстоятельство позволяет допустить возможность отнесения этой песчанико-сланцевой толщи к батскому ярусу.

Петрографический состав вулканогенной толщи также не является сложным. Преобладающим развитием пользуются авгито-лабрадоровые порфириты в виде туфовых и лавовых брекчий, реже в виде покровов. Плагиоклазовые и роговообманковые порфириты играют резко подчиненную роль. Плагиоклазовые порфириты встречены лишь в четырех местах и иногда (по р. Дуаб) сопровождаются туфами того же состава. Роговообманковые порфириты в виде лавовых брекчий встречены по р. Улысу, где их мощность достигает 100 *м*, а также по р. Пицикваре. В первом случае и цемент и обломки лавовой брекчии представлены роговообманковыми порфиритами, а по р. Пицикваре обломки авгитового порфирита сцементированы роговообманковым порфиритом.

В туфобрекчиях авгито-лабрадоровых порфиритов в двух местах вдоль хребта Охуцке, были найдены обломки кварцевых альбитофиров.

Туфы представлены агломератовыми, реже кристалличаскими разностями. По составу они соответствуют авгито-лабрадоровым, реже авгито-роговообманко-лабрадоровым порфиритам.

Плагиоклазы во всех разновидностях представлены лабрадором; кислый плагиоклаз полностью отсутствует. Таким образом спилитовая фаза в порфиритовой серии бассейна р. Мокви не устанавливается.

В мандельштейнах миндалины представлены чаще кальцитом, хлори-

том, реже цеолитом, в одном случае хальцедоном. Не хлоритовые миндалины почти всегда содержат узкую хлоритовую каемку.

Порфиритовая свита бассейна р. Гализги. В ущелье р. Гализги, выше выхода меловых известняков, распространены юрские осадки, образующие в районе Акармара, по Мокринскому, крупную синклинальную складку, крылья которой сложены байосской вулканогенной толщей, а в ядре находятся угленосная и пестроцветная свиты. Разрез порфиритовой серии южного крыла этой синклинали имеем по р. Большое Махме; краткое описание этого разреза приводим ниже.

По водоразделу между р. р. Б. Махме и Хеликвара от поселка Акармара идет тропа, которая на 3-м *км* спускается в р. Б. Махме. У пересечения тропы с рекой обнажаются кварцево-известковистые песчаники угленосной свиты.

Ниже по речке на 100 *м* обнажений нет, после чего выходит пачка грубозернистых туфов и туфобрекчий с преобладанием последних; в брекчиях обломки присутствуют в небольшом количестве; они чаще заметно окатаны и размеры их не превышают 5 *см*. Породы из туфового слоя и из цемента брекчии являются агломератными туфами альбитового порфирита с авгитом или без авгита. Обломки же в брекчии представлены исключительно авгитово-альбитовыми порфиритами.

Ниже продолжаются те же туфы и туфобрекчии и среди них выходит мощный покров зеленого плотного порфирита, который по составу также, как и обломки, соответствует авгито-альбитовым порфиритам.

Ниже выходит пачка грубозернистых граувакковых песчаников, состоящих, главным образом, из переотложенного порфиритового материала. Кварц встречен в них лишь в виде нескольких окатанных зерен. В них же присутствуют красно-бурые обломки, под микроскопом оказавшиеся цеолитизированными авгито-альбитовыми порфиритами. Граувакковые песчаники продолжаются и ниже. В их составе, кроме авгито-альбитовых порфиритов, встречены также обломки свежего андезина.

Ниже продолжается чередование пелитовых туфов с граувакковыми песчаниками, туфами и туфобрекчиями. Чуть выше устья р. Малое Махме среди этих слоистых туфов выходит мощное тело зеленовато-белой породы с крупными вкрапленниками кварца. Обнажение тянется вдоль реки на 150 *м*, но до устья р. Малое Махме, как это показано на карте Мокринского, не доходит.

Микроскопически порода оказалась биотитовым кварцевым порфиром с альбитизированным плагиоклазом и микроскопическими ксенолитами порфиритов.

Непосредственно под кварц-порфиром залегает покров зеленого цвета авгито-лабрадорового порфирита.

Ниже продолжается пачка авгито-лабрадоровых туфов и среди них покров мощностью 5 м авгито-лабрадорового порфирита, который при микроскопическом изучении оказался заметно окварцованным. На самом водоразделе, около поселка Акармара, также выходят авгито-лабрадоровые порфириты с плохо выраженной сферической отдельностью.

В поселке Акармара, по шоссе около больницы, с пелитовыми туфами чередуются мощные слои (до 10 м) зеленоватых плотных пород, оставляющих впечатление туфолав, но фактически являющихся граувакковыми песчаниками, состоящими из обломков альбитовых порфиритов.

На этом же шоссе, не доходя до шахты № 2, по р. Хеликвара имеется выход светло-зеленоватой или белой породы с крупными фенокристаллами кварца. В кровле этого кварц-порфира согласно залегают байосские вулканогенные породы, в подошве же имеются угленосные отложения; мощность 10 *м*. Такое залегание вызвано, по Мокринскому, разрывом и надвигом порфиритовой серии на угленосные отложения. Сам кварцевый порфир также сильно раздроблен. Микроскопически порода определена как биотитовый кварцевый альбитофир, так как из полевых шпатов в ней встречен только альбит.

В истоках р. Гализги, в верховьях р. Ходжал порфиритовая серия представлена толщей пелитовых и псаммитовых граувакковых пород, состоящих из окатанных обломков андезино-лабрадоровых порфиритов и в подчиненном количестве кварца. Обломки альбитовых порфиритов встречаются редко. Нижние горизонты этой толщи содержат значительное количество туфобрекчий и покровов, состоящих из авгито-альбитовых порфиритов.

Порфиритовая свита бассейна р. Ингур. Сравнительно детальное описание порфиритовой свиты ущелья р. Ингур дает Б. П. Беликов [23] между Джорквали и Хаиши. И. Р. Кахадзе в 1944 г. работая по геосъемке в Сванетии, собрал по порфиритовой серии богатый материал, который для петрографического изучения был передан нам. Здесь, на основании этих материалов, приводится краткая общая характеристика порфиритовой серии р. Ингур. Детальные же описания шлифов 3-х разрезов приложены к отчету П. Д. Гамкрелидзе и И. Р. Кахадзе за 1945 г. [91].

В бассейне р. Ингур порфиритовая свита согласно сменяет верхнелейасовую песчаниково-сланцевую свиту, но смена фации резкая, так как за песчаниками и сланцами сразу начинаются вулканогенные породы без переходных пачек. Но в некоторых местах наблюдаются даже явления размыва (например, р. Тхеиши), где в низах вулканогенной толщи встре

чается хорошо окатанная галька пород верхнего лейаса. Кверху порфиритовая серия в районе Худони согласно сменяется батскими отложениями.

Три разреза, составленные по р. Ингур, следующие: I разрез в северном крыле Хаишской антиклинали к северу от Хаиши; в этом разрезе полностью представлена нижняя часть свиты, но ее верхи большей частью размыты. II-й разрез (разрез № 3) составлен между Хуберской и Хаишской антиклиналями. От Хаиши до р. Лараквава, здесь наблюдается нормальный восходящий разрез от лейаса до верхов свиты. III-й разрез (№ 5), составленный от устья р. Еци до с. Худони, обнимает почти всю порфиритовую серию от самых нижних горизонтов до угленосной свиты бата.

Как вообще в Грузии, порфиритовая свита Ингурского ущелья также характеризуется резким преобладанием кластических пород над лавами. Например, из общей мощности свиты в 2600 *м* первого разреза, лавы составляют 220 *м*, во II разрезе из 1500—190 *м*, а в III-м разрезе из 2700—200 *м*, т. е. лавы составляют около 8—12% мощности всей вулканогенной толщи. Мощность отдельных покровов колеблется от 0,5 до 3 *м* и лишь изредка попадаются покровы мощностью до 20—30 *м*. Кластические породы представлены преимущественно пирокластолитами в виде разнообразных туфов, туфобрекчий и лавовых брекчий, туфогенные же породы с примесью несомненно терригенного материала встречаются весьма редко.

Микроскопическое изучение материалов показало, что в толще выделяются в основном два типа пород: 1) спилиты или авгито-альбитовые порфириты и 2) авгито-лабрадоровые порфириты. Оба типа сопровождаются соответствующими пирокластолитами, слагающими большую часть толщи. Спилиты и их пирокластолиты всюду начинают собой порфиритовую серию и образуют ее нижнюю часть, составляя приблизительно половину всей ее мощности. Например, во II-м разрезе спилиты составляют 1280 *м* из общей мощности 2600 *м*. Правда, I разрез почти весь сложен спилитами и авгито-лабрадоровые порфириты образуют лишь самые верхние части разреза, но это повидимому объясняется размывом верхней части толщи.

В пределах развития авгито-лабрадоровых порфиритов, конечно, нередко попадается спилитовый материал, но последний дает лишь обломки в туфобрекчиях, цемент которых представлен авгито-лабрадоровыми порфиритами и, следовательно, спилиты являются обломками, захваченными из нижних горизонтов при излиянии авгито-лабрадоровых порфиритов. С другой стороны, авгито-лабрадоровые порфириты также встречаются в спилитовых горизонтах, но они во всех случаях образуют дайки, представляя собой подводящие каналы для вышележащих покровов. Если же не учитывать этого обстоятельства и описывать отдельно взятые куски по-

род, конечно, создается впечатление о, якобы, незакономерном распределении разных типов порфиритов в толще, как это не раз отмечали исследователи порфиритовой серии.

Переходя к краткой характеристике основных типов порфиритов, нужно отметить, что спилиты и авгито-лабрадоровые порфириты, представляя собой темно- или серовато-зеленые плотные породы с хорошо видными фенокристаллами темного силиката и плагиоклаза, макроскопически мало отличаются друг от друга.

Однако, следует указать, что спилиты обладают более резко выраженным зеленокаменным характером. В обоих типах часты мандельштейны с миндалинами кальцита, хлорита, весьма редко цеолитов и еще реже кварца. В нескольких шлифах был отмечен пумпеллиит. Изредка встречаются диабазы и диабазовые порфириты, представляющие структурные разности соответствующих порфиритов. Интересно отметить, что все они представлены альбитовыми разностями, т. е. связываются со спилитовой фазой излияния. Кварцевые порфириты, нередкие в порфиритовой серии других районов, в изученных разрезах не встречены, но обломки этих пород и зерна кварца, несомненно эффузивного облика, в незначительном количестве отмечены на разных горизонтах порфиритовой свиты I разреза. Этот факт указывает на имеющее место где-то южнее излияние кислых пород, обломки которых заносились в более северную часть геосинклинали.

Порфиритовая серия полосы между верхним течением р. Риони и р. Лиахви. Р. Джоджора, левый приток р. Риони, от устья до с. Ири образует антиклинальное ущелье, вследствие чего здесь обнажены породы, слагающие ядро антиклинали. У сел. Пипилети обнажается мощный покров зеленовато-серых авгит-альбитовых порфиритов (спилитов) с хорошо выраженной шаровой отдельностью и мандельштейновой коркой с многочисленными черными миндалинами хлорита. Спилиты с помощью маломощной пачки туфов того же состава непосредственно налегают на песчано-сланцевую толщу лейаса, обнажающуюся в ущелье р. Джорджоры около сел. Гунда. За спилитовым покровом следует чередование маломощных покровов спилитов с их туфами, хорошо видное по р. Кведрула. Аналогичное чередование маломощных спилитовых покровов с их туфами и черными глинистами, иногда туфогенными сланцами имеется в правом притоке Риони—р. Сакаура.

Спилитовый покров по р. Джоджоре сечется многочисленными дайками спилитовых же порфиритов.

Спилитовая свита переходит на левый берег р. Джоджоры и южнее уходит под верхнеюрские осадки. Она обнажена также в нижней части ущелья р Чордула, возвышенности же вокруг сел. Чорди сложены более молодыми авгит-лабрадоровыми порфиритами (г. Дагверула).

В правом притоке р. Джоджоры р. Ончевис-геле над спилитовой свитой залегает мощный покров сероватой мандельштейновой лавы, которая даже макроскопически резко отличается от спилитов. В отличие от черных хлоритовых миндалин спилитов, в этом покрове встречаем белые цеолитовые и кальцитовые миндалины. Кроме того, эта лава часто содержит листочки и розетки розового гейландита, чего мы никогда не наблюдали в спилитах. По этим признакам порода, оказавшаяся авгито-анортитовым порфиритом, в поле легко выделялась среди других вулканогенных образований. Эта же порода образует неккоподобное тело в спилитах между сел. Пипилети и устьем р. Ончевис-геле. По краям некк содержит многочисленные включения спилитовых обломков. Небольшая дайка авгито-анортитового порфирита встречена на левом берегу р. Джоджора среди спилитов по р. Борджана-геле. По р. Джоджора, выше устья р. Кведрула, в окрестностях сел. Ири, спилитовая свита пересечена многочисленными дайками авгито-лабрадорового порфирита. Такая же дайка имеется и по р. Сакаура.

Излияние авгито-лабрадоровых порфиритов сопровождалось выбрасыванием большого количества туфового материала, который образует значительные скопления в окрестностях сел. Ири и Цедиси.

Порфиритовая серия из бассейна р. Джоджора без перерыва переходит в бассейн р. Квирила, где в ее верховьях слагает Цонскую и Эрцойскую котловины и г. Сырх-Леберта.

Северная часть Цонской котловины является западным продолжением Алхашендской антиклинали, от которой здесь сохранилось лишь северное крыло в виде известняков г. Вал-хох, келловейских глин и лежащих под ними пород порфиритовой серии. Роговообманковые порфириты, обнаженные в окрестностях сел. Цона и озера Эрцо, попадают в ядре этой антиклинали. Над ними залегает свита плагиоклазовых порфиритов с СВ падением. В сел. Цона роговообманковые порфириты образуют небольшой бугорок и секутся дайкой альбитофира мощностью 3 *м*, в окрестностях же оз. Эрцо в них внедряются дайки плагиоклазовых порфиритов. Южнее роговообманковых порфиритов Цонская котловина и северный склон г. Сырх-Леберта от подошвы на 30 *м* покрыты озерными отложениями. Выше по склону выходит пачка туфов и богатых растительными остатками песчаников, среди которых встречаются маломощные покровы плагиоклазовых порфиритов, за ней следует мощная пачка туфобрекчии авгито-лабрадоровых порфиритов. Следующая пачка снова состоит из маломощных покровов плагиоклазовых порфиритов и их туфов. В них хорошо выражено падение на СВ. Здесь разрез проходит по синклинали, в ядре которой имеются более молодые авгито-лабрадоровые туфобрекчии, а крылья сложены свитой плагиоклазовых порфиритов. Последние доходят до обрывов северного склона г. Сырх-Леберта, где уже обнажается мощная пачка

спилитовых лавовых брекчий, слагающих ядро Сырх-Лебертинской антиклинали. В этих лавовых брекчиях и обломки и цемент представлены авгито-альбитовыми порфиритами, часто с миндалинами хлорита и пренита.

Дальше на юг от спилитовых лавовых брекчий распространена мощная толща плагиоклазовых порфиритов, в которой покровы играют подчиненную роль и на первое место выступают пелитовые и агломератные туфы и туфогенные и кварцевые песчаники.

Нижеприводимый разрез дает представление о взаимоотношениях отдельных свит; на разрезе мощности указаны условно, так как плохая обнаженность не позволяла точно выяснить их (рис. 1).

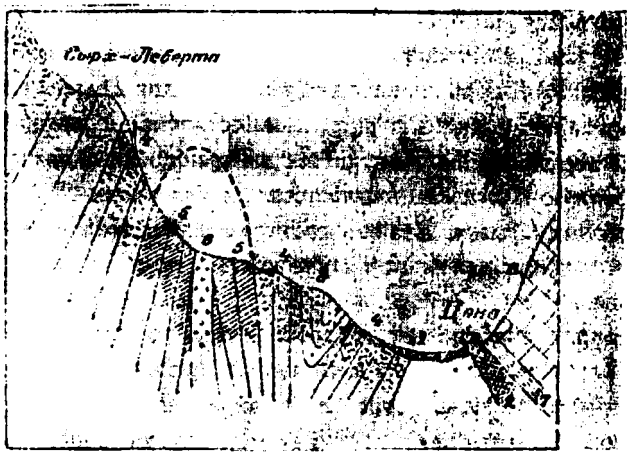


Рис. 1 Геологический разрез Цона-Сырх-Леберта. Масштаб 1:50000. 1-аллювий; 2-роговообманковые порфириты; 3-туфобрекчии авгито-лабрадоровых порфиритов; 4-свита плагиоклазовых порфиритов; 5-спилитовые лавовые брекчии; 6-дайка альбитофира; 7-глины келловея; 8-известняки лузитана.

Толща спилитовых лавовых брекчий сечется мощной дайкой альбитофира, имеющей почти одинаковое с породами порфиритовой серии простирание. Дайка обнажена вдоль северного склона г. Сырх-Леберта и тянется на восток до верхнеюрских известняков, где постепенно выклинивается. Мощность дайки около 100 *м*. В окрестностях Квайсинского месторождения свита плагиоклазовых порфиритов сечется несколькими дайками альбитофира.

На СЗ от г. Вал-Хох встречается кварцевый альбитофир, залегающий, повидимому, в виде покрова над спилитовой толщей.

Порфирито-диабазовая свита ущелья р. Паца. Особый интерес представляет вулканогенная толща р. Паца, так как она

образует своеобразный диабазово-порфиритовый комплекс, являющийся как бы соединительным звеном между туфо-порфиритовой толщей и диабазовыми породами флишевых толщ, этими фациально различными членами средне-юрского вулканизма.

Для вулканогенной толщи ущелья р. Паца характерно значительное участие диабазовых пластовых покровов и переслаивание последних не с грубыми пирокластолитами, а исключительно с пелитовыми и псаммитовыми туфами. По своему характеру эти образования представляют глубоководную фацию порфиритовой серии, непосредственно переходящую в флишевые отложения южного склона Главного Кавказского хребта.

Перейдем к описанию самого разреза.

У устья р. Паца, по обеим сторонам каменного моста через нее, среди пелитовых и мелкозернистых туфов выходит мощный пластовый покров зернистой диабазовой породы, которая у зальбандов делается плотной, порфировой. Простирание диабаза широтное, согласное с вмещающими породами; падение вертикальное. Контакты с вмещающими слоями представляют совершенно ровную плоскость напластования без каких то ни было следов контактного метаморфизма. Все это достаточно убедительно указывает, что в данном случае имеем дело не с интрузией, а с подводным излиянием диабазовой магмы.

За описанным диабазовым покровом вверх по ущелью по дороге Джава-Кударо следует мощная толща слоистых туфогенов. На расстоянии 2 *км* от Гуптинского моста встречается покров мелкозернистого диабаза, который в верхней части переходит в более плотную порфировую породу; общая мощность покрова около 35 *м*. Представлен он кварцевым диабазом. За ним непосредственно следует зеленого цвета плотный, альбитизированный авгитовый порфирит в виде пластового покрова мощностью 3 *м*. Последний непосредственно граничит с мощным слоем (до 35 *м*) альбитофирового туфа, богатого обломками розового альбита и зеленых пелитовых пород. Выше продолжается переслаивание диабазовых покровов с туфами, примерно на расстоянии 2 *км*, после чего снова выходит покров диабаза мощностью 30 *м*, сложенный в центре зернистой, по краям плотной породой, содержащей много миндалин розового цеолита. На расстоянии 0,5 *км* среди туфов выходит покров темнозеленого кварцевого диабаза.

В том месте, где дорога переходит на левый берег р. Паца, среди туфов выходит 7-метровой мощности покров зеленого атакситового порфирита. Еще выше встречается 25 *м* мощности покров порфирового анальцимового диабаза. Чуть выше, в тех же условиях встречен диабазовый покров, верхняя часть которого оказалась кварцевым диабазом.

Приблизительно на меридиане сел. Гета, порфиритовая серия на расстоянии 3 *км* перекрывается третичными конгломератами, после чего

она снова обнажается у сел. Сохта в виде пестрой пачки (красных, зеленых, серых слоев) пелитовых и псаммитовых туфогенов.

У сел. Н. Абано обнажается мощная толща туфобрекчий и туфоконгломератов и реже мелкозернистых песчаников. Обломки в туфоконгломератах представлены, главным образом, плагиоклазовыми, реже, рогово-обманковыми порфиритами. Песчаники сильно трещиноваты; трещины местами выполнены прожилками реальгара.

Таким образом, диабазовая фация юры по р. Паца непосредственно увязывается с порфирито-туфовой фацией, чем облегчается выяснение их возрастных взаимоотношений, о чем будет сказано в одной из последующих глав.

Порфиритовая серия периферий Дзирульского массива. Северная периферия. В бассейне верхнего течения р. Дзирулы и ее притоков р. р. Отрия, Картнаула и др. вулканогенная толща согласно налегает на лейасскую свиту слюдистых песчаников и глинистых сланцев. Мощность порфиритовой серии в этом районе не превышает 500—600 *м*. В отличие от вышеописанных разрезов северной полосы развития порфиритовой серии, где терригенный и вообще переотложенный материал играл незначительную роль, здесь первичный пирокластический материал уже не является господствующим в составе толщи и наряду с ним важную роль начинает играть терригенный и переотложенный туфовый материал.

По двум разрезам: по р. Картнаула и по водораздельному хребту между реками Дзирула и Отрия устанавливается почти одинаковый состав порфиритовой серии.

По р. Картнаула разрез интересующих нас образований начинается покровом мандельштейнового порфирита с миндалинами кальцита, с полностью оглинившимися бурыми альбитами и псевдоморфозами серпентина (по оливину?). За ним идет мелкозернистый авгито-андезиновый диабаз-порфирит. Еще выше встречен плагиоклазовый порфирит с бурыми альбитами; порода интенсивно кальцитизирована. Над ним пачка мелкозернистых кварцевых, слабо аркозовых песчаников с кальцитовым цементом; выше они сменяются более крупнозернистыми песчаниками того же состава. Еще выше идет мощная пачка розовых пород, оказавшихся граувакковыми песчаниками, состоящими из обломков авгита, роговой обманки и пелитизированного буроватого альбита, который и придает породе розовую окраску.

В этой пачке встречены два прослоя мощностью около 0,3 *м* красно-бурых пород, которые под микроскопом оказались мелкообломочными кристаллическими туфами, испытавшими полное замещение крупнопластинчатым цеолитом. Такая равномерная, полная и послойная цеолитизация двух маломощных пластов заставляет думать, что цеолитизация здесь не

является поверхностным процессом, а произошла в результате подводного гальмиролитического разложения маломощного слоя стекловатого туфа. На первоначально стекловатую природу обломков указывает характерная форма последних.

Выше идет мощная пачка туфогенных пород, в которых первичный пирокластический материал представлен туфами авгито-лабрадорового порфирита, а переотложенный материал—альбитовыми порфиритами.

На хребте между р. р. Дзирула и Отрия первые же выходы порфиритовой серии представлены туфобрекчиями, в которых обломки являются роговообманково-альбитовыми порфиритами, а цемент-туфом авгито-роговообманково-лабрадорового порфирита. Выше аналогичные брекчии имеют граувакковый цемент, состоящий из материала роговообманковых порфиритов и кварцевых альбитофиров.

Выше мощная пачка аркозово-граувакковых пород и среди них покров 3 *м* мощности авгито-роговообманкового порфирита. Заметна интенсивная силицификация с образованием халцедоновых жеод. Выше продолжаются те же аркозово-граувакковые песчаники, в одном слое которых встречены крупные глыбы розовых кварцевых альбитофиров. Над этой пачкой залегает покров роговообманково-лабрадорового порфирита мощностью 10 *м* и с ясно выраженной шаровой отдельностью. Порфирит превращен в мягкую, пластичную в сыром виде, желто-бурую глину, но при этом структура порфирита полностью сохранена без всяких следов дезинтеграции. Лишь в центральных частях шаров сохранились сравнительно свежие участки.

Ю ж н а я п е р и ф е р и я. Порфиритовая серия южной периферии Дзирульского кристаллического массива (бассейн р. Чхеримела) петрографически детально изучена С. С. Чихелидзе [375], по данным которого на этом участке она редко характеризуется более или менее ясно выраженной слоистостью, а чаще представляет собой массивное нагромождение туфов, туфобрекчий и лав. Толща явно несогласно налегает на лейасские отложения. В ее состав входят авгито-лабрадоровые и роговообманковые порфириты и их туфы. Порфириты, содержащие альбит, хотя и имеют значительное распространение в низах толщи, но их нельзя считать аналогами спилитов, так как ясно видна вторичная природа альбита и в одном и том же шлифе встречаются вполне свежие и частично или полностью альбитизированные зерна лабрадора.

Из темных силикатов характерна часто полная хлоритизация пироксена и почти всегда интенсивная опацитизация роговой обманки. Последний факт, вместе с частым отсутствием слоистости в толще, вероятно говорит в пользу наличия в этом районе, наряду с подводными и наземных вулканических извержений.

Порфиритовая серия Кутаисского баритового района (Ципларис-хеви и Жонети).

Начиная от северной периферии Дзирульского кристаллического массива, где мощность порфиритовой серии не превышает—500—700 *м*, севернее наблюдается быстрое увеличение ее мощности. То же наблюдается и западнее, где видно это возрастание: район Жонети—1000 *м*, Ципларис-хеви—2400 *м* и выше по течению р. Риони доходит до 3000 *м* (Меквена, Рицуела и друг.). Объяснить накопление столь мощной вулканогенной толщи без допущения существования в местах отложения порфиритовой серии в среднеюрское время лабильной геосинклинальной зоны с постепенно прогибающимся дном, невозможно; материал для этой зоны получался, повидимому, тремя путями: 1) вулканические подводные изверження, 2) размыв вулканических островов байосского моря и 3) размыв кристаллических пород Грузинской глыбы.

Действительно, изучение порфиритовой серии означенных районов показало, что она состоит из материала этих трех источников, причем первичный пирокластический и лавовый материал играет резко подчиненную роль. Характер же намывного материала меняется по горизонтам—преобладает то аркозовый, то порфиритовый материал.

В Кутаисском районе, в бассейне р. Риони в 1936—37 г. г. Груз. отделением Института минерального сырья была проведена большая работа по изучению баритовых месторождений, в связи с чем изучалась также литология порфиритовой серии вмещающей барит. Работниками этой геолого-разведочной партии были составлены детальные разрезы порфиритовой серии по отдельным участкам. К сожалению, они не увязали выделенные на отдельных участках горизонты друг с другом, что легко можно было сделать в поле. Микроскопическое описание шлифов выполнено проф. Г. М. Смирновым.

Наиболее детально составлен разрез по Ципларисхевскому району инж.-геологом Г. Баркалая, который любезно предоставил в наше распоряжение все шлифы и образцы этого разреза. Также детально составлен разрез Жонетского района инж.-геологом Ш. Нацвлишвили. Из этого разреза нам не удалось получить материал, и пришлось довольствоваться описанием, приведенным в отчете [15].

Ниже приводим краткие результаты проведенного нами детального петрографического описания шлифов из 11-ти горизонтов порфиритовой серии Ципларисхевского района, по коллекции Г. Баркалая. Детальные описания разрезов и шлифов можно найти в нашей работе, хранящейся в фондах Грузгеолуправления [140].

Полевая характеристика горизонтов приводится по Г. Баркалая (восходящий разрез).

I горизонт представлен крупно- и мелкообломочными порфиритами, брекчиями и туфами, где преобладающую роль играют брекчии. Среди туфов и грубо слоистых брекчий залегают туфопесчаники мощностью 5—8 *см*. Общая мощность горизонта 550 *м*.

Краткая микроскопическая характеристика горизонта: обломки в туфобрекчии представлены авгито-альбитовыми и альбитовыми порфиритами, которые можно называть спилитами; иногда они содержат полностью замещенные кальцитом и серпентином оливиновые фенокристаллы. Хлорита много в базисе. Попадается пренит и цоизит. Альбитовые фенокристаллы слабо серицитизированы.

Туфовые прослои представляют собой агломератные туфы, состоящие из окатанных обломков спилитов, иногда мандельштейновых. Этот же материал служит цементом туфобрекчий. Материал размыва кристаллических пород в этом горизонте совершенно не встречен.

II горизонт состоит из переслаивания туфопесчаников и мелкообломочных слоистых туфов; мощность горизонта 260—270 *м*. Микроскопически породы из этого горизонта оказались кристаллическими туфами спилита с цементом из зеленоватого хлоритово-глинистого вещества.

III горизонт общей мощностью 300—320 *м*, состоит из туфобрекчий, туфов и одного покрова, мощностью до 80 *м*. Обломки в туфобрекчиях представлены авгито-альбитовыми порфиритами (спилитами), иногда окварцованными, мандельштейновыми; попадаются псевдоморфозы по оливину; кое-где заметна пренитизация.

Мелкообломочные туфы под микроскопом оказались агломератными туфами спилита с обломками туфо-лавы из нижележащего покрова.

Кроме того, в туфах были найдены обломки известняка, а также обломок розового аляскитовидного гранита.

Таким образом, в этом горизонте впервые встречаемся, кроме вулканогенного, с терригенным материалом.

III горизонт является единственным в этом районе, в котором видны признаки вулканической активности, давшей покров туфолавы. Макроскопически эта порода плотная, зеленоватого цвета; в нижних частях покрова содержатся захваченные обломки туфов нижележащего горизонта.

Под микроскопом порода оказалась типичной туфо-лавой с обломочно-лавовой структурой, с обломанными фенокристаллами лабрадора и авгита и со стекловатым базисом. Этот покров является результатом первого, для данного района, излияния авгито-лабрадоровых лав, так как до этого имели проявления лишь спилитового вулканизма и продукты размыва спилитов слагают I, II и даже III горизонты порфиритовой серии этого участка.

IV горизонт общей мощностью 350—380 *м* состоит из пачек туфо-песчаников и сланцеватых песчаников, переслаивающихся со слоистыми туфа-

ми. «Туфопесчаники» на самом деле под микроскопом оказались аркозовыми и граувакковыми породами. Первый тип состоит из обломков кварца, микроклина, ортоклазпертита и листочков биотита; второй же сложен окатанными обломками порфиритов; плагиоклаз в порфиритовых обломках и самостоятельно представлен альбитом и олигоклазом. Аркозовые разности преобладают над граувакковыми.

«Туфы» характеризуются преобладанием порфиритового материала, причем часто встречаются обломки лабрадоров и андезинов, реже альбитов. Аркозовый материал в этих туфах редок и в заметном количестве присутствует лишь в одном шлифе (№ 13); в нем же встречены обломки микрозернистого известняка и кварцевого песчаника. Встречаются пелитовые туфы с подозрительными на микроорганизмы остатками кальцита.

V горизонт мощностью 80—100 *м* представлен мелкообломочными туфобрекчиями и туфопесчаниками с мощными прослоями розового цвета аркозовых пород. Этот горизонт известен под названием горизонта «жерновых камней», так как из аркозовых слоев крестьяне выделывают мельничные жернова.

Под микроскопом «мелкообломочные туфобрекчии» оказались состоящими из окатанного порфиритового материала и в подчиненном количестве из обломков калишпата и биотита ; кварц отсутствует. «Туфопесчаники», наоборот, очень богаты кварцем, калишпатом, биотитом, альбитом; кварц идиоморфных очертаний, иногда с включениями основной массы и имеет, несомненно, эффузивный облик. Альбиты буроватые, характерные для альбитофиров. В общем, описанный материал является продуктом размыва, главным образом, бескварцевых и кварцевых порфиритов и альбитофиров.

Обломки порфиритов состоят преимущественно из хлоритизированного вулканического стекла, а некоторые обломки имеют несомненно альбитофировый характер. В одном шлифе (№ 156) много обломков авгито-лабрадоровых порфиритов со свежим пироксеном.

VI горизонт мощностью до 400 *м* представлен «туфопесчаниками, сланцеватыми песчаниками и мощными слоями туфа». Под микроскопом породы данного горизонта оказались состоящими из смеси порфиритового и гранитного материала. Некоторые зерна кварца имеют идиоморфные очертания и вообще их эффузивное происхождение несомненно, чем этот горизонт сходен с первым горизонтом. В некоторых шлифах гранитный материал резко преобладает над порфиритовым, но чаще наблюдается обратное соотношение; в шлифе № 43 гранитный и порфиритовый материал присутствуют в одинаковых количествах, а в некоторых шлифах видим исключительно порфиритовый материал. В одном шлифе (№ 1) встречены полуокатанные обломки, повидимому, бескварцевого альбитофира. Шлиф № 147 состоит из обломков свежего андезина, авгита и порфиритов.

VII горизонт мощностью 70 *м* представлен порфиритовыми туфобрекчиями, переслаивающимися с пелитовыми туфами. Под микроскопом все обломки из данного горизонта оказались типичными мандельштейновыми спилитами; среди них, наряду с авгитовыми, есть и роговообманковые. Шлиф № 148 представляет «агломератный туф» или скорее конгломерат, состоящий из окатанных обломков спилитов. Встречен один обломок крупнозернистого роговообманкового габбро.

VIII горизонт мощностью 150 *м* сложен мелкообломочными туфобрекчиями, состоящими из мелких и средних обломков порфиритов, сцементированных туфом той же породы; встречаются слои туфопесчаников с кварцем. Под микроскопом большинство пород данного горизонта оказалось состоящим из угловатых или слабоокатанных обломков спилитов с авгитом или без авгита. Кварц присутствует в небольшом количестве, еще меньше калишпата. Некоторые зерна кварца содержат включения основной массы, что указывает на их происхождение за счет разрушения кислых эффузивных пород (кварцевых альбитофиров и кварц-порфиров). Таким образом, большинство пород, слагающих данный горизонт, имеет граувакковый характер.

IX горизонт светло-желтоватых от выветривания пелитовых туфов, которые по окраске и узору напоминают болнисский облицовочный туф, но глубже свежие горизонты имеют первичную зеленоватую окраску. Мощность 8—10 м. Под микроскопом все шлифы состоят из бесцветной пелитовой массы с включениями хлоритовых иголочек, палочек и червеобразных агрегатов; попадаются отдельные мелкие обломки плагиоклазов. В шлифе № 68 встречаются мелкие обломки альбита, кварца и, возможно, калишпата.

X горизонт мощностью 280 *м* представлен порфиритовыми туфобрекчиями, переслаивающимися с подчиненными слоями туфа; обломки оказались авгито-альбитовыми и роговообманково-альбитовыми (спилитовыми) породами. Туфы состоят из окатанных обломков спилитов и в подчиненном количестве кварца и калишпата, так что это не туфы, а настоящие граувакковые песчаники. Есть один обломок мандельштейнового спилита с опацитизированной роговой обманкой (№ 110).

XI горизонт мощностью 250 *м*—самый верхний горизонт байоса. Состоит из туфопесчаников и туфов. В начале туфы переслаиваются с туфопесчаниками; выше имеем сланцеватые туфопесчаники с подчиненными прослоями туфов, которые сменяются сланцами бата. Под микроскопом все шлифы данного горизонта оказались состоящими из окатанного материала альбитовых порфиритов (спилитов); цемент заметно кальцитизирован. Кварц отсутствует.

К ЮЗ от Ципларис-хеви, в районе Жонетского баритового месторождения, литологическое изучение порфиритовой серии, как было указано, проводил инженер-геолог Ш. Нацвлишвили [15], который в тех же стратиграфических пределах, что и в районе Ципларис-хеви, выделяет 17 литологических горизонтов. Путем изучения материала Ш. Нацвлишвили [140] нам удалось сопоставить разрез Жонети с разрезом Ципларис-хеви и для каждого литологического горизонта в последнем районе установить соответствующий эквивалент в Жонети. Одновременно, некоторые горизонты, выделенные названными авторами, нами объединены по их литологическому составу, в результате чего каждый горизонт характеризует определенную эпоху размыва и отложения в той или иной степени индивидуализированного материала, то-есть представляет определенную терригенно-минералогическую провинцию.

Исходным, при сопоставлении, являлся горизонт жерновых камней. Ш. Нацвлишвили выделяет три таких горизонта, разделенных мощными прослоями туфов и туфобрекчий. При микроскопическом изучении оказалось, что и в материале Г. Баркалая имеется не один, а несколько «горизонтов жерновых камней», которые также разделены прослоями туфов и туфобрекчий. Таким образом, получаем следующую картину:

Ципларис-хеви Общ. мощн. 2340-2400	Жонети Общ. мощн. 900-1820
I-II горизонты, мощн. 470 м	XVI—XVII горизонты, из них для XVII горизонта мощность нельзя определить, так как низы не обнажаются, а XVI горизонт имеет мощность от 60 до 300 метров.
III-IV горизонты, мощн. 700 м	X-XV горизонты, мощн. от 250 м до 480 м; уменьшение к югу и юго-востоку.
V-X Горизонты жерновых камней, мощн. 920-1010 м	III-IX горизонты, мощн. 480-840 м
XI горизонт, мощн. 250 м	I-II горизонты, мощн. 220 м.

Таким образом в разрезах Г. Баркалая и Ш. Нацвлишвили по литологическому признаку в восходящем порядке для Ципларис-хеви и Жонети в основном имеем следующие 5 горизонтов:

I-й горизонт состоит исключительно из продуктов размыва спилитового горизонта порфиритовой серии. Гранитный материал отсутствует.

II горизонт характеризуется тем-же составом, но в небольшом количестве появляется и гранитный материал, а также обломки лейасских известняков. В период отложения этого горизонта произошло излияние авгито-лабрадоровой туфо-лавы, которая является единственным первичным продуктом непосредственно вулканического характера, так как вся толща

этого района состоит лишь из переотложенного вулканогенного и гранитного материала.

III горизонт состоит из окатанного порфиритового материала, главным образом спилитового характера, но уже заметную роль начинают играть продукты размыва гранитных пород; последние проявляются в виде кварца, микроклина, ортоклаза и биотита. В отдельных прослоях заметную роль играют лабрадор и андезин.

IV горизонт характеризуется заметным преобладанием продуктов размыва древней суши над окатанным порфиритовым материалом. Особенно выделяются из данного горизонта продукты размыва кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров, которые играют в составе терригенного материала заметную роль. Встречаются также отдельные прослои, сильно обогащенные обломками лабрадоровых и андезиновых порфиритов, что указывает на продолжающееся излияние лабрадоровых порфиритов на смежных участках байосского моря. В отдельных слоях данного горизонта преобладает спилитовый материал; кроме того встречен обломок роговообманкового габбро, сходные с которым породы распространены в настоящее время в Дзирульском массиве. В верхних слоях данного горизонта количество гранитного материала заметно уменьшается.

V горизонт—самый верхний горизонт байоса, на котором непосредственно лежат батские сланцы и песчаники. В состав данного горизонта входит почти исключительно окатанный спилитовый материал; кварц отсутствует или встречается очень редко. Таким образом, в верхах байоса происходит ослабление эрозии кристаллических пород Грузинской глыбы и усиление размыва спилитовых образований, накопленных на ней и на вулканических островах.

Приблизительно такие же горизонты выделены в порфиритовой серии района Лачепита Ю. И. Назаровым и В. А. Алениковой [254].

Диабазо-порфиритовая свита хребта Чутхаро. Вулканогенная свита хребта Чутхаро представляет особый интерес, так как она слагается из диабазов, диабазовых порфиритов, порфиритов и туфов и к востоку непосредственно увязывается с порфиритово-туфовой серией бассейна р. Риони. Таким образом, Чутхарская свита по своему составу является соединяющим звеном между диабазами Главного хребта и порфиритово-туфовой серией байоса, что помогает выяснению вопроса взаимоотношений между ними. Поэтому ниже приводим, по возможности детальную, характеристику Чутхарской свиты.

Чутхарский хребет находится в Верхней Раче и образует водораздел между бассейнами р. Цхенис-цхали на севере и р. Риони на юге. С южных склонов хр. Чутхаро берут начало многочисленные притоки р. Рицеули, одного из значительных правых притоков р. Риони в пределах Рачи, а с

северо-восточных—стекают речки Сохортули и Цхал-Мачара, вместе образующие правый приток р. Лухунис-Цхали.

На хребте Чутхаро имеются три вершины: г. Карета, г. Самерцхле и г. Чутхаро, достигающие высоты до 1700 *м* от ур. моря.

Морфологически хребет является неприступным, скалистым, с очень крутыми склонами. В некоторых местах в гребневой части на хребте сохранились небольшие ледники.

В геологическом отношении хр. Чутхаро представляет ядро синклинали, северное и южное крылья которой сложены лейасской песчаниково-сланцевой свитой, а в ядре залегает и вулканогенная толща среднеюрского возраста, которой и слагается хр. Чутхаро. Эта вулканогенная полоса тянется к востоку и непосредственно увязывается с порфиритовой серией, обнажающейся в бассейнах р. р. Сакаура, Гари и Джоджора. Следует отметить, что в долине р. Лухунис-Цхали, хотя и встречаются многочисленные валуны из пород данной вулканогенной толщи, но сама толща нигде не выходит в русле реки; чтобы встретить коренной выход этих пород необходимо подняться на один из склонов реки на сотню с лишним метров. Это явление А. И. Джанелидзе объясняет именно наличием синклинальной складки, по которой р. Лухунис-Цхали прорезала полностью среднеюрскую вулканогенную толщу и сейчас дно долины находится в нижнеюрской песчаниково-сланцевой свите.

На южном склоне хребта Чутхаро, по наблюдениям А. И. Джанелидзе, хорошо виден постепенный переход лейасской песчаниково-сланцевой свиты в вулканогенную свиту байоса. В начале имеем чередование черных глинистых сланцев со светлозелеными плотными, роговикоподобными, тонкополосчатыми породами, которые под микроскопом оказались туфами авгито-плагиоклазового порфирита.

Ороговикованность последних, повидимому, вызвана налеганием на них мощного покрова туфового порфирита.

Схематический разрез по южному склону хр. Чутхаро, по данным А. И. Джанелидзе, дан на рис. 2.

В этом разрезе имеем следующую последовательность пород:

Самые нижние слои представлены черными глинистыми сланцами без туфового материала и без заметных следов контактного изменения.

Выше, приближаясь к мощному туфовому слою, эти сланцы делаются плотными, зелеными, микрослоистыми и приобретают роговиковый облик; под микроскопом они оказались кристаллическими туфами спилитового состава. Над этими туфами залегает мощный слой макроскопически зеленоватой порфиритовой породы с большим количеством включений туфовых обломков. Порфирит под микроскопом оказался сильно измененным, окварцованным без темного силиката. Включенный обломок представлен агло-

мератным туфом, по составу не отличающимся от туфов из нижележащих слоев. Мощность этого порфиритово-туфового слоя достигает 80—100 *м*. Над этим порфиритом залегает маломощная пачка глинистых, зеленоватых сланцев роговикового облика, которые под микроскопом имеют спилитовый характер.

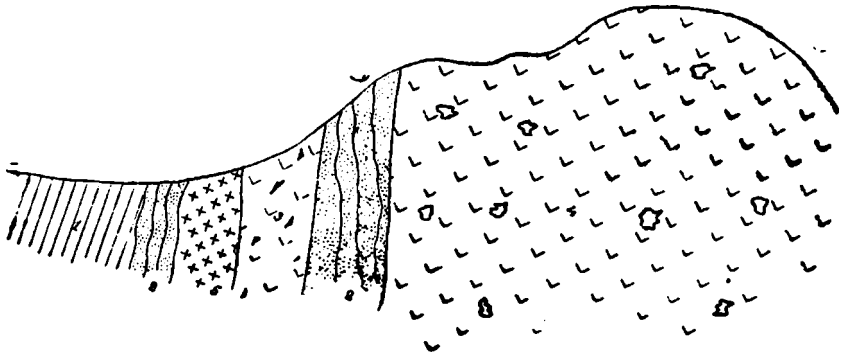


Рис. 2. Схематическая зарисовка спилитовой толщи хребта Чутхаро (по данным А. И Джанелидзе). 1-глинистые сланцы; 2-туфо-сланцы; 3-спилитовая лавовая брекчия; 4-спилитовая туфобрекчия.

Выше идет мощный слой туфобрекчии, в которой цемент настолько плотный, что оставляет впечатление порфирита, придавая всему слою облик туфолавы, а не туфобрекчии. Цементирующий материал туфобрекчии представлен агломератным туфом спилитового состава. Обломки же, включенные в этот туф, представлены мандельштейновыми авгито-альбитовыми порфиритами (спилитами). Эти туфобрекчии имеют большую мощность и слагают вершину Самерцхле.

На СВ склоне хребта Чутхаро, в истоках речки Сохортули, на большом протяжении имеем осыпь диабазово-порфиритовых пород. Лишь приблизительно на расстоянии 100 *м* от уровня речки выше по склону встречаются коренные выходы серых плотных роговикоподобных пород, разбитых трещинами отдельности на неправильные глыбы; ярко выделяются две системы трещин: первая с падением на СЗ 280°∠35° и вторая с падением О—90°∠30°. Эти две системы трещин с противоположными падениями имеют почти одинаковое меридиональное простирание.

Выше по склону, выход породы продолжается, но она делается более зернистой и светлоокрашенной. К западу от данного выхода порода снова делается плотной, но с ясно выраженной порфировой структурой.

Форму залегания данной породы определить не удается, так как нигде не видно контакта с другими породами, но судя по аналогии с южным склоном хребта Чутхаро, здесь также имеем пластово залегающее тело

диабазового типа, которое характеризуется значительной мощностью. Микроскопическое исследование взятых образцов показало, что в нижней части выхода имеется более периферическая часть диабазового тела, выше порода делается более зернистой, что указывает на приближение к центральной части диабаза; к западу сравнительно хорошо видно его выклинивание среди сланцев, вследствие чего порода опять принимает более плотный, порфировый облик.

В западной части Чутхарского хребта, в истоках р. Цхал-Мачара, склон хребта делается совершенно отвесным и неприступным. Слагается этот склон из массивных диабазов и порфиритов, в которых слоистость незаметна. Главная порода здесь представлена плотным, зеленоватым диабазом, который под микроскопом оказался авгито-альбитовым порфировым диабазом.

Несколько образцов было взято из осыпи непосредственно у подножья отвесной скалы, которая совершенно недоступна ни с какой стороны. Эти образцы дают полное представление о петрографическом составе пород северной части Чутхарского хребта.

Самым большим распространением пользуется зеленый авгито-альбитовый мандельштейновый порфирит с миндалинами пренита, кальцита, реже изотропного хлорита. Другой порфирит содержит в миндалинах, кроме пренита, и эпидот-цоизит. Встречен образец, в котором диабаз сечется порфиритом. Порфирит авгито-альбитовый, мандельштейновый (обр 101), а пересеченная порода представляет также авгито-альбитовый диабаз-порфирит с гранатом.

Присутствие граната в данной породе можно объяснить ассимиляцией диабазовой магмой глинистого материала.

Очень часто попадаются также брекчиевидные (такситовые, авгитово-альбитовые) порфириты, составные части которых отличаются друг от друга лишь цветом основной массы.

Характерным для Чуткарского массива является наличие в порфиритах и диабазах тонких жилок кварцево-эпидотовых пород или кварцево-эпидотовых жилок. Они настолько интересны, что считаем нужным привести их описание.

Шлиф № 12. Кварцево-эпидотовая жилка.

В шлифе ясно видна реликтовая структура диабазового порфирита, испытавшего интенсивное окварцевание, эпидотизацию и пренитизацию. Плагиоклазовые фенокристаллы полностью замещены пренитом и реже кварцем. Пренит образует крупные скопления или полосы и составляет главную часть шлифа; иногда замещает авгит. Эпидот замещает авгит или встречается в виде скоплений идиоморфных зерен в кварце; последний дает

неправильные скопления или прожилки всегда вместе с эпидотом, В кварце часто рассеяны мельчайшие иголочки актинолита, которые иногда пронизывают зерна авгита. Угол погасания актинолита 13—15°.

Авгит встречается в виде крупных, чаще идиоморфных, иногда двойниковых, бесцветных зерен, испытывающих замещение пренитом, актинолитом и эпидотом, но есть и совершенно свежие зерна.

Шлиф № 13. Эпидотизированный порфирит, альбито-авгитовый.

Порода содержит фенокристаллы альбита в малом количестве, но зато много фенокристаллов свежего авгита разных размеров. Основная масса представлена эпидотовыми, часто идиоморфными, зернами разных размеров, идиоморфные концы которых чаще находятся в хлоритовом базисе. Попадается несколько зерен бурой роговой обманки с углом погасания 20°. Вместе с эпидотом присутствуют цоизит и пренит. Встречается несколько угловатых обломков других порфиритов, не имеющих эпидотовой основной массы.

Шлиф № 17. Кварцево-эпидотовая жилка.

В шлифе главную роль играет эпидот, который образует крупные кристаллические зерна, а чаще идиоморфные кристаллы, он бесцветен или слегка зеленоват. Промежутки между кристаллами эпидота выполнены ксеноморфным кварцем и идиоморфные концы эпидота со всех сторон окружены кварцем. В последнем много мельчайших иголочек актинолита. Местами кварц образует тонкий прожилок в эпидоте.

Наличие этих жилок имеет большое значение для выяснения некоторых петрогенетических моментов образования чутхарских пород, о которых детально будет сказано далее.

На водоразделе между речками Сохортули и Цхал-Мачара, непосредственно севернее отвесной диабазово-порфиритовой скалы выходят сланцы и песчаники; в этих сланцах согласно с ними залегает мощная пластовая интрузия габбро-диабаза; макроскопически порода крупнозерниста, темного цвета с белыми пятнами и очень похожа на тешенит. Характерно, что как зернистость, так и окраска заметно изменяется по мощности, которая равна приблизительно 60—80 *м*. Простирание вмещающих сланцев на данном участке СВ—15°. Падение почти отвесное. Образцы, взятые близко друг от друга (всего на один метр), под микроскопом имеют достаточно различный характер; например, образец № 5 оказался альбито-уралитовым габбро, а образец № 5¹ кварцево-биотитовым габбро.

Покрывающий слой сланца заметно ороговикован действием габбровой интрузии и превращен в спилозит, в нем даже появились микроскопические зерна андалузита.

По простиранию этой пластовой жилы, к востоку попадаются обломки таких же темных тешенитоподобных пород, которые под микроскопом

[redacted]сь роговообманково-биотитовым габбро (№ 14—15), но в отличие от породы № 5 и 5[1], здесь плагиоклаз представлен свежим лабрадором. Ввиду того, что коренного выхода не видно, трудно сказать, является ли эта порода разновидностью того альбитового габбро или образует самостоятельную жилу. В обвале были встречены обломки роговообманкового порфирита, в котором попадаются шлировые выделения альбито-авгитово-роговообманкового габбро.

Наличие обломков лабрадоровых пород указывает на присутствие в пределах Чутхарского диабазового массива вулканической фазы, давшей в других районах распространения порфиритовой серии авгито-лабрадоровые порфириты.

Таким образом, зеленокаменный диабазово-порфиритовый массив г. Чутхаро представляет собой эффузивную формацию, состоящую из авгито-роговообманковых порфиритов, диабазо-порфиритов и их туфов, нижние горизонты которых согласно пластуются с верхними слоями лейасовой песчаниково-сланцевой свиты и поэтому возраст этой формации можно принять как байос, хотя возможно, что нижние горизонты спускаются в верхний лейас.

4. Характеристика порфиритов, слагающих среднеюрскую порфиритовую серию.

После описания порфиритовой серии по отдельным районам, постараемся дать краткую петрографическую характеристику главных типов пород, слагающих толщу.

Спилиты. Под названием спилитов нами описаны продукты подводных излияний среднеюрского вулканизма, образующие нижние горизонты порфиритовой серии. Они имеют широкое распространение по р. Джоджоре и р. Сакаура, где непосредственно налегают на лейасовую песчано-сланцевую свиту и частично переслаиваются с ней. На г. Сырх-Леберта в истоках р. Квирилы спилиты образуют мощные слои лавовых брекчий в ядре антиклинали. В разрезах по р. Ингури спилиты с их пирокластолитами составляют почти половину всей мощности толщи, занимая самые нижние горизонты ее. Последнее обстоятельство отмечено и Б. П. Великовым [23]. Кроме покровов, спилиты образуют по р. Джоджоре и по р. Ингури секущие дайки, не выходящие за пределы спилитовой свиты. Наличие спилитов в порфиритовой свите Абхазии отмечает Г. Р. Чхотуа [382]. Спилитовые пирокластолиты слагают нижние горизонты порфиритовой серии на северной периферии Дзирульского массива, в Кутаисском районе и в бассейнах р. р. Гализги и Бзыби в Абхазии.

Спилиты характеризуются большей частью шаровой отдельностью и и мандельштейновым сложением верхних частей покровов; мощность покровов колеблется от 1—2 до 30 и более метров. Макроскопически они тем-

позеленого цвета и плотного сложения без видимых простым глазом фенокристаллов. Микроскопически характеризуются гиалопилитовой, реже интерсертальной (в дайках) основной массой и всегда более или менее хлоритизированным базисом. В одном спилите из Сванетии структура приближается к вариолитовой (шлиф № 14), так как длиннопризматические зерна бесцветного авгита вместе с альбитом образуют в основной массе радиально-лучистые скопления; к авгитовым микролитам с боков присоединяются поперечные коротенькие палочки того же авгита, образуя перистые агрегаты; иногда между двумя длинными микролитами авгита короткие палочки располагаются не перпендикулярно, а под острым углом; очень часто вместо пироксена появляется зеленая, слабоплеохроничная актинолитовая роговая обманка, которая, повидимому, образована за счет пироксена. Эта картина видна лишь при большом увеличении, а в объективе № 3 виден лишь войлок, пропитанный хлоритом. Рудный минерал в основной массе спилитов встречается не всегда и то в небольшом количестве. Иногда основная масса бывает микролитовой, состоящей из микролитов альбита и авгита с незначительным количеством хлоритового мезостазиса.

Фенокристаллы в спилитах обычно присутствуют в малом количестве и обладают небольшими размерами; представлены главным образом альбитом и авгитом; реже к ним присоединяется роговая обманка.

Альбит в проходящем свете бесцветен или слегка сероват, в отличие от вторичных альбитов в альбитофирах, которые всегда более или менее буроваты от пелитизации; изменение заключается в слабой серицитизации, иногда же в частичном замещении хлоритом. Многочисленные измерения (приводимые нами в предыдущих наших работах и которые повторять здесь нет необходимости), показали, что альбиты спилитов относятся к номерам от 0 до 15 с преломлением всегда ниже канадского бальзама. Измерение показателей преломления в иммерсионных жидкостях показывает колебание в пределах 1,532—1,541. Характерно, что альбиты чаще дают простые двойники по карлсбадскому закону, чем полисинтетические по альбитовому. 2v альбитов также часто бывает отрицательным, как и положительным и колеблется от—72° до+84°, в трех случаях получено 90°.

Пироксен в спилитах всегда моноклинного ряда и чаще представлен авгитом. Почти всегда дает идиоморфные зерна, совершенно свежие, бесцветные. Лишь Б. П. Беликов отмечает по р. Ингур в одном случае розовато-фиолетовый авгит. Часто дает полисинтетические двойники по (100). В некоторых покровах, в особенности в Ингурском разрезе, заметно полное замещение авгита хлоритом. CNg авгита чаще колеблется в пределах 38—42°, наиболее характерно 40°, но в Ингурском разрезе нередко встречаются также 45—47°, а в одном случае (шлиф № 10) да-

же 51°- 2v авгита колеблется от 50° до 54°. Беликов для розовато-фиолетового титан-авгита приводит 60°. Ng—Np колеблется в пределах 0,028—0,032.

Роговая обманка в спилитах встречается не часто. Лишь в верховьях р. Дзирулы роговообманковые спилиты имеют значительное распространение, причем одновременно с роговой обманкой обязательно присутствует и авгит. В спилитовом покрове по р. Ингур в шлифах из центральной части встречаются светлобурые, слабо-плеохроичные короткие, но толстые призмочки роговой обманки в хлоритовом мезостазисе, иногда одним концом приростая к пироксену, реже к альбиту. $CNg = 12—17°$. В нижней части этого же покрова замечено интересное явление: вокруг кальцитовых миндалин в полосе шириной 0,2—0,3 *мм* образовано скопление буровато-коричневатой базальтической роговой обманки в виде длиннопризматических или игольчатых зерен, часто собранных в радиально-лучистые пучки. В этой зоне с роговой обманкой авгит отсутствует, тогда как дальше от миндалин встречается лишь авгит и роговая обманка отсутствует совершенно. Объяснение этого интересного явления попытаемся дать в одной из следующих глав. Одно ясно, что роговая обманка генетически связана с миндалинами.

Роговообманковый спилит встречается также в диабазово-порфиритовом массиве Чутхаро.

Как отмечалось выше, спилиты часто являются мандельштейновыми; миндалины чаще многочисленны и представлены хлоритом, кальцитом и пренитом; нередка комбинация хлорита с двумя остальными, причем хлорит почти всегда образует краевую узкую зону, а центральная часть миндалины выполнена пренитом или кальцитом. Для пренита из одной миндалины имеем:

$Ng = 1{,}643—1{,}637$; $Np = 1{,}608—1{,}615$; $Ng \cdot Np = 0{,}022$; $2v = +62°$.

Нами был химически исследован хлорит из миндалин спилитового покрова р. Джоджоры. Ниже приводится химический анализ этого хлорита.

Таблица 4

Окислы	Вес. %	Мол. кол.	Окислы	Вес. %	Мол. кол.
SiO_2	30,26	504	MgO	13,22	330
TiO_2	0,38	—	CaO	2,64	046
Al_2O_3	10,32	101	Na_2O	0,17	
Fe_2O_3	8,19	051	K_2O	0,08	
FeO	25,11	348	П. при прок.	7,42	411
MnO	0,56	—	H_2O-110°	1,74	

Аналитик Р. Накашидзе

По традиции принято радиально-лучистые агрегаты и сферокристаллы хлорита, независимо от их химических и оптических свойств, называть делесситом. Но если исходить из химической классификации Винчелла [82] или Орселя [259], то делесситами следует называть хлориты определенного химического состава, независимо от характера агрегата. По Винчеллу хлориты состоят из следующих 4-х молекул: 1) антигорита (Ant. $H_4Mg_3Si_2O_9$), 2) амезита (At. $H_4Mg_2(Al,Fe...)_2SiO_9$), 3) железистого антигорита (FeAnt $H_4Fe_3Si_2O_9$) и 4) дафнита (Dn. $H_4Fe_2(Al,Fe)_2SiO_9$. В наших хлоритах соотношение этих молекул следующее:

$(At+Dn)=50,43\%$ $(Ant+FeAnt)=45,7\%$
$(FeAt+Dn)=51,92\%$ $(Ant+At)=44,11\%$

Такой состав, согласно Винчеллу, точно отвечает диабантиту, а не делесситу. По оптическим свойствам наш хлорит также похож на диабантит; $Nm=1,61$; $Ng-Np=0,007$.

Орсель делит хлориты на группы и на более мелкие подразделения по следующим коэфициентам:

$$S=\frac{SiO_2}{Al_2O_3};\qquad a=\frac{Fe_2O_3}{Al_2O_3}\quad и\quad f=\frac{FeO}{MgO};$$

дополнительные коэфициенты:

$$r=\frac{RO}{R_2O_3}\quad и\quad h=\frac{H_2O}{R_2O_3}.$$

Для нашего хлорита получены следующие значения этих коэфициентов: $s=3,31$; $a=0,50$; $f=1,05$; $r=1,51$; $h=2,36$.

По этим данным хлорит относится к железному клинохлору.

Авгитовые порфириты с основным плагиоклазом. Авгитовые порфириты с основным плагиоклазом от лабрадора до битовнита играют в составе порфиритовой серии преобладающую роль и иногда вместе с пирокластолитами того же состава почти одни слагают всю громадной мощности толщу. Таким образом, одним из основных фаз среднеюрского вулканизма является фаза, давшая авгито-лабрадоровые порфириты.

Авгито-лабрадоровые порфириты разных районов распространения порфиритовой серии мало отличаются друг от друга. Всегда ясно выражена порфировая структура. Основная масса в разных покровах то гиалопилитовая, то интерсертальная, то даже витрофировая; базис всегда более или менее хлоритизирован; микролиты чаще лабрадоровые, но встречаются и авгиты. Фенокристаллы представлены плагиоклазом и авгитом; первый—чаще преобладает; есть случаи, когда пироксен в фенокристаллах совсем отсутствует и он присутствует лишь в основной массе. Некоторые

авторы такие порфириты называют лабрадоровыми, относя их к группе беспироксеновых порфиритов.

По нашему мнению, это не совсем правильно; раз в породе установлено наличие пироксена, все равно в основной массе или в фенокристаллах, то ее следует называть пироксеновым порфиритом, а не относить к беспироксеновым разностям.

Фенокристаллы плагиоклаза образуют широкие, таблитчатые или призматические, чаще идиоморфные, зерна. По составу колеблются от лабрадора № 55 до битовнита № 80. Часто они являются достаточно свежими, но большей частью заметно изменены; изменение выражается в серицитизации, которая распространяется в зерне неравномерно, пятнисто, и в хлоритизации; последнее явление, повидимому, связано с хлоритизацией стекловатых включений основной массы; этим наверное и объясняется зональное распределение хлоритизированных участков в плагиоклазе. Наблюдаемая иногда кальцитизация плагиоклаза вместе с общей кальцитизацией породы связана с гидрогенными процессами и имеет локальное распространение.

Измерения на Федоровском столике показали, что полисинтетические двойники образованы исключительно по альбитовому закону; двойникование карлсбадскому закону явление весьма редкое.

Для лабрадора № 55 получено $2v = +7y°$, а для № 78 $= +86°$. Интересный авгито-лабрадоровый порфирит описан Б. В. Зелесским, В. П. Петровым и Б. П. Беликовым [168] из Джавского района; в этом порфирите лабрадор № 57, по исследованию Д. С. Белянкина, оказался содержащим химически связанного Fe_2O_3 [37].

Фенокристаллы пироксена представлены бесцветными идиоморфными зернами и ничем не отличаются от пироксенов спилитов. В некоторых шлифах наряду со свежими, совершенно не тронутыми процессами изменения, зернами встречаются полные псевдоморфозы хлорита или серпентина несомненно по пироксену, что легко устанавливается по типично пироксеновым восьмиугольным разрезам. CNg пироксена колеблется от 36° до 43°; $2v = +50°$ и 56°.

Авгито-анортитовые порфириты, встреченные в бассейне р. Джоджора в виде покрова, дайки и неккообразного тела, отличаются от авгито-лабрадоровых лишь более основным анортитовым характером плагиоклазовых фенокристаллов в пределах номеров 90—96. $Ng - Np = 0{,}013$ для 90 номера. В остальном они вполне похожи на авгито-лабрадоровые порфириты.

Мандельштейны встречаются гораздо реже, чем в спилитах. Миндалины представлены хлоритом, чаще кальцитом с хлоритовой каемкой В обломках из туфобрекчии на Г. Сырх-Леберта миндалины представлены

главным образом радиально-лучистым хальцедоном с каемкой из мелкозернистого кварца; реже встречаются хлоритовые миндалины. Кальцитовые миндалины весьма редки в отличие от спилитов, где они встречаются довольно часто. В авгито-анортитовых порфиритах миндалины представлены исключительно радиально-лучистыми агрегатами цеолита-гейландита с преломлением между 1.502 и 1.499; вокруг цеолита образуется тонкая каемка сперва хлорита, а затем мелкозернистого кварца. Гейландит, кроме миндалин, образует отдельные вкрапления в основной массе породы, чем последняя в поле хорошо выделяется от других сходных порфиритов.

Роговообманковые порфириты. Роговообманковые порфириты играют в составе порфиритовой серии подчиненную роль, но в отдельных районах они получают значительное распространение. Они встречены в Юго-Осетии в окрестностях сел. Цона и оз. Эрцо, в бассейне р. Мокви—по р.р.Улыс и Пицквара, по р. Дзирула в окресностиях сел. Чонто и по р. Чхеримела на южной периферии Дзирульского массива. Кроме того роговая обманка встречается в авгитовых порфиритах то в виде главного, то в виде акцессорного компонента. Роговообманковые порфириты представлены как альбитовыми, так и лабрадоровыми разностями; альбитовые роговообманковые порфириты встречены лишь по р. Дзирула в окрестностях сел. Чонто, где образуют включения в туфобрекчии; эта порода характеризуется андезитовой, полностью оглинившейся основной массой, в которой видны альбитовые микролиты; много хальцедоновых радиально-лучистых скоплений. Фенокристаллы представлены пелитизированными альбитами и свежими, зелеными, призматическими идиоморфными зернами роговой обманки с $CNg = 16°$. Пироксена нет. Эту породу мы считаем роговообманковой разновидностью спилита.

Гораздо более распространены роговообманково-лабрадоровые порфириты. Для них характерна гиалопилитовая или микрозернистая структура основной массы, причем часто заметно замещение хальцедоном. Фенокристаллы—зональный плагиоклаз от лабрадора № 60—75 до андезина № 30 или даже олигоклаза № 20 (порода из Юго-Осетии); в последнем случае микролиты также являются олигоклазовыми. В общем, средний состав зонального плагиоклаза отвечает не лабрадору, а андезину около № 40—45, то-есть роговообманковые породы, являясь более кислыми, чем авгито-лабрадоровые, соответствуют андезитовой магме. Это подтверждается также химическим анализом несилифицированного роговообманкового порфирита из окрестностей сел. Чонто (р. Дзирула), где содержание SiO_2 доходит до 59,82% (анал. № 59 а, таблица 9).

Роговая обманка темнозеленая с плеохроизмом до светлозеленой. CNg колеблется от 12° до 20°, чаще 15—17°, $2v = 79$, до-84°.

Роговообманковые порфириты по р. Мокви, р. Чхеримела и р. Ингур в фенокристаллах содержат также авгит в том или ином количестве. Для роговообманковых порфиритов р. Мокви и р. Чхеримела характерна интенсивная опацитизация роговой обманки, что говорит в пользу наземного излияния этих лав.

По р. Дзируле наблюдаются две фазы излияния роговообманковых порфиритов, в обоих случаях опережающих авгитовые порфириты. В Цона роговообманково-лабрадоровые порфириты древнее авгито-лабрадоровых. То-же самое наблюдается по р. Мокве, где имеем две фазы излияния роговообманковых порфиритов, разделенные излиянием авгито-лабрадоровых порфиритов.

Роговообманковый порфирит с авгитом описан из Абхазии В. Я. Степановым и В. П. Петровым. Порода содержит частично альбитизированный андезин. Из Сванетии Б. П. Беликовым [23] описана жила авгито-роговообманкового порфирита с альбитом, которая внедрена в спилитовую свиту.

Здесь следует отметить, что роговообманковые порфириты, обнажающиеся севернее г. Кутаиси выше головных сооружений РИОНГЭС'а Д. С. Белянкин и В. П. Петров [50] считают юрскими.

Однако, нами там установлено наличие двух интрузивных тел диоритового состава, которые внедрены в батскую толщу и пестроцветную свиту верхней юры, а их жилы секут нижний мел. По геолого-петрографическим соображениям, возраст их считаем верхнеэоценовым [137].

О генетических взаимоотношениях роговообманковых и авгитовых порфиритов будет сказано в следующих главах.

Плагиоклазовые порфириты. Плагиоклазовые порфириты в составе порфиритовой серии также играют подчиненную роль; они встречены в окрестностях сел. Цона, на г. Сырх-Лаберта, в окрестностях сел. Сохта и Абано в Юго-Осетии и в бассейне р. Мокви в Абхазии. Плагиоклазовые порфириты образуют маломощные (2—3 *м*) покровы, часто слагают слои туфобрекчий и туфоконгломератов и реже дайки. Все они характеризуются полным отсутствием темного силиката как в фенокристаллах, так и в основной массе; нет также псевдоморфоз по темному силикату. По характеру плагиоклаза среди них различаются альбитовые, олигоклазово-андезиновые и андезино-лабрадоровые; альбит в них интенсивно пелитизирован и носит характер вторичного минерала. Ввиду того, что все эти разновидности встречаются в одном и том же стратиграфическом горизонте, мы их рассматриваем как представителей разной стадии альбитизации первично лабрадоровых и андезиновых порфиритов.

Покровы плагиоклазовых порфиритов окрестностей с. Цона характеризуются альбитизированным плагиоклазом № 5—6 с $2V = -80°$; что

касается туфов и туфобрекчий, то в них преобладают андезиновые разности № 30—45, олигоклазы же № 25—27 и лабрадоры № 50—65 редки. В покровах по р. Мокви они содержат лабрадор № 60 и 65.

Макроскопически все образцы зеленого или серовато-зеленого цвета. Под микроскопом характеризуются пилотакситовой основной массой, состоящей из войлока плагиоклазовых микролитов, пропитанного зеленым, хлоритизированным базисом. Иногда (по р. Мокве) отмечается гиалопилитовая структура основной массы. Плагиоклазовые фенокристаллы испытывают замещение хлоритом и кальцитом. Редко попадаются мелкие хлоритовые миндалины.

В обломках туфобрекчий и туфоконгломератов всегда встречается зональный, сравнительно более свежий плагиоклаз. Наряду с обломками плагиоклазовых порфиритов, в туфоконгломератах были встречены обломки роговообманково-лабрадоровых порфиритов, аналогичных Цонским роговообманково-лабрадоровым порфиритам.

Особо следует отметить маломощную дайку плагиоклазового порфирита на г. Дагверула. Макроскопически порода светло-серого цвета и похожа на альбитофиры. Под микроскопом—порфировая структура; светлосерая гиалопилитовая основная масса содержит незначительное количество плагиоклазовых микролитов ряда олигоклаза—андезина № 30—37 и базиса, замещенного мелкозернистым кальцитом. Фенокристаллы—пластинчатые зерна ясно зонального плагиоклаза, размером 0,5—0,1 *мм;* Измерение центральной части зерна на столике Федорова дает № 44 и 48, а краевая зона—№ 23. Изменение плагиоклаза слабое и выражается в серицитизации, в кальцитизации внешних зон и хлоритизации центральных частей. Заметна интенсивная альбитизация некоторых зерен.

По структуре и минералогическому составу эта порода вполне аналогична описанным выше плагиоклазовым порфиритам из туфобрекчии окрестностей сел. Сохта и Абано. По химическому составу порода (анал. № 118, табл. 9) соответствует дацитам и очень похожа на некоторые альбитофиры из даек порфиритовой серии, от которых отличается иногда меньшим содержанием Na_2O, что вызвано наличием в ней не вполне альбитизированного андезина. Таким образом, эта порода по минералогическому и химическому составу представляет переходный тип от основных эффузивов порфиритовой серии к гранодиоритовым интрузивно-жильным породам среднеюрского вулканизма.

5. Диабазы и диабазовые порфириты в порфиритовой серии

Как было выше сказано, в составе порфиритовой серии иногда значительное участие принимают диабазы и диабазовые порфириты. Это те диабазовые породы, которые пространственно непосредственно связаны с

порфиритовой серией, составляя один из компонентов толщи, а не диабазовые породы Главного хребта, которые в флишевых толщах лейаса образуют самостоятельные тела; характеристика последних будет дана нами в особой главе.

Наиболее характерный разрез порфиритовой серии со значительным участием диабазовых пород имеем по р. Паца в Юго-Осетии, где грубообломочные туфы и туфобрекчии совершенно отсутствуют и пирокластический материал представлен пелитовыми и реже псаммитовыми фракциями, повидимому отложениями более глубоководными, чем грубообломочные туфобрекчии Сырх - Леберты и других участков. Соответственно с этим, лавовые образования также имеют своеобразный характер и вместо покровов разнообразных порфиритов с ясно выраженной мандельштейновой коркой, наблюдаются мощные покровные диабазы; мощность отдельных покровов колеблется от 15 до 40 *м*.

Диабазы в основном представлены нормальными авгито-лабрадоровыми типами. Среди них выделяются уклоняющиеся разновидности в виде альбитизированных, анальцимовых и кварцевых диабазов. Приведем их краткую петрографическую характеристику.

Авгито-лабрадоровые диабазы макроскопически представляют темнозеленого цвета крупнозернистые породы, иногда с мандельштейновыми скоплениями розового цеолита. Некоторые диабазы обладают порфировой структурой. Под микроскопом все характеризуются крупнозернистой офитовой или офитово-порфировой структурой; верхние части диабазовых покровов обычно представляют авгитовые порфириты. Бесцветный или слегка буроватый авгит заполняет промежутки между длиннопризматическими зернами плагиоклаза; короткие призмочки последнего часто образуют пойкилитовые вростки в крупных зернах авгита. Плагиоклаз в большинстве случаев буроват в проходящем свете и полностью альбитизирован; редко можно встретить андезин. Лишь в одном пластовом покровном диабазе встречены исключительно свежие лабрадоры и даже битовниты (№ плагиоклаза 72 до 88). CNg авгита во всех диабазах колеблется от 36 до 42°; $2v$ от 50 до 57°; чаще 54°. Все диабазы очень богаты хлоритом, среднее содержание которого доходит до 19%; хлорит всегда в виде зеленых, заметно плеохроирующих скоплений то мелкоагрегатных, то более крупнолистоватых; характеризуется аномальными темносиними цветами интерференции и в одном диабазе показывает следующие свойства: преломление $1{,}603 < n < 1{,}608$; $Ng - Np = 0{,}0035$; по этим признакам хлорит относится к пеннину. Вместе с хлоритом всегда встречается заметное количество пластинчатых или радиально-лучистых агрегатов цеолита. Иногда цеолит в проходящем свете буроват от пелитизации, подобно вторичным альбитом; местами цеолит замещает плагиоклаз. По оптическим

свойствам некоторые цеолиты относятся к томсонитам ($Ng-Np=0{,}0194$; $1{,}526>Ng>1{,}520$; $1{,}506>Np>1{,}502$). Чаще же они представлены ломонтитом и мезолитом. Цеолиты вместе с хлоритом выполняют промежутки между другими минералами породы и поэтому их, как и хлориты, нужно считать минералами эпимагматической или поздне-магматической фазы кристаллизации диабазовой магмы. В лабрадоровом диабазе плагиоклаз исщерен тончайшими жилками анальцима. Рудный минерал представлен в виде характерных скелетных зерен ильменита, иногда переходящего в лейкоксен; количество ильменита в разных диабазах колеблется от 2,5% до 6,5%. Характерно, что ильменит часто содержит включения идиоморфных зернышек плагиоклаза, иногда зерен пироксена, что указывает на выделение ильменита после плагиоклаза и авгита. В некоторых диабазах встречаются тонкие иголочки апатита, пронизывающие плагиоклазовые кристаллы.

В нижеприводимой таблице даны результаты подсчета количественно-минералогического состава описанных диабаз-порфиритов.

Количественно-минералогический состав диабазовых порфиритов

Таблица 5

Образец № 238		Образец № 246	Образец № 247		Образец № 257	
Плагиоклаза 53,4% Пироксена 6,8 Хлорита 19,6 Ильменита 6,5	86,3%	Плагиоклаза 58,45% Пироксена 15,3 Хлорита 19,2 Ильменита 4,8 Цеолита 2,5 Апатита 1%	Плагиоклаза 42,9% Пироксена 12,7 Хлорита 14,8 Цеолита 3,5 Смесь цеолита и хлорита 2,0 Ильменита 4,5	80,3%	Плагиоклаза 73,4% Пироксена 6,5 Хлорита 5,4 Цеолита 6,0 Ильменита 2,0	92,3%
Основная масса, состоящая из хлорита, цеолита и мелких кристаллов плагиоклаза—17%			Основная масса состоящая из микролитов плагиоклаза, пироксена, хлорита и цеолита 19,7%		Мелкозернистая масса, состоящая из плагиоклаза, и пироксена—6,7%	

Таблица показывает, что мелкозернистая основная масса в этих породах присутствует в незначительном количестве, и поэтому они по структуре ближе стоят к равномернозернистым, чем порфировым диабазам.

Бросается в глаза также низкое содержание в них пироксена, но если учесть высокое содержание хлорита, играющего в диабазах роль темного силиката, станет понятным, что эти породы не имеют особенно лейкократового облика.

Порода № 238 у сел. Патара Гупта описана Б. Залесским и В. Петровым [166], которые отмечают в ней лабрадор № 59, авгит с $2v = +52°$, $CNg = 38°$ и травяно-зеленый хлорит из ряда клинохлора с $Ncp = 1.63$. Они также указывают на сильную альбитизацию и серицитизацию лабрадора.

Химические анализы этих пород (табл. 9, анал. №№ 22 и 23) показывают, что они являются более основными, чем средний диабаз по Дели и по Левинсон-Лессингу. Это наглядно видно на приводимых ниже магматических формулах.

I. 1.99 $\overline{RO}:R_2O_3:3.8\ SiO_2$; $\alpha = 1.52$; $R_2O:RO = 1:9.23$
II. 1.75 $\overline{RO}:R_2O_3:3.6\ SiO_2$; $\alpha = 1.51$; $R_2O:RO = 1:8.88$
III. 2.71 $\overline{RO}:R_2O_3:4.84SiO_2$; $\alpha = 1.69$; $R_2O:RO = 1:6.8$
IV. 2.5 $\overline{RO}:R_2O_3:4.2\ SiO_2$; $\alpha = 1.02$; $R_2O:RO = 1:6.2$

I—порода № 247, II—порода № 257, III—магматическая формула среднего диабаза по Дели [126], IV—средняя магматическая формула диабазов по Левинсон-Лессингу [226].

Приведенные магматические формулы показывают, что наши диабазы отличаются от среднего диабаза меньшим значением: 1) коэфициента кислотности, 2) коэфициента $\overline{RO}$ и 3) отношением $R_2O:RO$.

Кварцевые диабазы были встречены в диабазовой свите ущелья р. Паца в 4 местах. В двух случаях кварцевые диабазы образуют верхние части мощных покровов бескварцевых диабазов (шл. № 243 и 258), остальные же два встречаются в виде самостоятельных пластовых покровов.

Породы №№ 243 и 258 являются плотными, весьма тонкозернистыми серого или темносерого цвета и представлены альбитовыми разностями. Под микроскопом видна мелкозернистая офитовая структура; промежутки между тонкими лейстами плагиоклаза выполняются свежими зернами бесцветного или слегка буроватого авгита и радиально-лучистыми агрегатами хлорита. Плагиоклаз представлен альбитом и в проходящем свете имеет красновато-бурую окраску от пелитизации, характерную для вторичных альбитов. Цеолит присутствует в небольшом количестве и ассоциируется с хлоритом или замещает пироксен. Апатита и ильменита очень мало. Кварц образует зажатые между плагиоклазами мелкие, ксеноморфные зерна. Количество кварца в породе, по подсчетам в шлифе, доходит до 6,3%.

Кварцевые диабазы, представленные образцами № 242 и № 249, являются крупнозернистыми лабрадоровыми диабазами, плагиоклаз которых, как по составу, так и по свежести резко отличается от плагиоклаза вышеописанных кварцево-альбитовых диабазов.

Под микроскопом породы характеризуются офитово-порфировой структурой, но в шлифе № 242 пироксен и плагиоклаз почти не отличаются друг от друга по степени идиоморфизма и структура приближается к габбровой.

Плагиоклаз представлен призматическими или таблитчатыми, зональными, свежими, лишь в центральной части слабо серицитизированными зернами. По составу соответствует лабрадору, но доходит и до битовнита (от № 62 до 80).

Пироксен образует свежие крупные зерна большей частью бесцветные, иногда слегка буроватые. В породе № 242 встречаются радиально-лучистые агрегаты цеолита, которые в породе № 249 отсутствуют. Хлорит в виде пластинчатых и радиально-лучистых агрегатов, причем в породе № 249 определенно образован по биотиту. Биотит встречается в породе № 249 в виде мелких листочков характерной формы; он зажат между короткопризматическими зернами плагиоклаза; часто окаймляет зерна кварца, иногда же включен в них. Биотит и кварц выделились почти одновременно в самую последнюю стадию кристаллизации породы.

Кварц в породе № 242 присутствует в незначительном количестве—всего 0,08%, а в породе № 249—в количестве 5,8%; в обоих случаях образует мелкие зерна, сидящие в промежутках между другими минералами.

Ниже приводится таблица количественно-минералогического состава кварцевых диабазов.

Таблица 6

№ 243	№ 258	№ 242	№ 249
Плагиоклаза 47%	56,2 %	Плагиоклаза 49,5%	55,9
Пироксена 19,6	14.1	Пироксена 30,0	16,4
Хлорита 20,7	14.3	Биотита—	3,5
Ильменита 6,9	8,6	Хлорита 10,3	8,1
Кварца 6,2	6.4	Цеолита 4,5	—
		Ильменита 5,3	10,1
		Кварца 1,06	

Кварцевые диабазы, кроме ущелья р. Паца, были встречены еще в 2-х местах: 1) в ущелье р. Джоджора, против устья р. Чордула, в виде покрова мощностью 10 *м*, среди сланцев и песчаников, 2) на южном склоне г. Сырх-Леберта. Обе породы содержат небольшое количество первичного биотита и характеризуются интенсивной кальцитизацией и хлоритизацией пироксена.

В таблице 9 приведены 3 химических анализа наших кварцевых диабазов (анал. № 25, 26, 27); анализы показывают, что по химическому составу кварцевые диабазы разделяются на две группы: кварцево-альби-

товые диабазы содержат больше—SiO_2 чем средний тип нормальных диабазов (№ 243—55,99%, коэфициент кислотности $\alpha=2,07$; № 258—54,58%, $\alpha=1,97$);кварцево-лабрадоровый же № 249 содержит SiO_2 в количестве нормальном для диабазов, а именно SiO_2—48%, $\alpha=1,52$; важно отметить, что содержание кварца в этих породах почти одинаковое. Средняя магматическая формула кварцевых и бескварцевых диабазов ущелья р. Паца не отличается от магматической формулы среднего типа диабаза по Дели; так, например, для кварцевого диабаза № 258 $\alpha=1,97$; для бескварцевого диабаза № 257—$\alpha=1,51$; средняя из них $\alpha=1,74$; средний диабаз по Дели $\alpha=1,62$.

Причины появления кварца в диабазах подробно разобраны в одной из наших работ [127] и поэтому здесь лишь вкратце приведем некоторые выводы по этому вопросу.

1. Кварцевые диабазы № 243 и № 258, представляющие верхние части мощных пластовых покровов лабрадоровых диабазов, являются результатом диференциации нормальной диабазовой магмы и поэтому средний химический состав кварцевых и бескварцевых разностей вполне соответствует нормальному диабазу.

2. В кварцево-биотитовых диабазах образование кварца вызвано фракционной кристаллизацией и выделением в самую последнюю стадию биотита, вместо щелочных полевых шпатов и пироксена, что вызвало освобождение части SiO_2 и ее кристаллизацию в виде свободного кварца [Боуен, 55]. В пользу этого говорят: а) нормально-диабазовый состав этой породы, б) кристаллизация биотита после плагиоклаза и пироксена, в) наличие кварца в незначительном количестве в виде последнего продукта кристаллизации.

Анальцимовый диабаз. Анальцимовый диабаз в виде межпластового покрова мощностью около 15 м был встречен в ущелье р. Паца лишь в одном месте. Макроскопически порода темнозеленого цвета и не отличается от остальных диабазов.

Под микроскопом офитово-порфировая структура, иногда с пойкилоофитовым прорастанием плагиоклаза пироксеном.

Мелкозернистая масса составляет лишь 29,5% шлифа и состоит из короткопризматических палочек плагиоклаза и небольшого количества хлорита и цеолита. Фенокристаллы представлены крупными кристаллами зонального лабрадора № 63—68 (около 40% шлифа), крупными ксеноморфными, совершенно свежими и бесцветными зернами авгита $C\ Ng=42°$; $Ng-Np=0,027$; $2v=+54°$,(около 8% шлифа). Хлорит образует крупнолистоватые агрегаты, а также неправильной формы мезостазис, составляя около 12% шлифа. Анальцим заполняет промежутки между плагиоклазами в виде несомненно первичного минерала, но в шлифе присутствует лишь в ко-

личестве 5,4%; кроме анальцима встречается также радиально-лучистый цеолит в количестве до 2%. Ильменит в виде характерных скелетных зерен, в количестве до 5%.

Судя по приведенному описанию эта порода отличается от нормальных лабрадоровых диабазов данного разреза лишь наличием анальцима.

По химическому составу порода также не отличается от них (табл. 9, анал. 28); магматическая формула анальцимового диабаза имеет следующий вид: 1,62 $RO:R_2O_3:3$, 98 SiO_2; $\alpha=1,70$; $R_2O:RO=1:6,32$.

Таким образом, данная порода представляет почти нормальный диабаз лишь с незначительным содержанием анальцима. Можно сказать, что и присутствие анальцима также не является резким отличительным признаком, так как в большинстве вышеописанных диабазов присутствует томсонит и другие цеолиты в количестве от 2 до 5% в виде позднемагматического выделения вместе с хлоритом.

Диабаз хребта Чутхаро. Совершенно другой характер имеет диабаз из диабазо-порфиритовой свиты хр. Чутхаро. Как было указано при описании разреза, здесь встречается повидимому, пластовое диабазовое тело, в нижней части плотное (обр. № 1), в середине зернистое (обр. № 2), а по простиранию в сторону выклинивания, переходящее в порфирит (обр. № 4). Ниже приводится описание указанных образцов.

Образец № 1 представляет собой кальцитизированный альбито-хлоритовый диабазо-порфирит с офитово-порфировой структурой; порода состоит из лейст сравнительно свежего прозрачного альбита, в промежутках между которыми помещается бледнозеленый, почти изотропный хлорит и мелкозернистый кальцит. Крупные фенокристаллы представлены также бесцветными альбитами, трещины которых выполнены хлоритом; часто альбит испытывает интенсивное замещение кальцитом. Хлорит иногда образует включения в альбите. Много мелких зерен ильменита, перешедших в сфен. Попадаются мелкие сферокристаллы халцедона (миндалины).

Образец № 2, из центральной части, состоит из кварца, хлорита, кальцита, серицита и мусковита. Кварц образует неправильные, часто агрегатные зерна и оставляет впечатление гидрогенного; серицит и мусковит образуют отдельные крупные, резко очерченные скопления, которые, судя по форме, представляют псевдоморфозы по плагиоклазу. Некоторые крупные пластинки мусковита показывают в коноскопе ясную фигуру двуосного, отрицательного минерала с малым 2v. Хлорит бледно-желтовато-зеленоватый, слабо плеохроичный, с чернильно-синими цветами интерференции, часто содержит включения хорошо образованных кристаллов буроватого, слабо плеохроичного минерала с высокими цветами интерференции, с коленчатыми двойниками, со входящими углами около 200°; по-

гасение прямое; повидимому рутил; встречаются крупные скелеты, по краям перешедшие в рудный минерал, а в середине замещенные кальцитом. Судя по их шестиугольным очертаниям, они повидимому представляют собой опацитизированную роговую обманку. В кварце и хлорите рассеяны тонкие, игловидные кристаллы апатита, редко с хорошо развитыми конечными гранями.

Порода, повидимому, представляет альбитовый диабаз, измененный гидротермальными процессами.

Образец № 4 характеризуется порфировой структурой. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза и хлоритизированного базиса; микролиты почти нацело хлоритизированы и иногда замещаются сравнительно крупночешуйчатым серицитом.

Фенокристаллы представлены крупными альбитами, которые интенсивно замещаются кальцитом и серицитом. В шлифе много эпидота в виде небольших скоплений или отдельных зерен в основной массе или в плагиоклазах. Часто встречаются хлоритово-кальцитовые миндалины; некоторые миндалины выполнены кварцем и пренитом совместно с хлоритом; кое-где попадается эпидот.

Приведенные описания показывают, что на г. Чутхаро имеем покров альбитового диабаза, который по своему геологическому положению и петрографическому характеру представляет аналог эффузивных спилитов, описанных выше.

Таким образом, среди диабазов, принимающих непосредственное участие в сложении порфиритовой серии, следует различать два основных типа: 1) альбитовые или спилитовые диабазы, представляющие диабазовую фацию спилитобой фазы среднеюрского эффузивного вулканизма и 2) лабрадоровые диабазы, образующие соответственно диабазовую фацию авгито-лабрадоровых порфиритов. Детальнее на этом вопросе остановимся в главе о диабазах.

6. Кислые породы в порфиритовой серии.

В количественном отношении в составе порфиритовой серии кислые породы играют резко подчиненную роль. Они представлены в виде даек разной мощности, покровов и в виде кластического материала и встречаются в основном в трех районах: 1) Кударо—Цона—Сырх-Леберта, 2) бассейн р. Лопанис-Цхали и 3) бассейн р. Гализги.

Характерной чертой для всех этих пород является наличие в их составе исключительно кислого плагиоклаза рада альбит-олигоклаза от альбита до олигоклаза. Кварц присутствует во всех разновидностьях, если не в виде фенокристаллов, то в основной массе обязательно. Поэтому все разнообразие этих пород правильнее разбить на две группы: 1) содержащие значи-

тельное количество калишпата, видимого под микроскопом или обнаруживаемого в основной массе с помощью химического анализа и 2) не содержащие значительного количества калишпата; первую группу мы объединяем под названием кварц-порфиров, а вторую—кварцевых альбитофиров. Некоторые породы по химическому составу соответствуют трахидацитам, то-есть минералогически являются альбитофирами, но химически показывают сравнительно с дацитами повышенное содержание K_2O. Они образуют переходный тип от альбитофиров к кварц-порфирам.

Кварцевые порфиры. К ним относятся описанные в работе А. А. Флоренского и Г. Барсанова дайки в порфиритовой серии бассейна р. Лопанис-Цхали, называемые ими кварцевым порфиром и кварцевым ортофиром.

Первая порода, образующая дайку у сел. Коди, макроскопически светло-розового цвета. Под микроскопом—основная масса фельзитовая. Фенокристаллы кварца, в виде причудливых скелетных зерен, весьма редки; от очень редких фенокристаллов полевого шпата остались лишь очертания, так как полностью заполнены смесью альбита и каолина. Анализ (таб. 9, анал. 49) показывает содержание SiO_2—75,65% и K_2O—3,9%. Последнее нужно относить за счет значительного количества калишпата в фельзитовой основной массе; поэтому породу правильнее называть кварц-порфиром.

Вторая порода встречается в виде дайки в 0,5 *км* от сел. Гвиргвина; она плотная, фиолетового цвета. Под микроскопом—микрогранитовая основная масса из зерен калиевого полевого шпата, редко альбита; много ксеноморфных зерен кварца. Фенокристаллы—полностью каолинизированный плагиоклаз. Анализ (таб. 9, анал. № 48) породы соответствует кварцпорфиру $SiO_2=81,16\%$ и $K_2O=6,08\%$.

Кварцевый порфир встречен по р. Б Махме в виде согласно залегающего с вмешающими отложениями тела, но в поле, по условиям залегания, трудно установить имеем здесь покров или пластовую жилу. Порода зеленовато-белая с видимыми фенокристаллами кварца Микроскопически — бесцветная или слегка зеленоватая основная масса, с ясно выраженной флюидальной текстурой; состоит из мельчайших неправильных зерен, по-видимому калишпата; имеются также волокна и неправильные участки почти изотропного хлоритоподобного минерала с низкими цветами интерференции. Фенокристаллы представлены крупными и мелкими водяно-прозрачными зернами кварца, чаще идиоморфными, иногда с неправильными, обломанными краями. Корродированность основной массой выражена хорошо; часты включения основной массы в кварце. Полевой шпат представлен слегка серицитизированным, мутноватым альбитом и идиоморфными зернами свежего или слегка пелитизированного, часто пертитового кали-

шпата. Для этой же породы Г. П. Агалин [6] приводит измерение калишпата, по его данным санидина, со следующими константами:

$$\perp (001)\begin{cases} Ng-89-90^\circ \\ Nm-6^\circ \\ Np-84^\circ \end{cases} \quad -2v=36^\circ \text{ до } 46^\circ \text{ в трех зернах.}$$

Биотит в виде крупных и мелких листочков, большей частью сильно изогнутых и сдвинутых как в доль, так и поперек спайности; часто содержит включения циркона. В породе встречены 3—4 обломка порфирита с грязно-бурой и буровато-черной основной массой: размеры их до 1 *мм*. Эти обломки несомненно принадлежат байосским порфиритам.

Наличие следов давления в процессе кристаллизации породы, выражающееся изогнутостью и сдвигами в биотитовых фенокристаллах, разломами и сдвигами в кварцевых фенокристаллах, в которых образующиеся трещины выполнены основной массой, указывают на внедрение этой лавы в байосскую свиту в период складчатости последней, так как аналогичных явлений в байосских породах нигде не заметно. Наличие признаков давления в этих кварцпорфирах отмечает и Г. П. Агалин.

Д. С. Белянкин и В. П. Петров [50] высказываются за близость этой породы с неоинтрузивами и ее более молодой, послеюрский возраст. Наши наблюдения подтверждают в основном эти соображения, но мы не можем согласиться с взглядом о послеюрском возрасте породы. Она, по нашему мнению, являясь жильной фацией батских гранодиоритовых интрузий, внедрилась в порфиритовую серию в период складчатости последней, т. е. в батское время.

Необходимо отметить, что Г. П. Агалин [6] показывает в описании этой породы андезин № 35, приводя измерение на Федоровском столике, не указывая при этом характер преломления плагиоклаза—ниже или выше канадского бальзама. Нами в этой породе встречен исключительно альбит. Возможно, что Г. П. Агалин не учел характер преломления плагиоклаза и принял альбит за андезин (координаты $\perp(010)$ у них ведь одинаковые).

К кварцевым альбитофирам должен быть отнесен покров из Юго-Осетии около г. Вал-Хох. Макроскопически—светлосерая или беловато-серая порода с многочисленными мелкими порами, выполненными кварцем; много белых вкрапленников альбита. Микроскопически—в проходящем свете—красновато-бурая основная масса состоит из альбитовых лейст, промежутки между которыми выполнены мелкими зернами кварца; аморфный базис, повидимому, отсутствует. Шлифы из разных участков покрова показывают структуру основной массы от микрогранитовой до фельзитовой. Агрегатного строения кварц выполняет пустоты; кварц же бипирамидального габитуса в виде фенокристаллов, встречается редко. Плагио-

клазовые фенокристаллы представлены заметно серицитизированными альбитами № 2—4. В некоторых шлифах наблюдаются отдельные зерна эпидота. По химическому составу (табл. 9, анал. № 44) порода близка к липарито-дацитам, так как содержит SiO_2 — 72% и K_2O — 2,98, то-есть потенциального калишпата не вполне достаточно для отнесения породы к настоящим кварц-порфирам. Ее магматическая формула

$0.8\,\overline{RO}:R_2O_3:9.89\,SiO_2;\ \alpha=3.65;\ R_2O:RO=1.86:1$

Кварцевые альбитофиры. В первую очередь сюда относится описанная А. А. Флоренским и Г. Барсановым [366] порода из бассейна р. Лопанис-Цхали, выше с. Гвиргвина, образующая ряд даек в порфиритовой серии. Цвет зеленоватый или светлосерый с видимыми вкрапленниками кварца. Микроскопически—фельзитовая основная масса. Фенокристаллы—частично резорбированный кварц и нацело каолинизированный и кальцитизированный полевой шпат. Из темных минералов встречен биотит и некоторое количество хлорита. Химический анализ (табл. 9, анал. № 51) показывает SiO_2—72,2% и K_2O—1,94%, что подтверждает дацитовый, а не липаритовый состав магмы, давшей породу; поэтому ее правильнее называть кварцевым альбитофиром, а не кварцевым порфиром.

Маломощные дайки альбитофиров в порфиритовой серии встречены в Джавском районе в 5 местах: их мощность колеблется от 3 до 5 *м*. 2 дайки находятся у сел. Свипгур, по р. Хардисар-Дону, 2—по р. Натепура в 2-х *км* на ЮЗ от Квайсского месторождения и 1 дайка—в сел. Цона, где она сечет роговообманковые порфириты. Макроскопически—плотные, светлосерые, иногда с фиолетовым или розоватым оттенком породы с белыми или слегка розоватыми фенокристаллами полевого шпата. Микроскопически характеризуются порфировой структурой и андезитовой или микродиоритовой основной массой; в первом случае базис фельзитовый; в основной массе встречаются мелкие зерна кварца, часто с зазубренными контурами. Хлорит встречается лишь в некоторых шлифах, иногда в виде идиоморфных плеохроичных листочков, повидимому, образовавшихся по биотиту. Фенокристаллы представлены слегка серицитизированными и пелитизированными альбитами или олигоклаз-альбитами от № 8 до № 18. В небольшом количестве встречаются идиоморфные крупные зерна апатита. При общей свежести этих даек, иногда встречается заметная кальцитизация их.

Химические анализы двух образцов (№ 181 и 182) из даек показывают содержание SiO_2—61,1—65,6% и K_2O—1.88—2,51% (табл. 1, анал. №№ 42 и 43), что соответствует дацитовому составу.

Дайка альбитофира мощностью 60—70 *м* выходит среди пород порфиритовой серии на г. Сырх-Леберта; к западу и востоку она постепенно вы-

клинивается. Простирание дайки СЗ 320°, почти согласное с простиранием вмещающих туфобрекчий, падение близкое к вертикальному. Макроскопически—светло-буровато-серая или розовато-серая порфировая порода, в центральной части дайки зернистая, на периферии же плотная. Микроскопически—образцы из центральной части (обр. № 202) имеют полнокристаллически—порфировую структуру, причем основная масса преобладает над фенокристаллами и состоит из короткопризматических зерен слегка пелитизированного альбита, в промежутках между которыми находятся хлорит и кварц. Хлорит как бы ксеноморфен, но часто дает и правильные листочки и включения в альбите; в некоторых листочках хлорита сохранились буроватые цвета в схеме плеохроизма; этот факт, а также наличие в породе частично хлоритизированного биотита и включения апатита и циркона в хлорите говорят за образование всего хлорита породы путем изменения биотита. Фенокристаллы альбита также, как и микролиты, в проходящем свете красновато-буроваты от пелитизации, по составу колеблются между № 1 и № 9. Встречаются зерна магнетита и апатита.

В висячем и лежачем боках (обр. № 212) порода имеет стекловато-микролитовую основную массу, богатую скелетообразными формами магнетита, фенокристаллы и здесь представлены буроватым альбитом.

По химическому составу (табл. 9, анал. №№ 45 и 46) эти породы не отличаются от дацитов. Содержание SiO_2 в них 63, 11 и 66, 68%, а K_2O соответственно 2,51 и 2,61%. Ниже приводим магматические формулы этих пород и для сравнения магматические формулы средних типов дацитов.

Образец № 202 центральная часть дайки

$0.78\ \overline{RO} \cdot R_2O_3 : 5.15\ SiO_2$; $\alpha = 2.72$; $R_2O : RO = 1 : 1.04$;

Образец № 212 периферия дайки

$1.05\ \overline{RO} : R_2O_3 : 6.16\ SiO_2$; $\alpha = 3.03$; $R_2O : RO = 1 : 1.03$;

Средний дацит из 90 анализов, по Дели

$1.28\ \overline{RO} : R_2O_3 : 6.27\ SiO_2$; $\alpha = 2.83$; $R_2O : RO = 1 : 1.32$;

Средний дацит по Левинсон-Лессингу

$1.25\ \overline{RO} : R_2O_3 : 6.33\ SiO_2$; $\alpha = 3.02$; $R_2O : RO = 1 : 1.15$.

Из приведенных магматических формул видно, что породы дайки отличаются от типичных дацитов лишь большей величиной отношения $R_2O : RO$, что вызвано альбитизацией пород дайки; в остальном наблюдается полное сходство. Поэтому, как эти, так и предыдущие породы мы считаем за дациты, андезиновый плагиоклаз которых испытал альбитизацию.

Биотитовым кварцевым порфиром оказалась порода по р. Хели-кваре в Ткварчели около шахты № 2, залегающая в зоне разрыва между порфиритовой серией и угленосной толщей. Порода сильно раздроблена. Микро-

скопически грязно-серовато-бурая, полностью оглинившаяся непрозрачная масса, лишь местами показывает признаки слабой раскристаллизации. В ней наблюдаются разнообразной формы пустоты, то овальные, то сферические, то удлиненные или дугообразные, которые выполнены вторичным кварцем. Фенокристаллы представлены заметно серицитизированным альбитом, крупными кристаллами кварца и листочками биотита. В кварце часты бухточки и включения основной массы. Биотит в виде небольших свежих листочков со слабыми следами волнистости с частыми включениями зерен апатита и циркона. Некоторые альбитовые фенокристаллы частично замещены кальцитом.

Наличие альбитофиров в низах порфиритовой серии отмечает Г. Р. Чхотуа для Абхазии, но описаний этих пород он не дает [382].

Этим исчерпываются сведения о кислых породах в порфиритовой серии. Как видим, они имеют незначительное распространение и встречаются чаще в виде даек, никогда не секущих формации моложе порфиритовой серии, и гораздо реже в виде покровов (?). В последнем случае покровная форма залегания не всегда доказана с несомненностью.

7. К вопросу о гиперстеновых порфиритах в юрской вулканогенной толще

Г. П. Агалин [6] из материала Мокринского описывает гиперстеновый порфирит со стекловатой основной массой и микротиновыми лабрадорами. Такие же породы встречены нами в бассейне р. Мокви всего в 4-х местах. Везде, где ясно видно залегание, они расположены согласно с вмещающими туфогенными породами байоса, от которых резко отличаются своим черным базальтовым цветом и исключительной свежестью. Под микроскопом—гиалопилитовая серовато-буроватая основная масса со стекловатым базисом и тончайшими микролитами плагиоклаза и зернами магнетита. Погасание $\perp$ РМ в микролитах $=20—25°$, плагиоклаз № 50—53.

Фенокристаллы плагиоклаза количественно преобладают над пироксенами. Они совершенно свежие, микротиновые, часто содержат зонально расположенные включения основной массы. Зональность плагиоклаза хорошо представлена; количество зон доходит до 10; иногда в плагиоклазе наблюдаются включения пироксена. Измерение на столике Федорова дало № 84 и № 95 в разных шлифах.

Пироксены—совершенно свежие, идиоморфные зерна, бесцветные или слегка буроватые, в большинстве случаев с низкими цветами интерференции и лишь два зерна имеют высокие цвета. Погасание чаще прямое; угол косого погасания редко доходит до 26°. $2v$ измеренный на Федоровском столике $=-65°$. Ясно, что имеем дело с гиперстеном. Наряду с гиперстеном имеется и моноклинный пироксен с $CNg=40°$.

Химический анализ породы показывает ее принадлежность к андезито-базальтам; ее магматическая формула:

1.3 $\overline{RO} : R_2O_2 : 3.9\ SiO_2$; $\alpha = 1.83$: $R_2O \cdot RO = 1 : 6.12$

Гиперстеновые лавы в пределах Закавказья известны лишь послесарматского возраста.

В порфиритовой серии неизвестно ни одного случая нахождения ромбического пироксена. Нами из порфиритовой серии разных районов Грузии описано несколько тысяч шлифов, но порфириты с ромбическим пироксеном не встречены. Большое количество байосских пород просматривал также Г. М. Смирнов за период своей многолетней петрографической деятельности в Закавказье и ни одного зерна ромбического пироксена в них не находил. Не встречаются ромбические пироксены и в породах эоцена. Но зато постплиоценовые лавы Грузии, как правило, характеризуются ромбическим пироксеном.

Исходя из сказанного, а также исключительной свежести авгито-гиперстеновых андезито-базальтов, резко выделяющей их от зеленокаменных пород порфиритовой серии, мы считаем, что эти гиперстеновые породы являются не юрскими, а постплиоценовыми.

А. Н. Соловкин [327] также описывает гиперстеновую породу из порфиритовой серии Курдистанского района, но отмечает исключительную свежесть породы и ее кайнотипный облик. Повидимому, и здесь имеем случай внедрения молодых гиперстеновых пород в порфиритовую толщу.

8. Кластические породы порфиритовой серии

В составе порфиритовой серии кластические породы играют существенную роль, резко преобладая над массивными породами—лавовыми образованиями. Характерен в этом отношении подсчет, проведенный для определенного участка Джавского района Б. В. Залесским, В. П. Петровым и Б. П. Беликовым, по которому туфы, туфобрекчии и туфопесчаники составляют 70% [168]. Наши наблюдения показывают, что в полосе развития порфиритовой серии встречаются такие районы, которые сложены почти исключительно кластическими породами, при полном отсутствии лав. Но, с другой стороны есть районы, где лавы играют значительную роль и на определенных небольших участках даже преобладают над туфами. На приведенной ниже карте (рис. 3), схематически показаны площади со значительным развитием лав и площади, где лавы играют ничтожную роль. К первым относятся бассейны рек: Джеджора, Паца, Рицеули, ущелье р. Цхенис-Цхали от Зуби до Окурешн и хребет Чутхаро. Ко вторым следует относить ущелье р. Риони от сел. Твиши до Жонети, северную периферию Дзирульского массива—бассейны р. Дзирула и Картнаула, верховья р. Гализги, бассейны рек Мокви и Бзыби.

Как видно из этого перечня вулканическая активность в байосское время была не одинаково интенсивной во всем бассейне байосского моря. Можно сказать, что в некоторых районах вулканические извержения совсем не имели места и эти районы питались материалом из вулканических центров, расположенных в районах первой группы. Такое допущение вполне логично, так как несомненно мощные байосские вулканы характеризовались широким ореалом рассеяния пирокластического материала.

Кластические породы порфиритовой серии до сих пор были изучены весьма недостаточно. Петрографы описывали лавы и дайки, а кластолиты оставались без внимания. Этим объясняется, например, весьма краткая и неполная характеристика кластических пород порфиритовой серии в «Петрографии Грузии», так как авторам вероятно не удалось найти больше материала по кластолитам средней юры. Этим породам посвящена глава под названием «туфогенные породы».

Поэтому считаем нужным привести классификацию кластических пород порфиритовой серии с их краткой характеристкой.

Материал, слагающий кластические породы порфиритовой серии в основном двоякого происхождения: 1—пирокластический—выброшенный вулканами рыхлый материал и 2—терригенный—материал размыва суши.

Последний, то-есть терригенный, с точки зрения источника материала, был связан с тремя различными питающими областями: с одной стороны имелась Грузинская глыба, которая к северу распространялась дальше, чем современные контуры Дзирульского массива и была сложена главным образом кислыми интрузивными или, в меньшей мере, эффузивными породами; с другой стороны были многочисленные вулканические острова в байосском море, размыв которых давал обильный материал для образования осадков.

Третьим источником были кордильеры в Кавказской геосинклинали, продукты размыва которых по петрографическому составу в основном должны были быть сходными с материалом сносимым с Грузинской глыбы.

Исходя из этого, по характеру слагающего материала, в порфиритовой серии выделяются кластические породы трех групп:

1. Пирокластолиты—собственно туфы и туфобрекчии.

2. Терригенные кластолиты, представленные разнообразными песчаниками и

3. Туфогенные кластолиты, образованные в результате смешения материала первых двух групп.

Таким образом классификация кластолитов порфиритовой серии принимает следующий вид:

I. Пирокластолиты.
- Псефитовые
  1. Туфобрекчии
  2. Лавовые брекчии
- Псаммитовые
  1. Кристаллические туфы
  2. Агломератные „
  3. Агломератно-кристаллические туфы
  4. Витрокластические „
  5. Стекловато-кристаллические „
- Пелитовые—Туфы и туфосланцы.

II. Терригенные кластолиты
- Псаммитовые
  1. Аркозовые песчаники
  2. Граувакковые песчаники
  3. Аркозово-грауваковые песчаники

III. Туфогенные кластолиты—туфогенные песчаники.

Приведем краткую характеристку каждой группы в отдельности.

I. В пирокластолитах виды и разновидности выделяются не по минералогическому составу, а по структурным признакам, так как по составу они соответствуют тем порфиритам, излияния которых сопровождают.

а) Туфовые и лавовые брекчии главным образом бывают спилитового и авгито-лабрадорового состава, гораздо реже роговообманково-лабрадорового и плагиоклазового. Характерно, что обломки в этих брекчиях чаще представлены мандельштейновыми порфиритами.

б) Кристаллические туфы—микроскопически плотные, мелко- или среднезернистые породы; состоят из угловатых обломков плагиоклаза и авгита; в незначительном количестве присутствуют мелкие обломки порфиритов. Размеры обломков чаще 0,1—1 *мм*. Цемент—пелитовый туфовый материал, хлоритовый, глинистый, иногда частично замещенный кальцитом.

в) Агломератные туфы—макроскопически плотные, в случае выветривания рыхлые зернистые породы; состоят из угловатых обломков разнообразных порфиритов; обломки минералов в незначительном количестве. Цемент пелитовый—туфовый материал, иногда замещенный кальцитом. Размеры обломков 1—5 *мм;* иногда дают переходы к мелкообломочным брекчиям. Самый распространенный тип среди туфов порфиритовой серии.

г) Агломератно-кристаллические туфы состоят из обломков порфиритов и обломков минералов почти в равных количествах, то-есть, представляют результат смешения материала двух предыдущих типов. Вместе с агломератными туфами играют главную роль в пирокластолитах порфиритовой серии.

д) Витрокластические (витрофировые, стекловатые) туфы состоят из характерной формы обломков вулканического стекла, которое почти всегда полностью хлоритизировано. Из псаммитовых туфов они самые мелкозер-

нистые и характеризуются малым распространением. Следует отметить, что некоторые слои таких туфов целиком замещены цеолитами (напр., по р. Картнаула два слоя, мощностью по 0,15 *м* каждый, целиком состоит из цеолита) или глинистым минералом—бейделитом (Жонети—Патара-Самамлия). Такое равномерно распространенное по всему слою замещение вулканического стекла, несомненно, является результатом гальмиролиза.

е) Стекловато-кристаллические туфы состоят из обломков вулканического стекла и мелких угловатых обломков плагиоклаза и авгита. Являясь разновидностью предыдущей группы, они в порфиритовой серии встречаются также редко, как и витрокластические туфы.

ж) Пелитовые туфы и туфосланцы макроскопически представлены серыми или синевато-серыми, иногда черными породами, похожими на плотные глины, аргиллиты или глинистые сланцы; светлосерая разновидность в поле может быть принята и за мергель, если нет под рукой HCl. Под микроскопом пелитовые туфы обнаруживают мелкообломочную структуру и состоят из мельчайших обломков плагиоклаза и пироксена и чешуек хлорита. Цементирующий материал очень тонкий, иногда пеплового характера, но, чаще нельзя установить ни состава, ни структуры цемента, представляющего в этом случае по всей вероятности, вулканическую грязь, образованную путем смешения тончайшего пепла с парами воды во время островных извержений вулканов. Эти породы очень распространены в порфиритовой серии.

II. Терригенные кластолиты представлены несколькими разновидностями полимиктовых песчаников:

а) Аркозовые песчаники—макроскопически плотные, зернистые, большей частью розоватые породы. Микроскопически состоят из угловатых или слегка окатанных зерен, представленных кварцем, пертитовым микроклином или ортоклазом, обломками альбита, олигоклаза или, редко, более основного плагиоклаза и листочков биотита. Иногда в незначительном количестве попадаются мелкие окатанные обломки порфиритов. Такие, чисто аркозовые песчаники мало распространены в порфиритовой серии. Они образовались за счет размыва кристаллических пород Грузинской глыбы. Встречаются, главным образом, в районах Ципларис-Хеви и Жонети, севернее г. Кутаиси, в бассейне р. Дзуса и в окрестностях сел. Чонто по р. Дзирула.

б) Граувакковые песчаники—макроскопически зернистые породы зеленого, темносерого или черного цвета. Состоят из более или менее окатанных обломков порфиритов, реже из обломков плагиоклаза и авгита. Редко попадаются и зерна кварца. В отличие от аркозов, граувакковые песчаники почти совершенно не содержат, или содержат в незначительном количестве, продукты размыва кристаллических пород и состоят исключительно из переотложенного материала пород самой порфиритовой серии.

Граувакковые песчаники играют в составе порфиритовой серии существенную роль. Эти породы геологи и петрографы обозначают разными названиями, как например: туфы, туфогенные песчаники, микробрекчии или намывные туфы. На самом деле граувакковые песчаники представляют собой нормальные осадочные породы и их своеобразный характер объясняется петрографическим составом источника питания бассейна, то-есть береговой полосы и вулканических островов, сложенных порфиритовой серией.

в) Аркозово-граувакковые и граувакково-аркозовые песчаники состоят с одной стороны из зерен кварца, калишпата и листочков биотита и с другой стороны из большей частью окатанных порфиритов, авгита и плагиоклазов, то-есть в образовании этих пород участвуют продукты размыва как кристаллического массива, так и порфиритовой серии. Ясно, что их роль не всегда одинакова, преобладает материал то одного источника, то другого. Поэтому необходимо такие породы с преобладанием материала разных источников различать друг от друга, чтобы соответствующие названия, даваемые петрографами этим породам, имели определенный генетический смысль. По названию песчаника должно быть возможно определить какая часть суши размывалась более интенсивно при образовании этих пород. А. И. Джанелидзе [115] на основании анализа фации, высказал мысль, что в северной части байосского моря, в пределах современной Рачи, должны были находиться участки размыва, повидимому, представленные вулканическими островами, сложенными из пород порфиритовой серии. Изучение петрографического состава порфиритовой серии, проведенное нами, полностью подтверждает эту мысль.

Нет сомнения, что размыв пород порфиритовой серии и кристаллических пород Грузинской глыбы происходил не с одинаковой интенсивностью. В определенные периоды, когда образовались чистые аркозы, имел место интенсивный размыв гранитных пород. Близость массива к бассейну и обилие продуктов размыва обеспечивали максимальную сохранность материала от выветривания, чем и объясняется наличие в аркозовых и граувакково-аркозовых песчаниках свежих листочков биотита, этого весьма малостойкого минерала в условиях зоны выветривания. Бесспорно, что такой интенсивный размыв кристаллического массива в определенный период нужно связывать с известным поднятием Грузинской глыбы. Изученный нами материал пока позволяет отметить одно подобное поднятие, соответствующее периоду отложения горизонта мельничных камней, то-есть пятого снизу горизонта Ципларисхевского разреза.

Продукты размыва порфиритовой серии, в особенности в нижних горизонтах толщи, представлены большей частью окатанным материалом спилитовых пород. Это еще раз подтверждает, что спилитовая фаза была самой ранней и весьма мощной фазой среднеюрского вулканизма в Грузии.

III. Туфогенные кластолиты состоят из первичного туфового и терригенного материалов. Туфовый или первичный пирокластический материал характеризуется свежестью, угловатостью и состоит из обломков плагиоклазов, пироксена и основной массы порфиритов. Терригенный материал представлен зернами кварца и других минералов и играет подчиненную роль. Термины «туфогенная порода» или «туффит» в русской и иностранной петрографической литературе [231] обязательно подразумевают смешение туфового и терригенного материала. Туфогенные породы порфиритовой серии образовались в результате вулканических извержений под водой, близ морского берега или на вулканических островах, когда выброшенный из вулкана пирокластический материал попадал в море, не испытывая сколько нибудь заметной переработки.

На дне моря этот материал смешивался с терригенным материалом. Обильное выбрасывание из вулканов пирокластического материала вызвало его преобладание над терригенным. По нашему мнению, только подобным путем образовавшиеся породы могут называться туфогенными породами и их определение под микроскопом в большинстве случаев не представляет трудности. Туфогенную породу трудно определить лишь в тех случаях, когда ее терригенный компонент представлен не минералами кристаллических пород, а продуктами размыва самой порфиритовой серии. В таком случае туфогенная природа породы узнается путем установления в ее составе, с одной стороны, свежего угловатого, несомненно первичного пирокластического материала и, с другой стороны, окатанных обломков порфиритов, представляющих собой продукты размыва порфиритовой серии.

Отмеченные нами туфогенные породы порфиритовой серии пользуются гораздо меньшим распространением, чем думали до сих пор. По распространению, их можно поставить рядом с туфами и граувакковыми песчаниками.

Такова общая краткая характеристика кластических пород порфиритовой серии, играющих в составе последней значительную роль.

9. Диабазовые породы Главного Кавказского хребта

Диабазовые породы в пределах Главного Кавказского хребта имеют значительное распространение. Они особенно привлекают внимание геологов в тех районах, в которых отсутствуют другие магматические породы и они являются единственными свидетелями имевшей здесь место магматической деятельности. Наблюдениями многих геологов и особенно исследованиями Д. С. Белянкина, Л. А. Варданянца, В. П. Ренгартена, И. Г. Кузнецова установлено, что диабазы приурочены или к древним гранитным массивам или к отложениям лейаса. В отложениях моложе лейаса диабазы не встречаются.

По Л. А. Варданянцу [66] диабазы в лейасовой слацевой толще образуют два пояса—Казбегский и Кахетинский, причем местами насыщенность сланцевых толщ диабазами настолько сильная, что составляет 50% и на карте, даже одноверстной, нет возможности выделить диабазы отдельно. Такие сланцево-диабазовые пакеты и составляют в общей совокупности два вышеназванных пояса.

Петрографическая изученность диабазов. Первые исследования диабазовых пород были выполнены Ф. Ю Левинсон-Лессингом в связи с работами по выяснению геологических условий проектируемой перевальной железной дороги в районе Архотского перевала [225]. Им были изучены диабазы как Чаухского хребта, Гвелис-мта и Чимгис-клде, так и самого водораздельного хребта в пределах истоков р. Хевсурской Арагвы и истоков рек Ассы и Колотани. Из диабазовой формации Чаохи и Рошки автор весьма детально описывает все структурные разновидности встречающихся там пород от среднезернистых диабазов до сильно стекловатых авгитовых порфиритов с миндалевидной структурой. Описана также агломератная лава (таксит) из валунов Рошки.

Диабазовая формация Чимгис-клде, Колотани и Ассы, по автору, содержит кроме пироксеновых диабазов и порфиритов типа Чаухи, уралитовые диабазы и диориты. Под последними Левинсон-Лессинг понимает такие породы из группы диабазов, в которых роговая обманка имеет не уралитовый, а первичный характер. Эти диориты, в отличие от уралитизированных метадиоритов, автор называет настоящими диоритами. Но ознакомление с детальными описаниями «настоящих диоритов» убеждает нас в том, что они также являются уралитовыми диабазами. К примеру приведем характеристику такой породы № 41а по автору: «грязная зеленосерая, плотная основная масса с порфировидными вкраплениями полевого шпата, представляет зернистую смесь плагиоклаза и зеленой волокнистой роговой обманки в виде неправильных табличек или измочаленных обрывков»... и т. д. Ясно, что характеристика относится к уралитовому диабазу, а не к диориту с первичной роговой обманкой. Сам Левинсон-Лессинг тоже отмечает вторичный характер этих пород. «Несомненно, что большинство этих диоритовых пород типа эпидиоритов, протеробазов и т. п., представляет лишь одну из стадий видоизменения диабазов; я называю их метадиоритами». Однако все таки он выделяет породы «с компактной зеленой или бурой роговой обманкой» и допускает, что «быть может это настоящие первичные диориты, спорадически сменяющие диабазы». Но этот вывод он не считает окончательным; наоборот, его наблюдения говорят скорее в пользу вторичного хара-

ктера этих диоритов», что хорошо видно из нижеприводимой цитаты: «Правда, почти все диориты обнаруживают признаки динамометаморфизма, часто подходят к типу чечевичной структурой («flaserig»), или имеют стремление к сланцеватости; роговая обманка мутнозеленая, характерная для динамометаморфных пород. Кроме того, изогнутие роговой обманки, раздробление крупных кристаллов полевого шпата и во многих случаях длиннопризматическая форма полевого шпата, а также следы офитовой структуры говорят в пользу вторичного происхождения этих пород из диабазовых» [229]. Приводимые суждения автора говорят о том, что настоящих первичных диоритовых пород в его материале не было. Лишь порода № 11 приближается к диоритам, но и здесь остается место для сомнения, так как в ней автор отмечает «интересные кристаллы лейкоксена».

На вопросе о так называемых диоритах, выделенных Левинсон-Лессингом, мы сочли необходимым остановиться так детально потому, что Л. А. Варданянц упрекает Д. С. Белянкина в том, что он «совершенно обезличил эти породы, объединив их под одним названием диабаз. В его многочисленных работах по этому вопросу совершенно исчезли и потеряли свою индивидуальность не только выделенные Левинсон-Лессингом диориты, но даже вся Чаохи—Рошкинская формация, обладающая чрезвычайно своеобразной геолого-петрографической характеристикой» [71].

То обстоятельство, что Д. С. Белянкин, так называемые «диориты» стал совершенно правильно называть уралитовыми диабазами, является шагом вперед в деле понимания петрологической сущности этих пород, потому что, как ясно видно из вышеприведенных цитат, взятых из работы самого Левинсон-Лессинга, эти породы являются не «настоящими диоритами», а уралитизированными диабазами.

Следующее детальное исследование диабазовых пород Главного хребта было выполнено Д. С. Белянкиным [33—35]. Описав большой материал из коллекции А. П. Герасимова, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и В. П. Ренгартена и из своих собственных сборов района Архотского перевала, а также Дарьяльского гранитного массива, Д. С. Белянкин дает ценные обобщающие выводы, разбивая все изученные диабазы на две формации: Колотинскую и Ассинскую, причем в основу разделения кладет не только форму залегания, но, что особенно важно, и минералогический состав этих диабазов. Ниже приводим данную Д. С. Белянкиным сокращенную характеристику этих формаций.

Колотанская формация	Ассинская формация
1. Полнокристаллические интрузивные разности сопровождаются эффузивными (пузыристыми, туфовидными, шаровыми). Небольшие массивчики, линзы, жилы и прослои в сланцах. Жилы и прослои скучиваются в крупные комплексные сланцево - диабазовые дайки.	1. Исключительно интрузивные диабазы и порфириты. Пластовые жилы небольшой мощности; на большие участки распределены в сланцах более или менее равномерно.
2. В минералогическом отношении характерно преобладание кислого плагиоклаза, свежесть пироксена (за исключением случаев, когда порода сильно кальцитизирована), хлоритовый мезостазис.	2. Преимущественно лабрадоровые диабазы и порфириты с уралитизированным в той или иной мере пироксеном; сильно метаморфизованные порфиритоиды.

По многочисленным измерениям для Колотанских диабазов получается плагиоклаз № 11, для Ассинских № 54. Моноклинный пироксен, наоборот, в обоих типах имеет одинаковый оптический характер. Среднее 2v пироксена = +51°, пределы колебаний от 47° до 55°. В уралитизированных диабазах р. Ассы почти всегда встречаются остатки пироксена.

Что касается условий залегания этих пород, то по Д. С. Белянкину, «пространственная ориентировка диабазовых пород в обеих названных формациях согласна со сланцеватостью вмещающих пород». По автору «Колотанские диабазы в большинстве случаев изливались в ту пору, когда осадочная толща была еще приблизительно горизонтальною». На основании изучения диабазов Дарьяльского ущелья, которые аналогичны Ассинским диабазам, автор приходит к выводу, что «последние внедрились в боковую породу по всей вероятности тогда, когда пласты были уже сильно приподняты. Отсюда, естественно, получается вывод о двух периодах извержения Колотанском и Ассинском».

Д. С. Белянкин на основании имеющихся тогда разрозненных фактов, а главным образом благодаря большому количеству собственных наблюдений, высказывает предположение, что эти две формации диабазов представляют комбинацию, вообще свойственную Центральному Кавказу. Касаясь причин появления двух типов диабазов, Д. С. Белянкин говорит: «весьма возможно, что мы имеем в данном случае дело с одним из обычных явлений дифференциации единой диабазовой магмы на части: 1) богатую натром и 2) богатую известью».

Нужно отметить, что по нашему мнению, Д. С. Белянкиным, в основном разрешены почти все вопросы геологии и петрологии диабазовых пород Центрального Кавказа, кроме вопроса о возрасте. Дальнейшие исследования подтвердили его предположения и выводы, но об этом будет сказано в конце этой главы.

В течение последних 20 лет изучением диабазовых пород Центрального Кавказа усиленно занимался Л. А. Варданянц, который исследовал диабазы Горной Осетии и прилегающих районов Центрального Кавказа. Им были использованы как свои многолетние сборы, так и материалы других геологов. В результате этих исследований появился ряд работ, в котором освещены не только петрография и вопросы классификации диабазовых пород, но особенно заострено внимание на вопросах о геологическом возрасте и генетических взаимоотношениях этих пород [60—70].

По Л. А. Варданянцу, диабазы, приуроченные к сланцевой толще, образуют две полосы—два диабазовых пояса: Казбегскую и Кахетинскую. Казбегский пояс тянется на восток от одноименного района и содержит в себе чаухские диабазы. В каждом поясе он различает две зоны: южную и северную. В южной представлены главным образом эффузивные порфириты, мандельштейны, вариолиты и пр. наряду с интрузивными диабазами. Минералогически для них характерно наличие моноклинного пироксена от вполне свежего до полностью, без остатка, хлоритизированного. В северной зоне имеются исключительно маломощные интрузивные дайки, приуроченные или к той же сланцевой толще, или к гранитному ядру. В этих породах темный силикат представлен уралитом, а моноклинный пироксен встречается лишь в виде незначительных остатков и то очень редко.

Как видно из приведенного весьма краткого изложения взглядов Л. А. Варданянца о диабазовых породах Центрального Кавказа, они по существу ничем не отличаются от данного Д. С. Белянкиным деления этих пород на Колотанскую и Ассинскую формации, и Л. А. Варданянц лишь делает шаг назад, так как не принимает во внимание характер плагиоклаза. Взглядов Л. А. Варданянца относительно возраста диабазов мы коснемся в конце этой главы. Здесь же продолжим начатый обзор.

Изучением диабазовых пород Верхней Рачи занимались Н. Ф. Татришвили и К. И. Чичинадзе.

Н. Ф. Татришвили [337] в Верхней Раче отмечает наличие трех разновидностей диабазовых пород: 1) с кислым плагиоклазом и почти неизмененным моноклинным пироксеном, 2) с основным плагиоклазом и почти полностью уралитизированным пироксеном и 3) со свежим основным плагиоклазом и роговой обманкой, преимущественно первичной. Эти последние породы, может быть, правильнее было относить к диоритам; они очень напоминают одну единственную породу из района Архотского перевала,

описанную Ф. Ю. Левинсон-Лессингом в качестве первичного или «настоящего диорита» [129].

К. И. Чичинадзе [36] в пределах Верхней Рачи различает с одной стороны секущие и пластовые дайки, а с другой—мощные пластовые тела. Первые в виде густой сети параллельных жил развиты по северной окраине полосы лейасовых сланцев и в пределах древнего кристаллического массива, а вторые—выступают на южной окраине этой полосы сланцев, то-есть приурочены к более высоким стратиграфическим горизонтам ее и образуют поразительно выдержанный пояс, выделенный К. И. Чичинадзе под названием диабазового горизонта.

В первой, северной группе жильных диабазов К. И. Чичинадзе петрографически различает: 1) пироксеновые, 2) уралитовые, 3) альбитизированные и 4) пропилитовые разновидности. Для первых двух характерно наличие основного плагиоклаза и моноклинного пироксена, последний почти всегда в той или иной степени уралитизирован, часто полностью замещен волокнистым уралитом. Последние две разновидности представляют собой гидротермально измененные диабазы первых двух разновидностей и встречаются лишь вблизи гидротермальных жильных месторождений.

Вторая, южная группа пластовых диабазов, по К. И. Чичинадзе, аналогична диабазам южного пояса Горной Осетии Л. А. Варданянца и диабазам Колотанской группы Д. С. Белянкина. Эти породы образуют несколько массивов пластовых диабазов, расположенных вдоль южного контакта толщи глинистых сланцев. Петрографически эти породы характеризуются наличием исключительно кислого плагиоклаза ряда альбита—олигоклаза, свежего пироксена, который иногда кальцитизирован, хлоритизирован и, редко, уралитизирован и хлоритового метастазиса. По К. И. Чичинадзе, кислый плагиоклаз этих пород аналогично диабазам Красной поляны и Колотанской группы, нужно считать первичным, а хлоритовый метастазис, согласно Д. С. Белянкину, образовавшимся путем замещения богатой водой стекловатой основной массы.

Породы с первичной роговой обманкой, описанные в работе Н. Ф. Татришвили, К. И. Чичинадзе не упоминаются.

В Нижней Сванетии несколько жил описано Г. М. Заридзе [171]. Одна мощная жила находится в 3 км от сел. Лентехи, у сел. Бабили и залегает согласно со сланцами лейаса. Петрографический порода характеризуется в центральной части наличием плагиоклаза № 35—40 и заметно хлоритизированного пироксена, а в краевых частях присутствием альбита и полной хлоритизацией пироксена. Эти изменения автор приписывает

действию гидротермальных растворов. Им же описаны и роговообманковые порфириты и диабазы из окрестностей селений Рцхмелури и Циплаки. Авгитовые порфириты по структуре иногда приближаются к диабаз-порфиритам. Для них характерно содержание плагиоклаза от № 56 до № 8, но из работы трудно понять эти колебания состава плагиоклазов наблюдаются в одной и той же жиле или в разных жилах. Среди диабазов автор описывает: уралитизированные диабазы с основным плагиоклазом, редко слабо альбитизированным и диабазы содержащие только альбит, а темный силикат представлен лишь кальцито-хлоритовымы псевдоморфозами по пироксену.

Как видим в Нижней Сванетии встречаются представители диабазов как Ассинской, так и Колотанской формации. К сожалению, из работы нельзя получить данные о пространственных взаимоотношениях разных типов описанных автором пород [173].

В нижней Сванетии в 1931 г. нами обнаружен выход диабаза по р. Цхенис-Цхали, выше устья р. Зесхо примерно на 5 *км*. Диабаз внедряется в сланцы лейаса в виде пластовой жилы мощностью около 60 *м*. Кроме главной жилы в сланцы проникают мелкие жилки, параллельные главной жиле. Сланцы в контакте сильно ороговикованы. Диабаз по краям представлен авгитовым порфиритом, а в центральной части жилы зернистой породой обнаруживающей под микроскопом офитовую структуру. Плагиоклаз представлен измененным альбитом № 3—5; авгит почти полностью хлоритизирован и кальцитизирован. Заметна также пиритизация, что указывает на гидротермальное изменение породы [138].

Г. Р. Чхотуа [382] Абхазские диабазы рассматривает как корни юрских порфиритовых покровов и среди них различает: 1) авгито-плагиоклазовые, 2) уралитовые и 3) альбитовые разности. Эта своеобразная классификация встречается не только у Г. Р. Чхотуа, но и у многих других авторов; получается, как будто альбитовые диабазы не являются «авгито-плагиоклазовыми».

Новые данные по диабазам Кахетии имеются у В. Н. Крестникова, но его рукописную статью по диабазам нам не удалось получить.

Большое количество описаний диабазовых пород, выполненных нами, Г. М. Смирновым и другими петрографами, разбросано в отчетах руководителей геолого-разведочных и съемочных партий (Г. И. Тогонидзе, И. А. Маркозия и др.). Эти описания также использованы нами для наших выводов.

Наши наблюдения по диабазовым породам Центрального Кавказа. В связи с изучением среднеюрской вулканогенной толщи, нами были исследованы крупный диабазо-порфиритовый массив хребта Чутхаро в Верхней Раче [140] и аналогичный Чаухский мас-

сив и диабазы района Архотского перевала. Последние изучались совместно с В. Н. Крестниковым [144]. Приведем здесь краткие результаты этих работ.

Массив Чутхаро находится в Верхней Раче и слагает хребет, являющийся водораздельным между р. Цхенис-Цхали и р. Рионн. Детальное описание пород, слагающих массив, было приведено в главе о порфиритовой серии. Здесь лишь вкратце напомним основные моменты этого описания.

По А. И. Джанелидзе, диабазо-порфиритовая свита Чутхаро образует ядро пологой синклинали, крылья которой сложены верхне-лейасовой песчаниково-сланцевой толщей, в ядре же залегает вулканогенная толща среднеюрского возраста, одним из значительных выходов которой является Чутхарский диабазо-порфиритовый массив.

На южном склоне хребта Чутхаро по А. И. Джанелидзе имеем следующий разрез (рис. 4, стр. 118):

В начале наблюдается чередование черных глинистых сланцев с светло-зелеными, плотными, тонкополосчатыми породами, которые под микроскопом оказались туфами спилита, состоящими из мельчайших обломков альбита и авгита. Над этими туфами залегает мощный слой зеленоватой туфолавы (таксит) тоже спилитового состава; мощностью 80—100 *м*. Выше идет мощный слой плотных туфобрекчий, в которых и цемент и обломки представлены авгито-альбитовыми порфиритами (спилитами). Эти туфобрекчии слагают всю вершину Самерцхле.

На северном склоне Чутхарского хребта первый (самый нижний) выход диабазо-порфиритового массива представлен мощным диабазом неясного залегания; в краевых частях диабаз имеет порфировую структуру и представлен альбито-хлоритовым диабаз-порфиритом, заметно кальцитизированным (шлифы №№ 1 и 4), в центральной части порода зернистая, но настолько сильно изменена, что первичных минералов совсем не осталось и она состоит из кварца, хлорита, серицита и кальцита (шлиф № 2).

В западной части Чутхарского хребта, в истоках р. Цхал-Мачара, склон его совершенно недоступен; снизу видно, что он сложен из массивных неслоистых диабазов и порфиритов. Главная масса и здесь представлена авгито-альбитовым диабаз-порфиритом (шлиф № 7). Из осыпи взято много образцов, характеризующих эту неприступную часть массива. Самым распространенным среди них оказался мандельштейновый порфирит спилитового состава с миндалинами пренита, кальцита, реже изотропного хлорита (шлиф № 8); есть порфириты с эпидот-цоизитовыми миндалинами. Встречен образец диабаза, который сечется спилитовым, авгито-альбитовым мандельштейновым порфиритом, а пересеченная порода является спилитовым диабаз-порфиритом, содержащим гранат (шлиф № 10).

Очень часто попадаются также брекчиевидные порфириты спилитового состава, представляющие собой лишь структурные такситы.

В леиасской песчаниково-сланцевой свите до выходов пород Чутхарского массива залегает пластовая интрузия габбро-диабаза мощностью около 80 м. Один образец из этого пласта оказался уралитовым габбро (шл. № 51). Ниже приводим их краткое описание.

Шлиф № 5—Альбито-уралитовое габбро. Структура полно-кристаллическая, крупнозернистая, приближающаяся к габбровой, так как альбит и роговая обманка обнаруживают одинаковую степень идиоморфизма. Ясно офитовых соотношений не видно. Альбит в виде крупных, таблитчатых полисинтетически сдвойникованных зерен, слегка сероватых от начавшейся соссюритизации. Показатель преломления меньше или почти не отличается от канадского бальзама. Погасание в симметричной зоне от 0 до 7°. В альбите часто встречаются отдельные мелкие зерна роговой обманки и хлорита; часто по трещинам сидит пренит. Роговая обманка грязнозеленоватая, плеохроирует от светлозеленого и до желтовато-зеленоватого, почти бесцветного; угол погасания 13—15°, местами переходит в бесцветный, почти изотропный хлорит. Иногда заметно взаимное проникновение альбита и роговой обманки; вообще их контакты часто носят зазубренный характер. Среди роговой обманки, а также альбита попадаются сравнительно крупные зерна бесцветного, почти изотропного минерала, иногда с шестиугольными очертаниями; в коноскопе показывает фигуру одноосного положительного минерала, повидимому, цоизит. Часто встречаются крупные зерна сфена, зажатые между альбитами и принимающие соответствующие очертания. Сфен совершенно свеж, прозрачен; лишь одно зерно сфена связано с ильменитом, которого больше и нет в шлифе. Попадаются редкие зерна кварца в пегматитовом прорастании с альбитом или с роговой обманкой.

Шлиф 51. Кварцево-биотитовое габбро. Структура полнокристаллическая, крупнозернистая; плагиоклаз образует крупные таблитчатые зерна, между которыми зажат ксеноморфный кварц. Что касается хлорита и биотита, то они обладают почти такой же степенью идиоморфизма, как и плагиоклаз; во всяком случае резкого ксеноморфизма биотита не видно; если-бы не биотит, породу можно было бы считать гипидиоморфно-зернистой, но биотит вносит элемент габбровой структуры. Плагиоклаз слегка соссюритизирован и покрыт серой мелкозернистой пылью. По составу относится к ряду олигоклаза (угол симметричного погасания = + 12°). Биотит почти полностью хлоритизирован и переполнен эпидотовыми новообразованиями. В шлифе его достаточно много. Кварц в виде ксеноморфных, несомненно первичных, зерен составляет около 10% шлифа. Много эпидота и цоизита в виде мелких зерен, чаще в

хлорите и биотите. Сфена меньше, чем в шлифе № 5, но он всегда связан с ильменитом. В хлорите часты включения отдельных свежих листочков биотита, расположенных не параллельно по отношению к хлориту. Поэтому на вопрос, образовался ли хлорит за счет биотита или нет, нужно ответить отрицательно. Скорее всего хлорит образовался за счет роговой обманки, на что указывает начавшаяся хлоритизация роговой обманки в шлифе № 5.

В осыпи были встречены альбито-авгито-роговообманковые порфириты с шлирами такого же состава габбро; ясно, что эти шлиры образовались путем аккумуляции фенокристаллов порфирита.

Интересными образованиями Чутхарского массива являются богатые эпидотом жилы порфиритов, а также кварцево-эпидотовые жилы, которые были описаны в главе о порфиритовой серии. Появление этих пород в ассоциации с альбитовыми диабазами и вслед за формированием последних, говорит о генетической связи между ними. Эта связь может быть объяснена лишь ранней альбитизацией плагиоклаза диабазов, когда продукты деанортитизации уносились обратно в магму и в постмагматическую стадию давали богатые эпидотом породы или кварцево-эпидотовые жилы, представляющие собой, таким образом, как бы дифференциаты единой диабазовой магмы.

Этот вопрос более детально освещен нами в главе «Альбитизация и образование спилитовых пород», поэтому, здесь на нем не будем задерживаться.

В районе Архотского перевала нами изучен Чаухский диабазовый массив и все отдельные выходы диабазов, встречающиеся на южном склоне Главного водораздельного хребта в пределах бассейна р. Хевсурской Арагвы. Таким образом нами исследованы породы ранее изученные Ф. Ю. Левинсон-Лессингом [225] и Д. С. Белянкиным [33], хотя нами охвачена лишь площадь распространения Колотинской формации Д. С. Белянкина. Детальное описание этих пород дано в вышеназванной нашей работе [144], поэтому здесь приводятся лишь краткие сведения.

Отдельные выходы диабазов в бассейне р. Хевсурской Арагвы встречаются нередко. Лишь один выход у сел. Хахмати в истоках правого притока р. Гуданис-чала слагается не альбитовым, а андезиново-лабрадоровым диабазом. Этот диабаз представлен в виде нескольких мелких выходов с простиранием СЗ и падением СВ 50—60°; выходы расположены близко друг к другу и сланцы в промежутках между диабазами занимают незначительную площадь, повидимому, здесь имеем небольшой диабазовый массив с обнаженными апофизами. Под микроскопом порода имеет офитовую структуру: промежутки между сравнительно свежими плагиоклазами выполнены бледнозеленым хлоритом, кальцитом и кварцем:

пироксен совершенно отсутствует, но, повидимому, часть хлорита и кальцита, судя по их офитовому соотношению с плагиоклазом, образовалась путем замещения пироксена. Много скелетных зерен ильменита, переходящего в лейкоксен и сфен.

Остальные диабазы представлены альбитовыми разностями, без всяких следов основного плагиоклаза. Пироксен в них или сохранился частично или полностью замещен бледно-зеленым хлоритом и этим они отличаются друг от друга. Все они интенсивно кальцитизированы. В некоторых диабазах этой группы встречены прожилки, состоящие из кварца и совершенно свежего альбита № 4—5 (диабазы сел. Гарбани и р. Садзвелис-геле). Форма залегания этих диабазов не всегда ясно выраженная дайковая, иногда, судя по очертанию выхода на поверхности, она скорее штокообразная.

Из этих диабазов следует отметить два выхода, расположенных вблизи Чаухского диабазового массива. Диабазы этих выходов обнажены на значительно более глубоких горизонтах, чем Чаухские и все другие диабазы этого района. Первый выход находится на левом склоне р. Абуделаури, в 1,5—2 *км* вниз по течению; форма выхода площадью около 0,25 *км*^{2} вполне изометричная и вытянутости в каком либо направлении не заметно. Структурной разницы между образцами из краевых и из центральных частей выхода нет. Структура крупнозернистая, пойкилоофитовая. Плагиоклаз всегда представлен альбитом около № 5. Пироксен—свежие бесцветные зерна лишь со слабой хлоритизацией по трещинам. Характерной особенностью этой породы, отличающей ее от других диабазов данного района и самого Чаухского массива, является наличие явлений уралитизации пироксена; уралит окружает зерна авгита, а некоторые мелкие зерна полностью замещены им; уралит встречается как зеленоватый, так и буроватый с заметным плеохроизмом с $C:Ng$ от 15° до 23°. Хлорита в породе сравнительно мало и часто содержит иголочки актинолита. Много скелетных зерен ильменита перешедшего в лейкоксен.

Второй выход уралитового диабаза находится на г. Сакария. Мощность дайки 20—25 *м*, по простиранию она обнажается на 100 *м*. Простирание ССВ, падение СЗ под крутым углом. Этот диабаз похож на уже описанный своей полнокристалличностью, альбитовым характером заметно измененного плагиоклаза (№ 1—13) и уралитизацией пироксена. Почти все зерна пироксена окружены уралитовой каемкой, а иногда целые участки замещаются тонковолокнистым зеленым уралитом. В этом диабазе встречаются хлорито-серпентиновые псевдоморфозы, по форме напоминающие оливин. В значительном количестве присутствует биотит в виде крупных или мелких листочков, чаще в виде неправильных ско-

плений. Попадаются отдельные зерна вторичного кварца и прожилки хлорита; часты также идиоморфные призмочки апатита.

Аналогичными с диабазами г. Сакария являются диабазы г. Сагвелис-гора, но в последних резче выражен эпимагматический характер биотита и пироксен совершенно не сохранился, а перешел в хлорит; уралит не встречен. Дело в том, что диабазы Сагвелис-гора залегают гораздо менее глубоко, чем на г. Сакария. Быть может этим и объясняется наличие в одной породе уралитизации, а в другой хлоритизации. Диабаз г. Сакария вполне аналогичен пойкилитовому пироксено-биотитовому габбро (габбро-диабазу), описанному Л. А. Варданянцем с западного отрога Чаухского хребта [70].

Чаухский диабазо-порфиритовый массив нам удалось исследовать с трех сторон: с юга, востока и северо-востока.

С юга, со стороны р. Бусарчил, хорошо виден западный отрог Чаухского хребта, который слагается 10 интрузивными пластами диабаза. Мощность их разная от 40 *м* до 2,5 *м*. Падение вмещающих сланцев СВ 25°∠30°; с ними согласно залегают диабазы, которые вместе с вмещающими сланцами синклинально прогибаются с простиранием оси прогиба на СВ. Нижний и верхний контакт хорошо выражен ороговикованием и осветлением сланцев, их окварцеванием и появлением пятнисто расположенного кальцита. Мощность ороговикованной зоны редко достигает 0,5 *м*, чаще же не превышает 5—10 *см*. Нам удалось исследовать только 6 пластов диабаза. Приведем описание 1 пласта детально (остальные в основном аналогичны с ним).

Первый интрузивный пласт имеет мощность 21 *м*. У нижнего контакта диабаз плотный и под микроскопом оказывается микролититом, состоящим из тонких игловидных лейст альбита; пироксен отсутствует, кальцитизация интенсивная, имеются две жилки кальцита. На 10 метре от нижнего контакта порода характеризуется крупнозернистой офитовой структурой; ее плагиоклаз-альбит заметно соссюритизирован и часто замещается листочками пренита. Авгит в виде свежих ксеноморфных зерен встречается участками, в то время, как другие участки содержат только хлорит. Много больших, удлиненных листочков биотита, замещенных лимонитом, а вдоль трещин спайности—хлоритом. Хлоритизация здесь слабее; попадаются иголочки апатита. На 12 метре диабаз отличается большим количеством авгита, имеющего едва заметный фиолетовый оттенок, наличием циозитовых палочек в плагиоклазе и вторичного свежего альбита между другими минералами. На 19 метре диабаз имеет крупнозернистую пойкилоофитовую структуру. Альбит интенсивно замещается пренитом. Авгит свеж, иногда участками хлоритизирован. Биотит также изменен.

Второй интрузивный пласт мощностью 2,5 *м* и третий пласт мощностью 4 *м* представлены альбито-хлоритовыми диабазами, в которых пироксена совершенно нет.

Четвертый и пятый пласты имеют мощность по 35 метров каждый. У лежачего и висячего боков они сложены микролититами, а в центральной части имеют пойкилоофитовую структуру. Плагиоклаз в них—интенсивно измененный альбит или олигоклаз-альбит, пироксен свеж, слегка буровато-фиолетового цвета, по трещинам иногда слабо хлоритизирован. Четвертый пласт на 10 метре сечется мелкой жилкой диабазовой породы; на месте пересечения пласт обогащен циозитом и эпидотом. Биотит встречается как и в первом пласте. Много ильменита, переходящего в сфен.

С южной стороны, в истоках р. Бурсачир, непосредственно подходим к Чаухскому массиву. Здесь в сланцах залегает согласная дайка мощностью 40 *м*, сложенная сильно кальцитизированным альбито-хлоритовым диабазом. На 100—150 *м* выше от этой пластовой жилы начинается собственно Чаухский массив, в котором незаметно никакой слоистости. Образец, взятый непосредственно у подошвы массива, оказался типичным микролититом без пироксена. Остальные образцы, взятые из осыпи в этом месте, оказались диабазами, аналогичными вышеописанным. Лишь в одном шлифе (№ 183) плагиоклаз представлен свежим андезином аналогично диабазам сел. Хахмати; пироксен в них имеет заметно буровато-фиолетовый оттенок с CNg от 42 до 50°. Это является единственным случаем нахождения в Чаухском массиве не альбитового диабаза.

В восточной части Чаухского массива, со стороны сел. Саберце, имеются лишь три самостоятельных пласта; самый верхний из них непосредственно соприкасается с массивными порфиритами, образующими верхнюю часть Чаухского массива. Мощность первого интрузивного пласта=40 *м*, падение вмещающих сланцев СЗ 340°∠65°. Мощность второй дайки 35 м. Петрографически эти диабазы не отличаются от уже описанных и представлены микролититами в зальбандах и крупнозернистыми офитовыми породами в центре. Альбит интенсивно изменен; пироксен свеж, ксеноморфен с CNg=42—45°,2v=+60°. Ильменит в виде крупных, полностью лейкоксенизированных зерен. Хлорит в промежутках между плагиоклазами, иногда в виде радиально-лучистых агрегатов.

С северо-восточной стороны Чаухский массив достаточно глубоко прорезан мощным ледником, что позволяет проникнуть вдоль ледника вглубь массива. В нижней части здесь также имеются самостоятельные мощные пласты диабазов, падающие согласно со сланцами на ЮЗ 200°∠40°. Глубже в массиве прослои сланцев между диабазами все уменьшаются и часто совершенно выклиниваются, вследствие чего получается вместо отдельных пластов диабаза, массивное тело, слагающее

верхнюю часть хребта Чаухи. В осыпи здесь находим многочисленные крупные обломки брекчиевидных порфиритов с включениями ороговикованных, зеленоватых сланцев. Эти брекчии почти всегда пронизаны жилками зеленого эпидота вместе с кварцем. Петрографически диабазы, взятые с этой стороны, ничем не отличаются от уже описанных авгито-альбитовых или альбито-хлоритовых диабазов. Краевые части здесь также представлены микролититами, а центральные—крупнозернистыми, офитовыми диабазами. Состав плагиоклаза колеблется в пределах № 1—5. Пироксен бесцветен, часто свеж, но чаще в той или иной мере хлоритизирован.

Особый интерес представляют мелкие секущие жилы диабазов Чаухского массива мощностью 5—10 *см*, представленные всего тремя образцами, из которых лишь один найден в коренном залегании в четвертом пласте диабаза со стороны р. Бурсачир, остальные два образца были взяты в осыпи в истоках этой речки и на леднике Чаухи; в обоих случаях секущие диабазы найдены в крупнозернистом диабазе. Эти жилы сложены мелкозернистыми, почти афанитовыми породами. Под микроскопом имеют полнокристаллическую структуру, приближающуюся к офитовой. Плагиоклаз в них представлен длиннопризматическими, таблитчатыми, в проходящем свете буроватыми, зернами альбита. В одном шлифе альбит зеленоват из-за замещения эпидотом, часто альбит земещен пренитом. Темный силикат представлен, главным образом, длинными кристаллами буроватой, актинолитовой роговой обманки с $cNg = 16^{\circ}—19^{\circ}$. Авгит присутствует в небольшом количестве, то бесцветен (шлиф № 021), то заметно буроват (шлиф № 031), а в породе № 088 его совсем нет.

Особенностью этих пород является наличие в промежутках между идиоморфными палочками плагиоклаза пренита, эпидота и цоизита вместе со вторичным альбитом. Пренита особенно много в шлифе № 088, где идиоморфные палочки и квадратные разрезы плагиоклаза погружены в пренитовый базис; пренит интенсивно замещает плагиоклазы; вместе с пренитом много свежего, вторичного альбита. В породах № № 021 и 031 промежутки выполняются эпидотом и цоизитом вместе с вторичным альбитом и пренитом. Хлорита в этих породах очень мало. Судя по форме, которую эпидот, цоизит и пренит занимают в этих породах, они подобно анальциму в тешенитовых породах или хлориту в диабазах, являются первичными гистеромагматическими минералами. В местах пересечения этими жилами крупнозернистых диабазов, в последних появляется эпидот, цоизит и пренит в заметном количестве.

Порфириты в Чаухском массиве встречаются не часто и они, повидимому, слагают верхнюю часть массива, так как в выходах в нижней части они нигде не были встречены. Порфириты характеризуются полнокри-

сталлической интерсертальной основной массой и приближаются к диабазовым порфиритам. Авгит в них чаще буровато-фиолетового цвета. Плагиоклаз—альбит, как и в диабазах. В одном образце (№ 081) встречено большое скопление эпидото-цоизитовых минералов, подобно вышеописанным секущим диабазам.

Если сравнить вышеописанные диабазы из мелких секущих жил с порфиритами (вернее диабаз - порфиритами) верхней части Чаухского массива, то увидим между ними заметное сходство, выражающееся в наличии в обоих разновидностях буровато-фиолетового авгита и большого количества эпидото-цоизитовых скоплений, играющих роль первичного компонента породы. Естественно допустить, что эти сходные породы изливались в одной субфазе Чаухского вулканизма, Конечно, эти жилы мощностью в несколько сантиметров не могли служить . подводящими каналами для данной субфазы. Такие каналы (или канал) вероятно существуют в центральной части Чаухского массива, но еще не обнажены эрозией.

Как видно из приведенных фактов, в пределах развития Колотанской формации Д. С. Белянкина, хоть и редко, но все таки встречаются породы типа Ассинской формации, содержащие плагиоклаз ряда андезин-лабрадора, без каких то ни было признаков альбитизации. Что касается различения этих пород по темному силикату, то этот признак, по нашему мнению, не существенный, так как Ассинские диабазы, собственно говоря, являются пироксеновыми диабазами, в той или иной мере уралитизированными; такая уралитизация, как видели, замечена и среди альбитовых диабазов Колотанской формации.

В заключение необходимо подчеркнуть то поразительное геолого-петрографическое сходство, которое, как видно из вышеприведенных описании, обнаруживается между Чаухскими и Чутхарскими диабазовыми массивами. Вкратце это сходство заключается в следующем: 1) в обоих массивах диабазо -порфиритовая толща залегает над верхнелейасовыми сланцево-песчаниковыми свитами («сорская свита» в Чутхаро и «гудушаурская» свита в Чаухи), 2) в нижней части диабазо-порфиритовой толщи в обоих массивах имеем интрузивные пласты диабазов, хорошо выделяющиеся в их периферии, а к центру образующие массивное тело, 3) в верхней части оба массива состоят из диабаз-порфиритов и порфиритов, образующих массивное тело без всякого участия сланцев, последние встречаются лишь в виде ксенолитов в диабазах и порфиритах, 4) оба массива слагаются из альбитовых диабазов и порфиритов, называемых нами спилитами; их моноклинный пироксен или свеж или в разной степени хлоритизирован; уралитизация встречается редко и то в более глубоко залегающих жилах, 5) в обоих массивах за главной фазой извержения спилитовых диабазов и

порфиритов последовало внедрение мелких жил диабаз-порфиритов и порфиритов, для которых характерно содержание большого количества эпидота, цоизита и пренита в качестве гистеромагматических минералов: к этому же периоду относится образование многочисленных кварцево-эпидотовых жил в обоих массивах, 6) лабрадоровые диабазы встречены в виде единичных образцов, содержащих свежий плагиоклаз и моноклинный пироксен. Судя по их полной свежести, они появились лишь после того, как интенсивное автометаморфное изменение пород спилитовой фазы было уже закончено.

Теперь перейдем к заключительной части настоящей главы и коснемся двух основных вопросов геологии и петрографии диабазовых пород Главного хребта: 1) о главных типах диабазовых пород и 2) о возрасте их.

Главные типы диабазовых пород. Как для всех магматических пород, так и для диабазов основным классификационным признаком должен служить характер полевого шпата. К сожалению, многие исследователи обращают особое внимание на темный силикат в диабазах и совершенно не учитывают состав плагиоклаза. Даже Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, давший первое, весьма детальное, описание диабазов, классифицирует их не по характеру плагиоклаза, а по структурным признакам и по темному силикату.

Впервые классификация диабазов, с учетом характера плагиоклаза, была дана Д. С. Белянкиным и его известное разделение диабазовых пород района Архотского перевала на Чимгис-Чаохинскую или Кологанскую и Ассинскую формации, которое, повидимому, имеет силу для всего Кавказа, базируется в основном на том, что первая формация состоит из пород альбитовых, а вторая из лабрадоровых. Другие признаки, принимавшиеся во внимание, а именно: форма залегания и характер темного силиката, не существенны, так как «интрузивная»,—точнее дайковая форма залегания встречается достаточно часто и у Колотанских диабазов и, нужно полагать, что среди Ассинских типов, будут найдены эффузивные диабазы, если за таковые уже сейчас не примем описанные нами многочисленные покровы лабрадоровых диабазов и диабаз-порфиритов из ущелья р. Паца в Юго-Осетии, [127, 140]. Второй признак, то-есть наличие уралита в Ассинских диабазах, также не имеет значения, ввиду того, что среди Ассинских диабазов наблюдаются пироксеновые диабазы лишь со следами уралитизации, а среди Колотанских диабазов нами встречены интенсивно уралитизированные породы.

Таким образом, единственное существенное различие между этими формациями заключается в характере плагиоклаза: кислом в Колотанских и основном в Ассинских породах.

Л. А. Варданянц, так много сделавший в деле изучения диабазовых пород, не только не использовал этот признак установленный Д. С. Белян-

киным, но, наоборот, совершенно несправедливо упрекает его. В начале Л. А. Варданянц «поддерживал» предложенное Д. С. Белянкиным разделение на две формации, только он придавал большое значение лишь характеру залегания (Колотанская—эффузивная и Ассинская—интрузивная), а не составу плагиоклаза. В последней же своей работе [71] он вообще отрицает значение токого разделения, так как оно, по его словам, «лишено всякого геологического смысла и основания и почти в такой же мере это разделение нецелесообразно с точки зрения петрологии, так как оно лишает возможности понять генезис этих пород».

К. И. Чичинадзе в Верхней Раче устанавливает наличие диабазов двух типов, соответствующих Колотанским и Ассинским формациям, которые отличаются именно по характеру плагиоклаза.

Авторы «Петрографии Грузии» Д. С. Белянкин и В. П. Петров, давая сводку по диабазовым породам, в основном повторяют прежние выводы Д. С. Белянкина, но в характеристике Колотанской формации впервые говорят, что «она представляет собой типичную спилитовую формацию со всеми присущими ей, как таковой, свойствами—альбитовым характером плагиоклаза»... и т. д.

Нами еще ранее было высказано мнение [130], что мощные вулканические извержения среднеюрского времени, давшие широко распространенную в Грузии и Закавказье порфирито-туфовую толщу, не могли не проявиться и в пределах геосинклинали южного склона Главного Кавказа. Но, в отличие от экструзивной фации этого вулканизма на островах или в мелком море, в глубоком геосинклинальном бассейне получили силловую фацию вулканизма в виде диабазов. Поэтому, разнообразие последних в основном определяется разнообразием порфиритовых пород средней юры. Среди последних впервые нами установлены две главные фазы: спилитовых порфиритов и лабрадоровых порфиритов [124]. Естественно, что среди диабазовых пород должны иметь, и как показывает фактический материал, действительно имеем, две фазы и два главных типа пород: спилитовых диабазов и лабрадоровых диабазов. Исследованиями последних лет установлено, что лабрадоровые диабазы чуть моложе спилитовых, также как и лабрадоровые порфириты моложе спилитовых порфиритов.

Таким образом, предложенное впервые Д. С. Белянкиным разделение диабазовых пород на альбитовые—Колотанские и лабрадоровые—Ассинские формации имеет глубокий геологический и петрологический смысль и является большой заслугой его автора.

Возраст диабазовых пород. Вышеприведенное суждение о главных типах диабазовых пород и о параллелизации их в геологическом и петрологическом смысле с аналогичными образованиями средне-юрской вулканогенной толщи, уже решают вопрос возраста диабазов в пользу

средней юры. Но этот вопрос все же требует детального рассмотрения, к которому мы и перейдем.

Два главных массива спилитовых диабазов Чаухский и Чутхарский, как уже выше было сказано, залегают в одинаковых условиях. Оба массива налегают на верхние горизонты верхне-лейасовых сланцево-песчаниковых толщ (Гудушаурская и Сорская свиты). Диабазы в нижних горизонтах образуют интрузивные пласты. Таким образом, эти диабазо-порфиритовые массивы моложе верхнелейасовых толщ, на которые они налегают и в которые внедряются. Несомненно, что верхняя, наиболее ярко выраженная эффузивная часть этих массивов уже смыта последующей эрозией.

Таким образом извержением этих спилитовых диабазов начинается постлейасовый вулканизм в геосинклинали южного склона Главного Кавказского хребта.

С другой стороны эффузивные спилиты имеют широкое развитие в среднеюрской вулканогенной толще Грузии. Везде, где только установлены нами спилиты, они занимают самые нижние горизонты среднеюрской вулканогенной толщи и непосредственно налегают на лейасовые отложения. Байосский возраст вулканогенной толщи доказан фаунистически [187], при чем в самых низах толщи фауна не найдена, но в имеющемся богатом материале не оказалось форм, характерных для более древних горизонтов, чем вторая снизу зона байоса. Таким образом, байосский возраст вулканогенной толщи не вызывает сомнений, но не исключено, что низы толщи захватывают и верхи верхнего лейаса.

Вполне естественно, что одна и та же спилитовая фаза юрского вулканизма началась в пределах Кавказской геосинклинали повсеместно в одно и то же время. Поэтому возраст спилитовых диабазов Центрального Кавказа (Чаухи, Чутхаро, Казбегский пояс и др.) также определяется как байосский, возможно частично верхнеааленский. Другое определение возраста этих диабазов было бы нелогично и противоречило бы богатому фактическому материалу.

В этом вопросе наше мнение не расходится сильно с мнением других исследователей. Л. А. Варданянц эти «эффузивные диабазы» считает лейасовыми, так как они как будто залегают в среднелейасовой толще. Следует отметит, что нигде в среднелейасовых сланцевых толщах эффузивные диабазы не встречены. Нет их также и в циклаурской свите Военно-Грузинской дороги, в которой хотя В. П. Ренгартен и указывал туфы и порфириты, но Л. А. Варданянц, изучивший материал собранный В. П. Ренгартеном, пришел к заключению об отсутствии среди диабазовых пород циклаурской свиты эффузивных разностей [70]. Гудушаурская же свита моложе циклаурской и В. П. Ренгартен ее считает верхнелейасовой [284]. Диаба-

зово-порфиритовая же толща Чаухи налегает на эту свиту и частично интрудирована в ней. Таким образом, чаухские породы никоим образом не могут быть лейасового возраста. О массиве Чутхаро, залегающем в аналогичных условиях и имеющем несомненно среднеюрский возраст, уже было сказано выше.

Среднеюрский возраст диабазовых пород вообще и их эквивалентность среднеюрской вулканогенной толще Грузии принимают К. И. Чичинадзе [376], Г. Р. Чхотуа [382], Н. Ф. Татришвили [337] и Г. М. Заридзе [176]. К такому же выводу пришел на основании изучения юрских отложений Грузии и И. Р. Кахадзе [190].

В. В. Белоусов, основываясь на данных Л. А. Варданянца и В. П. Ренгартена, считает, что наблюдающиеся среди древних гранитов Главного хребта диабазовые, порфиритовые и перидотитовые дайки, возраст которых не может быть установлен, предположительно должны быть отнесены к нижне- и среднеюрскому времени ([26], стр. 78). Но на странице 80 он пишет: «Возобновление магматической деятельности в Большом Кавказе должно быть отнесено к миоцену, когда образовались по крайне мере некоторые из так называемых «неоинтрузий». К последним относятся довольно разнообразные породы: граниты, гранодиориты, габбро, диабазы, дациты, порфириты». Интересно знать, какие диабазы Главного хребта образовались в миоцене.

Сложнее обстоит дело с диабазами второй группы, так называемыми интрузивными диабазами северной полосы, по классификации Л. А. Варданянца, то-есть по нашему лабрадоровыми диабазами. Что эти диабазы моложе спилитовых диабазов, это не вызывает споров и раньше всех было отмечено Д. С. Белянкиным. По нашему мнению, они эквивалентны лабрадоровым порфиритам байосской вулканогенной толщи Грузии и также принадлежат к последним фазам среднеюрского вулканизма.

Этот вывод, вполне логичный и понятый, полученный на основании геологического и петрологического анализа имеющихся фактов, может быть и не вызывал бы никаких возрожений, если не новые наблюдения Л. А. Варданянца и других над уралитовыми (т. е. лабрадоровыми) диабазами Дарьяльского ущелья.

Приведем цитату из работы Л. А. Варданянца, освещающую его точку зрения в этом вопросе [70]. «Наблюдения Д. С. Белянкина, В. П. Ренгартена, а также и мои показывают вполне согласно, что все подобного рода дайки залегают в Дарьяле и его окрестностях вполне однообразно, совершенно независимо от местонахождения дайки в той или другой части Дарьяльской коробчатой антиклинали, ядро которой сложено доюрским гранитом, а периферическая часть—песчаниками и сланцами лейаса.

«Такого рода соотношения указывают вполне ясно, что образование даек диорито-диабазовых пород происходило тогда, когда Дарьяльская антиклиналь была сформирована уже полностью. В свете новейших данных формирование этой антиклинали должно было происходить во время юры, причем главный этап складкообразования падает, повидимому, на келловейскую орогеническую фазу.

«В связи с этим возраст диорито-диабазовых пород Дарьяла определяется как послекелловейский и, следовательно, они не имеют прямой генетической связи с породами диабазово-вариолитового ряда, широко развитыми в Казбегском диабазовом поясе и имеющими лейасовый возраст»...

Как видно, Л. А. Варданянц отрицает среднеюрский возраст лабрадоровых диабазов и считает их послекелловейскими. Получается, что последние самые интенсивные извержения среднеюрского эффузивного вулканизма, давшие мощные накопления авгито-лабрадоровых порфиритов и их пирокластолитов, совершенно не проявились в пределах отложения флишевых толщ в геосинклинали южного склона Большого Кавказа, что с геологической точки зрения трудно объяснимо.

В концепции Л. А. Варданянца для нас неясными являются несколько вопросов: 1) действительно ли так ясно видно залегание вертикальных даек в своде Дарьяльской коробчатой антиклинали, 2) все ли роговообманковые диабазы одинаковы петрографически, то-есть все ли относятся к уралитовым разностям, 3) можно ли считать окончательно установленным, что формирование Дарьяльской антиклинали происходило именно в предкелловейскую орогеническую фазу, а не до нее.

Для ответа на первый вопрос обратимся к статье В. П. Ренгартена [287]. Известно, что В. П. Ренгартен, лучший знаток тектоники Кавказа и, что главное, он детально изучил разрез вдоль Военно-Грузинской дороги. В статье, которая специально написана как геологическое пояснение к вышецитированной петрографической работе Л. А. Варданянца [70], В. П. Ренгартен пишет:

«Очень трудно разрешить вопрос о времени проявления той вулканической фазы, при которой произошло внедрение диабазов. Вмещающие юрские породы—кистинская и циклаурская свиты—не моложе верхнего лейаса. В громадном большинстве случаев они имеют столь же крутые углы падения, как и находящиеся среди них дайки диабазов. Это может служить доказательством того, что внедрение магмы происходило в сильно дислоцированную толщу пород. Еще более убедительным было бы нахождение крутых даек не только на крыльях, но и на пологих сводах антиклиналей. К сожалению, свод крутой Дарьяльской антиклинали оказался построенным очень сложно, вследствие надвигания пакетов смятых сланцев, имеющих и здесь крутые падения. Лишь в одном месте, к западу от

Дарьяльского массива, над гранитами наблюдались глинистые сланцы и кварциты с падением на ВЮВ 166 под углом 18° и среди них крутопадающие дайки роговообманковых диабазов (№ 482). В других случаях, когда наблюдались пологие падения в осадочных породах, диабазы в них носили следы сильнейших деформаций и рисовались в виде пологолежащих линз смятой и милонитизированной породы. Это, очевидно, влияние сильнейших тектонических процессов более новой орогенической фазы». (стр. 298).

Как видно из этой цитаты, Дарьяльская антиклиналь имеет не «полого-залегающий свод», а наоборот, этот свод построен очень сложно и вряд-ли там можно видеть вертикальные дайки диабазов, секущие пологие слои свода. По В. П. Ренгартену, встречена лишь одна такая дайка (№ 482) роговообманкового диабаза. Но что это за порода? Теперь мы подходим ко второму вопросу, поставленному нами выше. Как мы выше говорили, среди диабазов выделяется группа лабрадоровых диабазов с моноклинным пироксеном; последний в той или иной мере уралитизирован и как по характеру уралита, так и по остаткам пироксена в центре уралита, не трудно установить вторичную природу роговой обманки. Но, в описаниях Л. А. Варданянца уралитовые диабазы с офитовой структурой объединены с породами с первичной роговой обманкой и гипидиоморфной структуры, которые, несомненно, относятся к диоритам. Такие породы в Верхней Раче описаны Н. Ф. Татришвили и она их выделяет от уралитовых диабазов. Таким образом, Л. А. Варданянц, упрекающий Д. С. Белянкина в объединении всех пород под «обезличивающим названием «диабаза», встретив несколько даек диоритовых пород с первичной роговой обманкой, сам не считает нужным отделить их от диабазов с явно уралитизированным пироксеном и объединяет под названием диорито-диабазового ряда. Как видим, дайка (№ 482), секущая «пологолежащие слои» свода Дарьяльской антиклинали, повидимому, относится к роговообманковым диоритам, а не диабазам, для которых обязательно наличие не первичной роговой обманки, а уралитовой, и при том с остатками моноклинного пироксена.

Наконец, третий вопрос—о возрасте структуры Дарьяльской коробчатой антиклинали.

И. Г. Кузнецов, приводя мнение Л. А. Варданянца и В. П. Ренгартена о возрасте пород диорито-диабазового ряда окрестностей Дарьяла и критикуя их, между прочим писал: «Оба автора без каких бы то ни было обоснований отбрасывают мысль о возможном формировании Дарьяльской антиклинали в предтоарскую и предааленскую фазы. А движения в эти фазы имели на Кавказе весьма напряженный характер и в частности первая из них по интенсивности превосходила предкелловейскую. Поэтому

стнюдь не исключена возможность, что основы Дарьяльской структуры были заложены уже в конце лейаса и что некоторые породы из нескольких изученных Ренгартеном и Варданянцем групп пород могут быть связаны именно с этими движениями» ([210], стр. 192).

В последнее время появилась статья Д. К. Андреева [11], в которой автор освещает геологическое строение Дарьяльского ущелья. По его мнению, внедрение лабрадоровых диабазов явилось завершающим эпизодом предкелловейского цикла орогенеза. Эти диабазы он считает аналогами ассинских диабазов Д. С. Белянкина, а альбитовые же параллелизует с Чимгис-Чаухинской формацией, считая их лавовыми покровами эпохи отложения флишевой толщи.

Как видим, нет никакого основания отрицать среднеюрский возраст лабрадоровых, в той или иной мере уралитизированных, диабазов и в свете имеющихся данных, вывод о синхроничности этих диабазов и с эффузивными лабрадоровыми порфиритами средней юры Грузии, по нашему мнению, нужно считать достаточно убедительным.

Конечно, это не касается диоритовых пород с первичной роговой обманкой, неправильно объединяемых с уралитизированными диабазами и, повидимому, имеющих возраст более молодой, чем юрские диабазы.

10. Характер распределения фаций в среднеюрской вулканогенной толще и последовательность излияния разных порфиритов.

Приведенное описание среднеюрской вулканогенной толщи по отдельным районам ее распространения и характеристика типов слагающих ее пород показывают, что толща далеко не однородна. Наоборот, можно сказать, что в некоторых районах она с большой натяжкой может быть названа вулканогенной, так как в ее составе преобладают нормально осадочные породы. На карте, приведенной на рис. 3, схематически дано распределение разных фаций среднеюрской вулканогенной толщи.

Из этой карты видно, что настоящие вулканогенные породы—лавы и сопровождающие их пирокластолиты—распространены главным образом в северной зоне толщи, то-есть на южной периферии геосинклинали южного склона Большого Кавказа, та же фация встречается на периферии Дзирульского кристаллического массива. Диабазовая или силловая фация среднеюрского вулканизма развита главным образом среди флишевых осадков геосинклинали южного склона Большого Кавказа. Районы же распространения толщи с преобладанием осадочных пород наблюдаются главным образом в полосе между Дзирульским кристаллическим массивом и геосинклиналью южного склона Большого Кавказа. Как показано в главе о кластических породах, осадочные породы толщи представлены туфогенными, граувакковыми, аркозовыми и аркозово-граувакковыми породами.

Для образования пород последних трех типов материал поступал как из самой геосинклинали с вулканических островов, так и с юга, с кристаллических пород Грузинской глыбы. В зависимости от геологической обстановки преобладал то один, то другой материал. Появление аркозовых пород связано с поднятием Грузинской глыбы, с которым, повидимому, совпадало ослабление вулканических извержений, так как аркозовые песчаники почти не содержат туфового материала. В условиях низкого стояния Грузинской глыбы, в бассейн сносился материал, главным образом, с вулканических островов, которые интенсивно размывались в продолжение всего байосского времени и образовались граувакковые песчаники. В периоды же усиления вулканических извержений в эти же участки бассейна поступал первичный пирокластический материал, который перемешивался с терригенным материалом и в результате дал настоящие туфогенные породы.

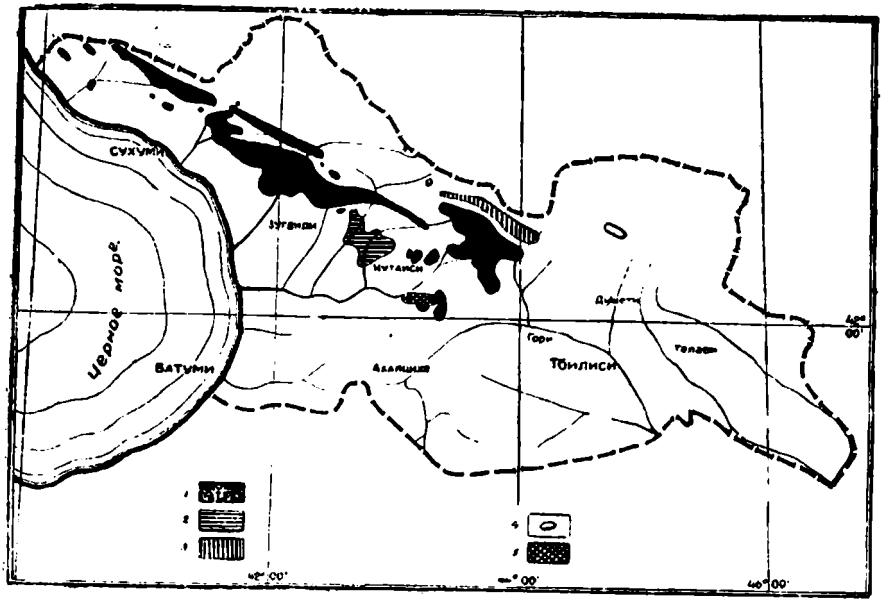


Рис. 3. Распределение фаций среднеюрской вулканогенной толщи. 1—участки с преобладанием лав и пирокластолитов; 2—участки с преобладанием осадочного аркозово-грауваккового материала; 3—участки смешения диабазо-порфиритовых и флишевых фаций; 4—отдельные выходы диабазов среди флишевых толщ; 5—Дзирульский массив.

Районы или участки распространения, главным образом, вулканогенных пород сложены из разных порфиритов. Последовательность излияния разных лав очень трудно и далеко не везде возможно установить. Наши исследования для Верхней Рачи и Юго-Осетии позволили установить следующую последовательность появления разных порфиритов среднеюрской толщи: самыми ранними являются спилитовые порфириты, за ними следуют роговообманково-лабрадоровые порфириты, следующая фаза пред-

ставлена плагиоклазовыми порфиритами, но они встречаются не везде, имея очень ограниченное распространение, и, обычно, за роговообманковыми порфиритами следует излияние авгитовых порфиритов с основным плагиоклазом—лабрадором, битовнитом, анортитом. Конечно, не во всех районах распространения среднеюрской толщи встречаются все перечисленные разновидности и далеко не всегда удается без детальных петрографических исследований установить какую либо последовательность. Поэтому понятно то сомнение, с которым встретили эту схему некоторые петрографы. Например, Д. С. Белянкин и В. П. Петров [50] по этому поводу пишут: «Насколько справедлива эта схема не вполне ясно. Наши личные наблюдения и наблюдения других авторов говорят скорее против такой определенной последовательности в фациях порфиритов» (стр. 667). Мы хорошо знакомы с работами уважаемых авторов «Петрографии Грузии», но нигде в этих работах не встречали доказательств другой последовательности. Нам даже не совсем ясно, в чем сомневаются они: в том, что такая же последовательность не будет выдерживаться в других районах, или в том, что в самой Раче и Юго-Осетии она не доказана. Для последнего случая мы должны сказать, что в 1935 г., приступая к изучению среднеюрской вулканогенной толщи Верхней Рачи и Юго-Осетии, мы сами мало надеялись на возможность установления какой либо последовательности в извержении разных порфиритов. Но в результате наших работ 1935 г. собраны были такие факты: 1) по р. Джоджоре, на сланцево-песчаниковую свиту верхнего лейаса залегают спилиты, то-есть они образуют самые нижние горизонты вулканогенной толщи. По р. Сакаура, в верхних горизонтах той же верхнелейасовой толщи, имеем ясное переслаивание маломощных спилитовых покровов и их туфов со сланцами; 2) по р. Кведрула, в верхних горизонтах спилитовой свиты, имеем прослои роговообманково-лабрадоровых туфов, аналогичных по составу роговообманково-лабрадоровым порфиритам окрестностей сел. Цона и оз. Эрцо, где они залегают над спилитовой лавовой брекчией; 3) на северном склоне горы Сырх-Леберта широко развиты плагиоклазовые порфириты и их туфы; эти же плагиоклазовые порфириты секут в виде жил свиту роговообманковых порфиритов в окрестностях оз. Эрцо; 4) авгито-лабрадоровые порфириты везде образуют самые верхние горизонты толщи и в пределах Рачи и Юго-Осетии над ними не были встречены другие разновидности, за то они образуют дайки и некки во всех вышеназванных порфиритах и их туфах; 5) обломки спилитов часто встречаются в туфобрекчиях, цемент которых образован авгито-лабрадоровым порфиритом. Нам кажется, что приведенные факты указывают лишь на определенную последовательность и вряд-ли есть необходимость сомневаться в этом.

Другой вопрос—во всех ли районах выдерживается данная схема. В этом отношении сомнения авторов вполне понятны. Дело ведь в том, что не только такая последовательность, но и такое количество разновидностей, как в Верхней Раче и Юго-Осетии, в других районах могут не встречаться. В нашем представлении среднеюрские вулканические центры были разбросаны в среднеюрском бассейне и действовали самостоятельно и независимо друг от друга. Более того, они находились на разной стадии развития, так как возникали не одновременно. Поэтому понятно, что даже одновременно действующие разные вулканические центры могли изливать или одинаковые или разные лавы, в зависимости от того, на одинаковых или на разных стадиях развития находились их вулканические очаги. Но для всех вулканических центров, также как и для всего магматического очага, приуроченного к геосинклинальной зоне, существуют определенные законы развития, подчиненные в основном законам дифференциации. Поэтому, если не во всех районах будут встречаться все разновидности порфиритов, то последовательность одних и тех же типов везде будет одинаковой. Наши исследования юрской вулканогенной толщи вполне определенно показывают, что: 1) спилиты везде, где только обнажены низы толщи, занимают самые нижние горизонты, 2) авгито-лабрадоровые порфириты являются самыми молодыми, 3) излияние роговообманковых порфиритов предшествует излиянию авгитовых и, в некоторых случаях, роговообманковые порфириты второго цикла извержений из данного центра будут моложе авгитовых порфиритов первого цикла, как это наблюдалось по р. Мокви и по р. Дзирула, 4) плагиоклазовые порфириты появляются лишь изредка; повидимому, большинство среднеюрских вулканических центров было расположено в такой неспокойной зоне, что магма не могла продолжительное время дифференцироваться в вулканическом очаге и дать такие сравнительно кислые дифференциаты, какими являлись плагиоклазовые порфириты, и чаще процесс не шел дальше образования роговообманково-лабрадоровых порфиритов. Как показывают проведенные А. Н. Заварицким [161] исследования химизма лав некоторых современных вулканов, такая дифференциация и распределение выше кислых, а ниже более основных лав вполне ясно наблюдается и, естественно, она имела место и в древних вулканах.

Что касается кислых пород в среднеюрской толще, представленных кварцевыми порфирами и альбитофирами, то они чаще образуют дайки. В виде покровов они встречены лишь в двух местах: по р. Гализге в районе Ткварчельского каменноугольного месторождения и около г. Вал-Хох в бассейне р. Джеджора в районе Квайсинского полиметаллического месторождения. Их генезис для нас не совсем ясен: образовались ли они в результате далеко зашедшей дифференциации в отдельных вулка-

нических центрах, или же их происхождение нужно объяснить какими то особыми причинами, в частности контаминацией. Этого вопроса мы коснемся в последней главе. Здесь только отметим, что по химическому составу они вполне похожи на породы из нижнелейасовой кварц-порфировой толщи и должны иметь одинаковый с ними генезис.

Дайки кислых пород альбитофиров, кварцевых порфиров, ортофиров и др. по нашему мнению, образуют собой жильную фацию среднеюрских интрузий и фактически являются лишь дацитами, липарито-дацитами и др. породами, плагиоклаз которых позже испытал альбитизацию. За это говорит нахождение дайки дацита с частично альбитизированным плагиоклазом на г. Дагверула в районе распространения большинства этих альбитофиров и большого количества баритовых и полиметаллических жил.

11. Химическая характеристика среднеюрских магматических пород Грузии

Для среднеюрских пород располагаем 53 анализами, которые приведены ниже в таблице. Из них 21 анализ относится к порфиритам, 20 к диабазовым породам и 12 к кислым породам, т. е. почти 25% анализов принадлежат к кислым породам, которые по распространению составляют менее одного процента от общего объема магматических пород среднеюрской эффузивной толщи Грузии (таблица 9, стр. 106—116).

Поэтому, при выведении средних числовых характеристик для среднеюрских пород, мы кислые породы не принимали во внимание, так как в противном случае получили бы сильно искаженное представление о кислотности среднего типа среднеюрских пород. Кроме того следовало бы учесть и измененные породы, например, интенсивно силицифицированные, кальцитизированные и др., что не всегда удается ввиду того, что анализы, приведенные в некоторых работах, не сопровождаются детальными описаниями. Иногда названия пород не правильно передают истинную природу породы, например, некоторые анализы соответствуют кислым породам типа альбитофиров, а описавшие их авторы называют их просто порфиритами и пр.

Несмотря на это, приведенные анализы, числовые характеристики по А. Н. Заварицкому, а главное, диаграмма химических составов по методу А. Н. Заварицкого, дают вполне ясное представление о химической природе пород данной естественной ассоциации, и показывает ряд особенностей, отличающих данную ассоциацию от других, описанных нами в настоящей работе.

Средние значения числовых характеристик среднеюрских пород следующие:

Таблица 7

Название пород	Числовые характеристики					
	a	c	b	s	n	Q
Диабазы	7,6	7,7	25,2	59,2	75	−7,4
Порфириты	8,2	7,1	20,6	62,3	76,6	−2,8
Среднее для порфиритовой серии без альбитофиров	8	7,4	22,9	60.5	76	−5,3
Альбитофиры	10,66	2,1	8,6	69,9	66,2	+33
Среднее для всех пород вместе с альбитофирами	8,6	6,24	19,6	64,9	73,6	+4,3

Для сравнения здесь же приведем из работы А. Н. Заварицкого, числовые характеристики средних типов пород, имеющих почти одинаковый с нашими породами составы [60].

Таблица 8

Название среднего типа	Числовые характеристики					
	a	c	b	s	n	Q
Средный базальт	9	6	27	58	—	−8
Средний андезито-дацит	11	6	9	74		+15
Средний андезито-базальт	10	6	20	64		+2

Из приведенных данных таблиц видно, что: 1) диабазы образуют самую основную группу среднеюрской серии и отвечают по составу среднему базальту, 2) порфириты едва заметно отличаются от диабазов чуть большим «a», и меньшим «b», не выходя за пределы тех же базальтовых пород, что вполне естественно, так как диабазы являются лишь структурными разновидностями порфиритов и как в той, так и в другой группе имеются более основные или менее основные разновидности в пределах базальтового состава, что особенно наглядно видно на диаграмме химических составов, на которой начальные точки векторов диабазов и порфиритов тесно перемешаны друг с другом, и лишь в нижней части роя преобладают диабазы, 3) альбитофиры по составу соответствуют дацитам и уклоняются то в сторону липаритов, то, чаще, в сторону андезитов, поэтому средний их состав вполне соответствует среднему андезито-дациту А. Н. Заварицкого; заметно меньшее значение «c» альбитофиров объясняется тем, что они представляют собой альбитизированные дациты и андезито-дациты, 4) средний состав всех пород средней юры, включая и альбитофиры, отвечает составу среднего андезито-базальта, то-есть средняя магма, давшая породы средней юры, соответствовало по составу базальту, немного уклоняющемуся в сторону андезитов, мало отличаясь от среднего состава

эффузивных пород Камчатки, который, по В. И. Влодавцу, отвечает андезито-базальту [76].

Рассмотрение диаграммы химических составов позволяет отметить ряд особенностей среднеюрской серии пород (рис. 5).

Как видно на диаграмме, основная масса начальных точек векторов располагается непрерывной полосой вдоль почти вертикальной линии, проходящей между a=5 и 10. Лишь незначительное число диабазов уклоняется вправо от этой линии. Означенная линия на проекции ÄSB весьма слабо наклонена к оси SB в средней части роя и лишь в верхней части полосы обнаруживает незначительное отклонение вправо. Это говорит за то, что повышение кислотности пород не всегда сопровождалось значительным повышением щелочности и среднее значение «a» альбитофиров мало отличается от таковой диабазов и порфиритов. Векторы располагаются достаточно симметрично от осевой линии, но кучность векторов неодинакова: наибольшее количество векторов расположено в средней части роя, где и попадает начальная точка вектора, изображающая средний состав пород средней юры. В нижней и верхней части роя, наоборот, векторы расположены значительно менее кучно, то-есть средний тип порфирита имеет наибольшее распространение среди пород средней юры.

Длина и направление векторов на ÄSB в нижней и средней части роя для большинства пород одинаковы и указывают на почти одинаковое содержание окиси железа и магнезии и сравнительно незначительную роль извести в метасиликатах пород.

Но некоторая часть векторов в нижней части роя, значительное количество в средней части и, почти все векторы в верхней части направлены не вправо, а влево, показывая пересыщение глиноземом. Как видим, пересыщение глиноземом характерно не только для кислых, но и для средних и основных пород и, повидимому, вызвано альбитизацией плагиоклаза, во время которой большая часть глинозема, освобождающегося в результате разрушения анортитовой молекулы, остается в породе, вызывая часто рыжевато-бурую окраску альбитов.

На проекции CSB векторы располагаются более кучно, со значительной вогнутостью в сторону SB в средней части роя. В нижней и средней части намечается разделение роя на две ветви, причем правая часть соответствует альбитизированным породам, а левая—лабрадоровым. Длина векторов увеличивается снизу вверх в сторону более кислых пород. В этом же направлении происходит изменение направления векторов: в нижней части векторы направлены почти вертикально, подчеркивая незначительную роль K_2O в этих породах, выше векторы незначительно отклоняются от вертикального направления и лишь в самой верхней части роя среди

кислых пород появляются отдельные полого направленные векторы, указывающие на преобладание K_2O над Na_2O.

В целом, среднеюрская серия эффузивных пород характеризуется резко выраженной известково-щелочной природой, бедностью щелочами и резким преобладанием Na_2O над K_2O.

Представители интрузивной фазы среднеюрского вулканизма характеризуются теми же чертами химизма, показывая лишь незначительное повышение щелочности, без значительного возрастания роли K_2O.

Из новейших вулканических серий Тихоокеанской области среднеюрская серия Грузии соответствует типу Пеле и Лассен-пик, который на сводной диаграмме типов естественных ассоциаций вулканических горных пород А. Н. Заварицкого [162], изображен первой линией № 1. Эта линия соответствует самому крайнему известково-щелочному типу вулканических пород и наряду с типами №№ 2, 3 и 4, всегда приурочена к орогенным зонам.

Осевая линия роя векторов среднеюрских пород в верхней части почти полностью совпадает с линией № 1 диаграммы А. Н. Заварицкого, но примерно в середине линия среднеюрских пород идет вниз почти вертикально и даже самая последняя точка этой линии отстоит от оси SB на проекции ASB на 6 см (a=6), а линия № 1 типа Пеле-Лассен-пик показывает заметный наклон к оси и конечная самая нижняя точка отстоит от оси SB на 2—2,5 *см* (a=2—2,5). Этим еще раз подчеркивается особенность среднеюрской серии пород Грузии, которая была отмечена выше и заключается в том, что от основных до средних пород средней юры повышение кислотности не сопровождается повышением щелочности, и такое повышение заметно лишь от средних к кислым, что выражается в отклонении верхней половины линии вправо.

12. Выводы по среднеюрскому вулканизму Грузии

1. Среднеюрская вулканогенная толща имеет на территории Грузии широкое распространение. Большая часть толщи состоит из лав и пирокластолитов, но на некоторых участках значительное распространение получают нормально осадочные породы: аркозовые и граувакковые песчаники, которые образовались за счет размыва с одной стороны Грузинской глыбы, а с другой стороны вулканических островов сложенных из продуктов среднеюрского же вулканизма.

2. В вулканогенном материале резко преобладают пирокластолиты, а лавы составляют в разных разрезах 10—12%, редко доходя на небольших участках до 20%.

3. Лавовые излияния давали разные порфириты, но главные типы их, наиболее распространенные, представлены спилитами (альбитовыми порфиритами) и порфиритами с основным плагиоклазом. По характеру темного силиката, в обоих типах преобладают авгитовые порфириты. Роговообманковые и плагиоклазовые порфириты имеют локальное распространение, встречаясь лишь в некоторых районах и представляют собой результат диференциации магмы в отдельных вулканических очагах.

4. Диабазовые породы встречаются как в самой вулканогенной толще, так и в флишевых свитах Большого Кавказа. Представлены диабазы спилитовыми и лабрадоровыми типами, впервые установленными акад. Д. С. Белянкиным. Среди диабазов спилитовые разновидности появились раньше лабрадоровых, как это наблюдается и для порфиритов. Жильные диабазы являются одновозрастными с соответствующими порфиритами и представляют собой лишь силловую фацию среднеюрских вулканических извержений.

5. Рассмотрение диаграммы химических составов среднеюрских пород показывает, что среднеюрская серия эффузивов имеет резко выраженный известково-щелочной характер и из современных вулканов орогенного кольца Тихоокеанской области, соответствует типу Пеле-Лассен-пик, который на сводной диаграмме типов естественных ассоциаций вулканических горных пород изображен линией № 1.

6. Как геолого-петрографические данные, так и изучение химизма среднеюрской серии вулканических пород Грузии, убедительно показывают, что эта серия представляет собой типичное орогенное образование, обязанное своим происхождением развитию геосинклинали южного склона Большого Кавказа.

7. Таким образом, среднеюрская вулканогенная толща является спилито-порфиритовой (диабазовой, офиолитовой) формацией, характерной для складчатой системы Большого Кавказа, также, как и офиолитовые-спилито-порфиритовые формации всех складчатых горных систем альпийского и более древнего возраста.

8. Во время батской (предкелловейской) орогенической фазы произошла складчатость среднеюрской вулканогенной толщи и внедрение гранодиоритовых и монцонитовых интрузий, которые питались из тех же магматических очагов, что и эффузивный вулканизм. Поэтому они химически мало отличаются от кислых эффузивов толщи, а пространственно чаще связаны с самой вулканогенной толщей.

Химические анализы среднеюрских пород

№ по пор.	1	2	3	4	5	6
Авторск. название и № образца	Спилит № 29	Спилит № 32	Авгитов. порфирит частично альбитиз. № 28[1]	Авгитов. порфирит № 28[2]	Авгитов. порфирит № 43/34	Авгитовый порфирит № 149/34
SiO_2	49,47	54,86	48,68	49,6	56,85	60,42
TiO_2	0,02	0,24	1,5	1,6	0,84	0,85
Al_2O_3	20,50	15,77	19,20	19,4	18,68	18,3
Fe_2O_3	3,44	5,19	1,77	1,05	3,03	4,57
FeO	6,42	3,78	5,90	5,76	4,64	3,20
MnO	0,41	0,38	0,13	0,12	0,12	0,10
MgO	4,82	4,98	5,70	3,70	2,97	2,46
CaO	3,89	6,83	7,12	9,06	7,07	6,20
Na_2O	2,98	2,33	4,34	3,70	2,0	1,87
K_2O	0,55	1,51	1,74	1,74	1,02	1,01
BaO	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,07	0,17	0,17	0,25	—	—
SO_3	0,19	0,16	—	—	0,37	0,32
H_2O-i 110°	1,36	3,24	—	—	0,34	0,24
П. п. пр.	6,00	0,88	4,08	4,56	2,16	0,53
Сумма	100,12	100,12	100,38	100,56	100,09	100,07
Литерат. источник	Двоеденидзе 127	Двоеденидзе 127	Заридзе, 173	Заридзе, 173	Чихелидзе 375	Чихелидзе 375
Аналитик	Цверава	Цверава	Васильева, Хованская	Васильева, Хованская	Варшамова, Бregвадзе	Варшамова, Бregвадзе
Место взятия образца	р. Джеджора	р. Джеджора	с. Цилакаки	с. Цилакаки	р. Чхеримела	р. Чхеримела

Таблица 9

7	8	9	10	11	12	13
Роговообманковый порфирит № 227	Роговообманковый порфирит № 270	Роговообманковый порфирит № 12	Роговообманковый порфирит № 15-а	Роговообманковый порфирит № 240/34	Плагиоклазов. порфирит (дацит) № 11б	Кварцев. порфирит с андез. № 4
70,80	69,84	48,97	47,32	54,71	64,52	64,66
0,01	0,05	—	—	0,81	0,87	0,18
11,51	10,37	21,32	14,96	19,71	17,92	15,84
1,76	2,07	0,58	5,09	4,51	4,94	2,58
2,14	2,00	7,20	9,88	2,57	1,27	2,23
0,17	0,28	—	—	0,13	0,14	0,16
3,88	3,67	10,55	6,44	4,82	2,19	1,05
2,70	4,70	4,94	9,50	5,92	3,04	4,31
2,15	2,59	2,04	3,15	2,50	1,78	4,55
1,28	1,55	0,42	следы	1,27	2,05	2,53
—	—	—	—	—	—	—
0,10	0,15	—	—	—	0,04	0,01
0,29	0,20	—	—	0,27	0,72	0,46
0,52	1,32	—	—	0,96	0,68	0,22
2,92	0,64	3,90	2,80	1,70	0,34	1,33
99,84	98,38	99,52	99,14	99,88	100,15	100,16
Дзоценидзе, 127	Дзоценидзе, 127	Левинсон-Лессинг, 226	Левинсон-Лессинг, 226	Чихелидзе, 375	Дзоценидзе, 127	Заридзе, 172
Цверава	Цверава	Ястржембский	Левинсон-Лессинг и Крикмейер.	Варшамова и Бregвадзе	Накашидзе	Размадзе
с. Цона	оз. Эрцо	Жила по р. Ассе	Жила по р. Ассе	р. Чхеримела	г. Дагверула	Нижн. Сванетия

№ по пор.	14	15	16	17	18	19
Авторск. название и № образца	Роговообманковый порфирит	Авгит-анортитовый порфирит № 37	Авгитовый порфирит № 285	Лабрадоровый порфирит № 108/30	Авгитовый порфирит	Таксит. порфирит.
SiO_2	58,26	51,36	49,67	47,86	47,77	42,99
TiO_2	0,85	0,03	1,10	1,68	0,65	—
Al_2O_3	18,01	18,46	18,58	17,73	22,55	20,04
Fe_2O_3	4,74	4,97	5,81	5,21	3,22	0,17
FeO	3,06	4,80	3,74	6,24	6,23	5,31
MnO	0,15	0,24	0,10	0,21	0,13	—
MgO	3,04	4,53	3,81	4,72	5,24	7,47
CaO	6,52	8,28	9,91	8,76	10,62	8,95
Na_2O	2,63	2,17	3,42	2,82	2,14	4,96
K_2O	1,71	1,07	0,34	1,04	0,33	0,62
BaO	—	—	—	следы	—	—
P_2O_5	—	0,41	—	—	—	—
SO_3	0,62	0,16	—	—	0,38	—
H_2O—110°	0,27	2,24	—	—	0,24	—
П. п. пр.	0,40	1,52	3,90	4,07	0,72	7,78
Сумма	100,36	100,24	100,38	100,34	100,22	98,29
Лит. ист.	Чихелидзе, 375	Дзоценидзе, 127	Белянкин и Петров, 50	Залесский и Петров, 166	Заридзе, 170	Левинсон-Лессинг
Аналитик	Варшамова и Бреговадзе	Цверава	Молева	Молева	Сокова	Макеров
Место взят. образ.	р. Чхеримела	р. Джеджора	Между Ажара и Чхалта	хр. Джава	Дзирульский массив.	г. Рошка

20	21	22	23	24	25	26
Роговообманковый порфирит № 59	Роговообманковый порфирит № 59-а	Альбитизированый диабаз № 247	Лабрадоровый диабаз № 257	Альбитовый диабаз. № 604	Кварцевый диабаз № 243	Кварцевый диабаз № 249
58,15	59,82	48,18	48,21	44,8	55,12	48,0
0,75	0,46	0,88	0,79	1,8	0,92	0,86
17,51	17,72	16,42	17,84	17,07	14,32	17,11
5,04	3.54	7,81	7,42	1,48	7,84	8,85
2,19	2,29	6,43	5,72	6,71	6,82	6,31
0,03	0,06	0,35	0,31	0,15	0,18	0,39
2,51	3,24	7,06	5,36	4,48	3,02	5,02
2,57	4,76	6,03	7,62	6,48	5,74	7,61
2,98	3,23	1,61	1,76	5,54	2,65	1,46
1,42	1,94	1,37	1,17	1.68	1,82	1,09
—	—	—	—	—	—	—
—	—	0,03	0,04	0,88	0,04	0,03
—	—	0,29	0,21	скеды	0,17	0,29
3,06	1,25	1,22	1,12	—	0,42	1,22
3,75	1,56	2,38	2,58	9,29	1,64	2,38
99,96	99,87	100,06	100,15	100,36	100,07	100,33
Приводит. впервые	Приводит. впервые	Двоеннидзе, 127	Двоеннидзе, 127	Заридзе, 173	Двоеннидзе, 127	Двоеннидзе, 127
Янушкевич	Янушкевич	Накашидзе	Накашидзе	Васильева	Накашидзе	Накашидзе
Селение Чонто	Селение Чонто	р. Паца	р. Паца	сел. Рдхмелури	р. Паца	р. Паца

№ по пор.	27	28	29	30	31
Авторск. название породы и № образца	Кварцевый диабаз № 258	Анальцимовый диабаз № 261	Анденизовый диабаз № 106	Анденизовый диабаз № 107	Диабазовый порфирит
SiO_2	54,58	50,62	45,9	46,6	50,17
TiO_2	0,02	0,94	1,8	—	—
Al_2O_3	16,24	17,52	14,85	2,06	15,11
Fe_2O_3	5,56	6,81	1,56	15,30	2,44
FeO	6,28	4,76	7,11	2,01	6,72
MnO	0,49	0,18	0,14	7,22	—
MgO	4,90	3,42	10,42	0,12	2,31
CaO	3,98	8,88	9,73	8,41	11,54
Na_2O	2,92	2,62	4,08	9,40	3,02
K_2O	1,54	1,49	1,14	3,12	1,74
BaO	—	—	—	0,96	—
P_2O_5	0,22	0,03	0,07	—	—
SO_3	0,18	0,18	следы	—	—
H_2O—110°	1,60	0,71	—	—	—
Пот. при п.	1,32	2,09	3,20	—	1,92
Сумма	99,84	100,25	100	100,56	100,02
Лит. ист.	Дзоценидзе, 127	Дзоценидзе, 27	Заридзе, 171	Заридзе, 171	Тимофеев, 355
Аналитик	Накашидзе	Накашидзе	Васильева, Хованская	Васильева, Хованская	Тимофеев
Место взятия образ.	река Паца	река Паца	Нижняя Сванетия	Нижняя Сванетия	Морена Мамисонского лед.

32	33	34	35	36	37
Диабаз	Габбродиабаз № 5	Габбродиабаз № 149-б	Альбитовый диабаз № 1	Диабаз	Крупнозернистый диабаз
49,19	49,42	47,72	47,15	45,78	45,06
—	0,96	2,25	1,32	—	—
16,83	20,43	14,87	16,09	21,23	23,37
1,96	2,01	1,17	4,59	2,57	3,05
8,15	6,52	9,21	9,49	7,0	3,65
—	0,07	0,22	0,23	—	—
7,50	7,07	6,44	4,43	5,81	3,11
12,38	2,92	7,55	8,86	8,06	13,33
3,24	4,86	3,34	4,46	3,57	2,27
следы	0,68	0,69	0,39	2,71	0,61
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	0,64	0,22	0,21	—	0,96
1,41	4,31	3,96	3,31	3,54	5,18
100,66	99,59	99,81	100,61	100,18	100,59
Левинсон-Лессинг, 226	Приводится впервые	Паффенгольц, 50	Белянкин 28	Левинсон-Лессинг, 225	Левинсон-Лессинг, 225
Левинсон-Лессинг, Крикмейер	Янушкевич	Френкель и Моравчевский	Белянкин	Макеров	Преображенский
Ассинское ущелье	хр. Чутхаро	Белоканы	Красная поляна	р. Колотаин	хр. Чаухи

№ по пор.	38	39	40	41
Авторское название породы и № образца	Среднезернистый диабаз	Крупнозернистый диабаз	Диабаз № 79-6	Диабаз-порфирит № 208/35
SiO_2	43,32	42,53	42,03	53,23
TiO_2	0,86	1,06	2,99	0,82
Al_2O_3	22,45	16,80	13,32	18,84
Fe_2O_3	2,45	7,22	1,23	3,33
FeO	5,29	1,82	12,06	4,25
MnO	0,03	0,07	0,45	0,14
MgO	6,03	7,69	7,16	4,24
CaO	11,75	10,58	8,39	8,35
Na_2O	1,47	1,57	1,56	1,29
K_2O	1,15	0,96	0,41	0,83
BaO	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—
SO_3	—	—	—	1,49
$H_2O—110^0$	0,09	0,04	0,09	0,16
П. при пров.	3,34	3,85	5,68	3,07
Сумма	100,00	99,89	100,04	100,04
Лит. источн.	Булыго, 57	Булыго, 57	Паффенгольц, 50	Чихелидзе, 375
Аналитик	—	—	Френкель и Морачевский	Варшамова и Бергвадзе
Место взятия образца	Девдораки	Девдораки	Белоканы	р. Чхеримела

42	43	44	45	46	47
Габбро-диабаз	Кварцевый альбитофир № 181	Кварцевый альбитофир № 182	Кварцевый альбитофир № 146[3]	Кварцевый альбитофир № 202	Кварцевый альбитофир № 212
49,42	61,12	64,29	72,11	63,11	66,68
0,96	1,07	1,07	0,63	1,21	1,39
20,43	12,78	16,79	14,83	15,94	16,07
2,01	2,97	3,21	2,48	7,65	3,29
6,52	3,65	2,83	0,81	0,27	0,95
0,07	0,08	0,18	0,02	—	0,07
7,67	3,02	3,56	0,57	2,19	1,68
2,92	6,08	1,63	1,29	1,24	2,30
4,86	2,12	1,69	3,09	3,16	4,04
0,68	1,88	2,51	2,98	2,51	2,61
—	—	—	—	—	—
—	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04
—	0,19	0,19	0,19	0,28	0,28
0,64	0,43	0,67	0,27	0,70	0,70
4,31	4,62	1,45	0,98	0,76	0,76
99,59	100,14	100,11	100,16	99,06	100,86
Приводится впервые	Двоценидзе, 127	Двоценидзе, 127	Двоценидзе, 127	Двоценидзе, 127	Двоценидзе, 127
Янушкевич	Накашидзе	Накашидзе	Накашидзе	Накашидзе	Накашидзе
хр. Чутхаро	сел. Квариса	сел. Квариса	г. Вал-хох	г. Сырх-Леберта	г. Сырх-Леберта

№ по пор.	48	49	50	51
Авторское название породы и № образца	Кварцевый альбитофир 605	Ортофир	Кварцевый альбитофир	Кварцевый порфир 567
SiO_2	61,2	81,16	75,65	72,58
TiO_2	0,69	0,06	0,13	0,25
Al_2O_3	15,26	9,54	13,05	13,32
Fe_2O_3	2,04	1,09	1,67	1,63
FeO	2,68	0,09	0,16	1,47
MnO	0,13	0,03	0,01	0,05
MgO	2,16	0,11	0,21	0,30
CaO	4,48	0,27	0,46	1,02
Na_2O	4,40	0,25	3,09	4,0
K_2O	2,02	6,08	3,90	3,77
BaO	—	0,07	0,29	—
P_2O_5	0,25	—	—	—
SO_3	следы	—	—	—
H_2O-110°	0,20	—	—	0,51
Пот. при пр.	4,74	1,43	1,17	0,92
Сумма	100,61	100,18	100,33	99,82
Литерат. источник	Заридзе, 172	Флоренский и Барсанов, 366	Флоренский и Барсанов, 366	Беликов, 50
Аналитик.	Васильева и Хованская	Мюллер	Мюллер	Егоров
Место взятия образца	Нижн. Сванетия	с. Гвиргвина	р. Лопанис-цхали	с. Розенберг

52	53	54	55	56
Кварцевый порфир	Альбитофир	Кварцевый порфир	Грано-диорит 12	Грано-диорит 9
72,20	61,11	69,5	70,58	71,58
0,18	0,44	0,56	0,26	0.21
11,48	19,57	16,89	13,68	14.18
0,61	1,0	1,05	2,01	1,62
0,66	2,90	1,92	1,51	1,11
0,07	0,14	0,10	0,09	0,06
0,49	1,66	1,52	1,8	1,31
2,33	2,84	3,10	3,79	3,23
2.22	6,04	1,17	3,62	1,51
1,94	0,78	3,11	1,91	1,86
0,20	0,03	—	—	—
—	—	—	0,04	0,03
—	—	0,39	0,21	—
2,06	—	0,18	0,27	0,03
5,69	3,68	0,72	0,79	0,72
100,13	100,19	100,21	100,56	100,09
Флоренский и Барсанов, 366	Залесский, Петров, Беликов, 168	Чихелидзе, 375	Заридзе, 172	Заридзе, 172
Егоров	Молева	Варшамова и Бregвадзе	Накашидзе	Накашидзе
с. Гвиргвина	с. Тири	Дзирульский массив	с. Хевис-Джвари	с. Хевис-Джвари

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ по пор.	Основные				Дополнительные					
	a	c	b	s	f'	m'	c'	a'	n	Q
1	7,62	4,95	29,07	58,35	33,3	29,2		37,5	88,8	—3,58
2	7,5	7,2	19,3	66,0	47,4	45,6	7	—	69,8	9,8
3	12.60	7,90	19,73	59,7	38,4	52,08	9,52	—	79,4	—14,7
4	11,50	8,3	17,40	62,8	40,3	40,0	20,7	—	76,9	— 5,7
5	6,25	9,08	15,0	69,67	50,	35,6	—	14,4	74,4	17,76
6	5,75	7,79	15,17	71,30	47,4	27,6	—	25	73,1	23,3
7	6,30	3,21	11,24	79,25	31,6	57,7	10,7	—	36,1	42,7
8	7,64	2,90	12,54	76,75	30,5	48,5	20,0	—	72,4	35,5
9	5,18	6,33	30,1	58,4	25,7	62,6		11,7	88,8	0,1
10	6,63	6,46	34,3	52,6	54,7	31,2	34,1	—	10,0	—15,03
11	7,63	7,42	19,75	65,20	33,2	42,5	—	24,3	74	7,73
12	7,27	3,93	10,60	78,21	53,4	37,6	—	9	58	38,9
13	13,8	3,8	7,8	74,6	57,5	24,9	17,7	—	73	17,7
14	7,30	8,70	15,	68,5	51	37	—	12	85,7	14.16
15	6,9	10,0	19,20	63,9	51,2	43,4	5,4	—	76	4
16	8,56	9,45	19,82	62,17	46,0	39,5	14,5	—	94,8	— 2,23
17	8,3	8,76	23.78	59,2	48,4	36,6	15	—	80,3	— 7,
18	5,58	13,9	19,78	60,74	48,4	49,6	2	—	91,9	— 3,58
19	12,40	7,97	25,1	54,5	21,9	53,6	24,5	—	93,0	—25,81
20	9,5	4,85	14,85	70,8	45,7	31,6	—	22,7	76	17,8
21	10,2	6,00	12,4	71,4	43,7	45,9	—	10,4	72,1	16,4
22	5,94	7,75	27,35	58,96	50,2	46,4	—	3,4	63,4	— 1,69
23	6,09	9,95	23,56	60,7	57,7	41.6	0,4	—	68,3	— 1,2
24	16,15	4,53	21,14	58,18	40,3	40,0	19,7	—	83,1	—20,47
25	8,7	8,47	20,53	65,30	65,8	25,7	8,53	—	69,3	7,8
26	5,05	9,95	24,6	60,6	61,6	37,8	0,6	—	67,6	0,75
27	8,9	5,02	21,9	64,2	52,6	39,4	—	8,0	74,6	5,55
28	8,4	8,3	20,8	62,5	54,3	30,0	15,7	—	72,4	— 0,1
29	10,3	4,53	39.41	52,8	24,6	53,7	21,7	—	84,4	—19,5
30	8.30	6,27	29,50	56,0	29.7	51,9	18,4	—	83,3	—10,8
31	9,0	5,40	29,0	56,6	28,8	42,3	26,9	—	73,1	—10.2
32	7,0	4,10	32,8	56,1	28,5	38,0	32,5	—	10,0	— 5.9
33	11,87	3,67	36,30	58,20	31,1	51,1	—	17,8	74	—21,05
34	8,7	6,25	25,65	59,4	41,0	45,4	13,6	—	88,3	— 4,85
35	10.74	5,8	26,7	56,8	50,8	29,7	19,5	—	94,7	—13,7
36	12,7	9,0	21,95	56,35	44,0	49,0	7,0	—	66,2	—22.05
37	6,77	14,07	17,4	61,78	40,7	35,7	23,6	—	85,6	— 4.07
38	5,64	14,32	21,9	58,14	37,2	53,9	8,9	—	66,6	— 9,32
39	5,45	10,c8	28,43	55,04	31,5	52,5	16,1	—	71,4	— 9,9
40	4,43	7,7	31,5	56,37	45,5	43,3	11,8	—	86,2	— 3,8
41	4,55	10,53	16,7	68,3	47,3	48,1	—	4,6	70,0	16,89
42	11,47	3,67	36,3	58,2	31,1	51,1	—	27,8	91,6	—21,05
43	7,65	5,03	14,3	72,06	44,2	37,4	18,4	—	63,0	25,0
44	7,00	2,0	18,0	73,0	32,5	35,0	—	32,5	50,0	30
45	10,87	1,50	6,30	81,4	46,3	10,6	—	43,1	60,5	42.1
46	10,72	1,43	14,51	73,34	47,1	26,0	—	26,9	65.4	24,1
47	12,10	2,70	8,90	76,3	41,0	32	—	27,0	69,0	25,7
48	13,5	5,0	10,4	71.6	43,8	36,7	19,5	—	77,0	12,2
49	8,32	0,32	2,48	88,31	39,4	8,0	—	52,6	58,0	58.20
50	11.83	0,53	3,78	83,6	38,6	8,8	—	52,6	53,8	42,77
51	13,93	1,2	3,8	81.1	71,9	14,1	—	14,1	62,5	33,11
52	7,42	2.42	3,34	86,4	36,1	27,8	—	36,1	63,6	54.5
53	13,93	3,53	9,1	72.32	41,0	31,1	—	27,9	91,5	11,34
54	8,43	3.74	8.50	79,30	31,2	29,6	—	39,2	86,6	38,03
55	10,43	3,74	6,89	78,94	44.68	43,69	11,61	—	74.3	32,83
56	5,9	3.7	9,8	80,8	25,0	22,2	—	5,28	54,5	56,1

ь) ВЕРХНЕЮРСКАЯ ВУЛКАНОГЕННАЯ ТОЛЩА

I. Введение

Продукты верхнеюрского эффузивного вулканизма в Грузии приурочены к пестроцветной свите. Хотя эта последняя имеет значительное распространение, ее вулканогенная фация встречается лишь в некоторых районах и занимает сравнительно небольшую площадь. Особенно хорошо вулканогенная фация пестроцветной свиты представлена в Кутаисском районе.

Исходя из содержания нашей темы нами была изучена пестроцветная толща лишь в тех районах, где в ней известны эффузивные образования (рис. 4).

Впервые эта толща отмечается Абихом в районе Окрибы, как состоящая из: «буро-красных глинистых продуктов разрушения кристаллических пород и пестрых мергелей, к востоку переходит в брекчиевидные породы, в которых обломки известняка и железистые глины образуют главную массу. Порода показывает кавернозно-разъеденный вид. Дальше идут песчаники, известняки со слюдистыми чешуями, кварцем и обломками полевых шпатов» [1].

Приблизительно такую же литологическую характеристику этой свиты дает С. Симонович [306] в окрестностях г. Кутаиси, по р. Руа, где он отмечает свиту пород псаммитового характера и дает описание нисходящего разреза, в котором указывает «миндальный камень серого цвета, мелкозернистого сложения».

Возраст свиты Симонович определяет как оксфордский.

Позднее эту свиту Л. К. Коношевский назвал пестроцветной, что правильно передает ее внешний облик, так как она действительно состоит из пород различной окраски [197].

Б. Ф. Мефферт описал эту свиту в Раче, Лечхуми и Окриби [244—46], отмечая лагунный характер слагающих свиту отложений. По совершенно справедливому замечанию А. И. Джанелидзе [115], Б. Ф. Мефферт не только сам не отметил наличие вулканогенной фации в свите в окрестностях сел. Гелати и г. Кутаиси, но даже игнорировал указания С. Симоновича о присутствии в свите покрова мандельштейна.

Название свиты «пестроцветная», данное Л. К. Конюшевским, Б. Ф. Мефферт заменил названием «красноцветная», что, конечно, менее соответствует характеру толщи.

А. И. Джанелидзе, в связи с геологическими исследованиями в Окрибе и Раче, детально изучил как фациальный характер пестроцветной свиты, так и ее стратиграфическое положение. Для Гелатского и Кутаисского

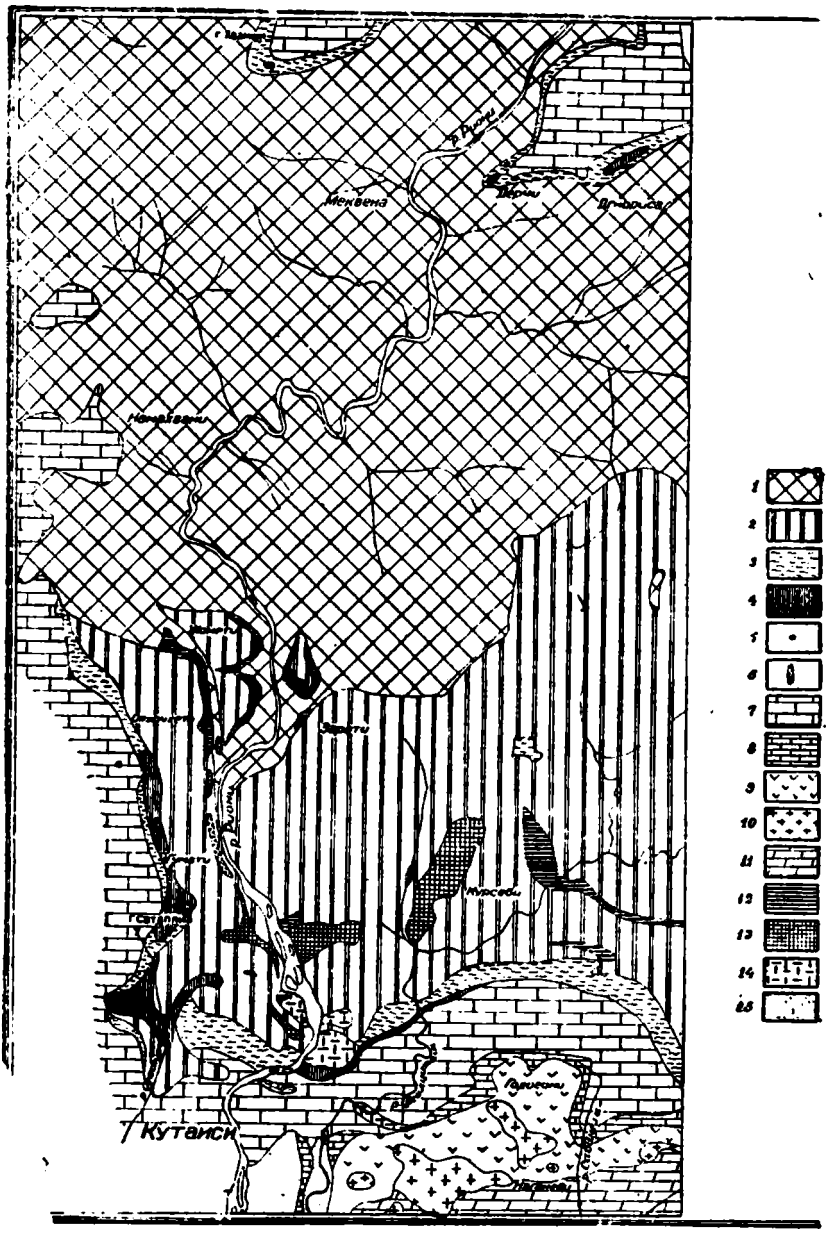


Рис. 4. Распространение вулканогенных фаций верхней юры и среднего мела Кутаисского района (по А. И. Джанелидзе). 1—Вулканогенная толща байоса; 2—листоватые сланцы и угленосная свита бата; 3—пестроцветная свита верхней юры; 4—вулканогенная фация пестроцветной свиты: оливиновые базальты-трахибазальты; 5—трахиты в пестроцветной свите; 6—эссексит, жильная фация верхнеюрских эффузивов; 7—нижний мел; 8—верхний мел; 9—вулканогенная свита турона; 10—анальцимовые пикритбазальты и трахибазальты в туронской вулканогенной толще; 11—известняки турон-сенона; 12—породы тешенитового семейства—жильная фация туронских эффузивов; 13—анальцимовые базальты (турон?); 14—диоритовые интрузивы и жилы (верхний эоцен?); 15—древний аллювий.

районов он отмечает чередование нормально-лагунной фации с вулканогенной [115]. Позднее А. И. Джанелидзе отметил вулканогенную фацию пестроцветной свиты в районе г. Асхи [117].

Возраст пестроцветной свиты Мефферт считал титонским, исходя из того, что, по его наблюдениям, нижненеокомские известняки, согласно перекрывают пестроцветную свиту, которая несогласно налегает на нижележащую угленосную толщу бата. Таким образом, связывая трансгрессию свиты с предмеловой орогенической фазой, которая может быть только предтитонской (андийской), возраст свиты получается титонский.

Детальное изучение во многих разрезах соотношения пестроцветной свиты и вышележащих толщ привело А. И. Джанелидзе к заключению, что нижненеокомская свита кварцевых песчаников налегает трансгрессивно на пестроцветную свиту и, таким образом, предмеловая орогеническая фаза фиксируется не трансгрессивным залеганием пестроцветной свиты на более древних отложениях, а трансгрессией нижнеокомских кварцевых песчаников на пестроцветную свиту. Таким образом предтитонская орогеническая фаза имела место после отложения и частично во время отложения пестроцветной свиты, то-есть возраст свиты является дотитонским, приблизительно киммериджским.

Петрографически породы пестроцветной свиты ни осадочные, ни магматические, до сих пор никем не были изучены. Лишь в работе А. И. Джанелидзе [114] впервые дается описание многих выходов эффузивных пород пестроцветной свиты, распространенных в окрестностях г. Кутаиси и к северу от него до известняковых обрывов г. Хвамли, а также в окрестностях сел. Гелати по р. Цхал-цителa [115]. В этой же работе приводится краткое микроскопическое описание некоторых образцов, выполненное Г. М. Смирновым, согласно которому эффузивные породы пестроцветной свиты в работе называются андезитами и базальтами.

Этим исчерпываются сведения по петрографии пестроцветной толщи.

Поэтому, и ввиду большого интереса, который представляют эффузивные и осадочные породы пестроцветной свиты, приведем детальное описание нескольких разрезов.

При описании материала будем придерживаться следующего порядка: в разрезе, после каждого обнажения и макроскопической характеристики пород, будем приводить их микроскопическое описание и поэтому в начале описания шлифа, если выше имеется описание образца, во избежание повторения, № шлифа не будет указан.

2. Описание разрезов и обнажений

Разрез Гочоура—Сатаплиа. На расстоянии, приблизительно 100—150 *м* от выхода кварцевых песков нижнего неокома в Гочоурском обрыве,

к северу от него, по направлению к Сатаплиа, после значительного перерыва в обнажении (100—150 *м*) начинается выход пород пестроцветной свиты, с падением ЮЗ, но точнее элементы залегания трудно замерить. Выход (обн. 42) представлен чередованием красных и светлозеленых слоев, состоящих из рыхлой конгломератовидной породы. Наряду с окатанными обломками попадаются и угловатые обломки; средний размер обломков=1—2 *см*.

Обломки красного цвета под микроскопом оказались состоящими из кальцитово-глинистой массы, иногда с оолитовой структурой (шлиф №№ 42а, 42а^1, 42а^2, 42а^3).

Шлиф № 42а состоит из красно-бурой непрозрачной массы, в которую вросся кальцит в виде отдельных изолированных зерен округлой или удлиненной формы, иногда же правильно кристаллических очертаний. Характерно, что на отдельных участках шлифа все кальцитовые вростки гаснут одновременно оставляя впечатление одного кристаллического индивида. Преломление красно-бурой массы выше, чем у канадского бальзама. Встречен лишь один мелкий обломок свежего полевого шпата.

№ 42а^1. Отличается от шлифа № 42а более светлой, почти буровато-желтой окраской главной массы шлифа, в которой, как и в предыдущем шлифе, имеются вростки кальцита. Чаще встречаются удлиненные зерна свежего плагиоклаза, которые иногда полностью замещены кальцитом.

№ 42а^2. Порода состоит исключительно из округлых, более или менее правильно шарообразных телец—оолитов, ядра которых образованы грязно-серым непрозрачным веществом, показывающим в + Ni при большом увеличении мелкочешуйчатую структуру с желтоватыми цветами интерференции, ядро окружается более светлой, почти бесцветной, изотропной массой в виде неширокой полосы; за ней идет каемка более узкая, состоящая из непрозрачной черной гидроокиси железа, светложелтовато-бурой (охристо-железистой) в отраженном свете; она окружает оолиты, одновременно цементируя их и, иногда, образуя между оолитами отдельные мелкие скопления, часто шарообразной формы.

Некоторые оолиты состоят из одного бесцветного вещества второй зоны. В некоторых местах между оолитами находится кальцит, повидимому замещающий первичный железистый цемент. Преломление как у ядра, так и у светлой каемки меньше, чем у канадского бальзама, причем ядро как будто имеет меньше преломление, чем светлая полоса. Измерение иммерсионным способом дало: $1.496 < n < 1.500$.

Угловатый серый обломок оказался крупнозернистым кварцевым песчаником.

Шлиф № 42б. Порода состоит из крупных, угловатых или полуокатанных зерен кварца, которые большей частью непосредственно соприка-

саются друг с другом. Иногда между зернами скопляется мелкоагрегатный кварц, играющий роль цемента. Кое-где встречается и кальцит. Почти все кварцевые зерна переполнены точечными включениями. Большинство зерен характеризуется резким волнистым погасанием, есть и мозаичные зерна.

Приблизительно на 100 *м* от описанного обнажения, в небольшом выходе пестроцветной свиты, найден окатанный обломок черной, плотной яшмовидной породы с параллельными желтыми полосками.

После небольшого перерыва выходят слои брекчиевидного сложения; обломков очень много и в некоторых слоях преобладают над цементом. Макроскопически обломки представлены пегматитом, кварцевым песчаником, выветрелым мандельштейном, плотными красно-бурого цвета яшмовидными породами и др.

Падение этих слоев меняется с ЮЗ на СВ $60° \angle 20°$. Пегматит представлен микроклиновой разностью (шл. № 44) и состоит из тонко, но густопертитового решетчатого микроклина с вросшимися в него зернами кварца разнообразных очертаний. Попадаются отдельные чешуйки мусковита. В микроклине иногда включены пелитизированные зерна плагиоклаза, которые из-за бурой окраски выделяются из менее пелитизированного микроклина. В кварце встречено одно зерно граната.

Обломок № 44[2] макроскопически представляет светло-серовато-буроватую породу, напоминающую мелкозернистый кварцевый песчаник. Под микроскопом порода ясно оолитовой структуры, оолиты бесцветные или слегка сероватые и всегда окружены черной, узкой каемкой, вещество которой образует также крупные неправильные скопления между оолитами и, повидимому, представлено гидроокисью железа. Кроме последнего, между оолитами пространство выполняется также кальцитом, который правильно окаймляет оолиты, никогда не замещая и не пересекая их. Последние в большинстве случаев непосредственно без промежуточного вещества соприкасаются друг с другом, образуя скопления, а между отдельными скоплениями находятся кальцит и гидроокись железа. Вещество оолитов имеет преломление меньше канадского бальзама; при большом увеличении центральные части оолитов показывают мелкочешуйчатую структуру. Встречаются угловатые зерна кварца.

Обломок № 44[3] макроскопически представляет плотную, красно-бурую породу с землистым изломом, с трудом различимыми под лупой белыми точечными включениями. Породу с первого взгляда можно было бы считать выветрелым порфиритом, но ни макроскопический облик, ни микроструктура не подтверждают этого предположения. Под микроскопом краснобурая непрозрачная масса, с большим количеством пустых пор. Структура красно-бурой массы однообразная, аморфная и поэтому то нуж-

но решить, что она представляет основную массу эффузивной породы, окрашенную бурыми окислами железа в результате выветривания, или глинисто-железистую осадочную массу. Обломки кристаллов, включенные в ней, представлены исключительно свежими плагиоклазами ряда андезина, причем зерна часто являются не целыми, а обломками кристаллов. Одно зерно слабо зонально и в разрезе $\perp$ PM дает углы погасания для внешней зоны 10°, плагиоклаз № 27, а для центральной—18°, плагиоклаз № 35.

Образец № 44[4] аналогичен № 44[8]. Под микроскопом—светлокрасная, слегка буроватая просвечивающая масса в сростании с кальцитом образует главную часть породы. В этой массе вкраплены отдельные свежие зерна плагиоклаза ряда андезина. Возможно, что здесь, а также и в шл. № 44[3], имеем выветрелую туфовую породу. Есть отдельные пятна черной гидроокиси железа. Преломление основной массы меньше канадского бальзама.

Измерение плагиоклаза на столике Федорова дало:

B_1-_2 { Ng —30°; Nm—60°; Np—81° } Ось ‖ шву; Pl № 47; двойник. закон: (010).

Образец № 44[5]. Макроскопически—светло-буровато-серая плотная порода с мелкими миндалинами белого минерала. Под микроскопом—мандельштейновый плагиоклазовый порфирит. Основная масса состоит из длинных микролитов плагиоклаза, тесно переплетенных между собой; базис между ними также раскристаллизован и, повидимому, представлен плагиоклазом. Фенокристаллы—исключительно плагиоклаз, достаточно свежий, в виде удлиненно-призматических зерен; относится к ряду андезина. Много пятен и мелких скоплений черного непрозрачного вещества (окислы железа). Измерен простой двойник плагиоклаза. Шов плохо устанавливается, но, повидимому закон граневой. Координаты двойниковой оси:

Ng—78°; Nm—57°; Np—34°; Pl № 37; $\perp$(101). Ближайшие кривые дают также № 37—40. Близкие кривые $\perp$—($\bar{1}$11). и I ($\bar{1}$10) отстоят от точки на 15—20°, в то время, как на кривой $\perp$(101) точка ложится непосредственно.

Обломок № 44[6] имеет светло-серовато розовую окраску и макроскопически напоминает тонкозернистый песчаник, но под микроскопом оказывается оолитовой породой, аналогичной № 44[2].

Цемент в этой брекчии, обломки из которой мы только что описали, представлен светло-буровато-красноватой микробрекчиевидной породой, микроскопически состоящей из того же материала, что и обломки. Шлиф № 45—микроконгломерат граувакового состава. Порода состоит из слабоокатанных и угловатых обломков кварца, эффузивной породы, калишпа-

та и др. Средний размер обломков 1—2 *мм*. Обломки эффузивной породы состоят из бурой аморфной основной массы и фенокристаллов свежего плагиоклаза из ряда андезина. Облик почти всех этих обломков вызывает подозрение, не являются ли они осадочными глинистыми породами, содержащими обломки свежих плагиоклазов. На этот вопрос мы иногда должны ответить положительно, но некоторые обломки несомненно являются эффузивными породами.

Кварцевые обломки обычно более угловаты, имеют волнистое погасание. Много также краснобурых обломков с кальцитом, полностью похожих на шл. № 42 а, № 43 и др. Один обломок без сомнения соответствует оолитовой породе № 42а[2]; кроме того в промежутках между обломками очень часто присутствуют такого же типа отдельные оолиты. Цементирующее вещество—кальцит, который находится в шлифе в небольшом количестве.

Брекчиевые слои продолжаются и дальше; обломки в них чаще окатаны, но есть и угловатые. Среди обломков встречаются кварцевые песчаники, гранитоидные породы, разрушенные порфириты и красные, плотные, яшмовидные породы.

Обломок № 46[1]. Окатанная галька плотного, кварцитовидного песчаника. Под микроскопом порода состоит исключительно из зерен кварца, большей частью угловатых, реже полуокатанных, иногда с резкой мозаичной структурой, размер зерен достигает до 1,5—2 *мм*. Зерна соприкасаются друг с другом непосредственно и имеют зазубренные контуры как в кварцитах; лишь в двух местах встречается небольшое количество каолина в смеси с опалом, выполняющее поры между зернами.

Обломок № 46[3] макроскопически представляет зернистую светлую породу типа мусковитового гранита с мелкими чешуйками мусковита, зернами бледнорозового ортоклаза и кварца. Под микроскопом порода состоит из обломков мозаичного кварца, плагиоклаза, ортоклаза, многочисленных чешуек мусковита, часто изогнутых и собранных в кучу вокруг кварцевых зерен. На некоторых участках шлифа заметна полосчатая структура. Цементирующий материал представлен очень мелкоагрегатным кварцем. В общем порода оставляет впечатление милонита.

Обломки №№ 46[2], 46[7] и 46[12] представляют собой светложелтого (46[2]) и краснобурого (46[7] и 46[12]) цвета выветрелые порфириты, хотя макроскопически это не легко установить.

Обр. № 46[2] сильно выветрелая охристо-желтого цвета порода. Под микроскопом (шл. № 46[2])—плагиоклазовый порфирит. Светло-буровато-желтоватая, местами непрозрачная порфировая основная масса с многочисленными неправильными, иногда дугообразными пустотами, кое-где можно заметить мельчайшие микролиты плагиоклаза.

Фенокристаллы представлены совершенно свежими плагиоклазами, из ряда андезина-лабрадора (угол симметричного погасания—28°, плагиоклаз № 50). Встречено одно крупное обломочное зерно заметно пелитизированного ортоклаза, безусловно ксенолитного. Есть отдельные скопления бурых окислов железа.

Измерение плагиоклаза на столике Федорова дало:

Двойник простой B_{1-2} $\begin{cases} Ng -32° \\ Nm -59° \\ Np -85° \end{cases}$ Pl № 47; двойниковый закон: $\perp(010)$.

в том же зерне P сп. (001) $\begin{cases} Ng -55° \\ Nm -36° \\ Np -54° \end{cases}$ Pl № 45.

Образец № 46^7. Макроскопически и микроскопически не отличается от № 46^2; в основной массе видны мельчайшие микролиты. Плагиоклаз пятнисто замещается альбитом. Один обломок заметно пористый, серовато-бурого цвета представлен микролититом (шл. № 46^{10}). Основная масса состоит из переплетенных друг с другом лейст слегка пелитизированного альбита. Фенокристаллы же—отдельные зерна свежего олигоклаза. Есть две псевдоморфозы кальцита по плагиоклазу.

Среди обломков заметно преобладают плотные, красные роговики или яшмоподобные, иногда пятнистые, породы, под микроскопом оказавшиеся аналогичными с описанными выше оолититами шл. № 46^4, 46^5, 46^9, 46^{11}.

Дальше в разрезе продолжается чередование тех же брекчиевых слоев, содержащих более мелкие обломки пород светло-розового цвета того же состава, что хорошо видно из нижеприведенного описания одного шлифа из цемента брекчии.

Шлиф № 47. Под микроскопом порода состоит из слабоокатанных или угловатых обломков почти всех тех пород, которые упомянуты выше, а именно: обломков лабрадорового порфирита с красноватой основной массой, обломков с типично оолитовой структурой, а также отдельных оолитов, крупных обломков кварца (до 1—2 *мм*) и калиевого полевого шпата как в виде микролина, так и нерешетчатого ортоклаза, обломков микролитита, обломков свежих лабрадоров и андезинов. Последние, повидимому, входят в состав туфа, который цементирует все обломки. Таким образом, здесь имеем пример смешения туфового материала с терригенным и поэтому породу можно называть полимиктовым крупнозернистым туфогенным песчаником.

Под этим слоем брекчиевидный слой, цемент которого представлен опять породой, аналогичной № 47, а обломки же чаще имеют крупные размеры (до 0,5 *м* и более в диаметре) и представлены различными поро-

дами, среди которых значительную роль играют красно-бурого цвета угловатые обломки слоистых пород, повидимому, самой пестроцветной свиты. Один образец (48а), описанный из такой породы, под микроскопом характеризуется типично оолитовой структурой, аналогично уже описанным выше шл. № 46[4] и др.

Среди обломков присутствует большая глыба темной базальтовидной породы, под микроскопом оказавшейся оливиновым долеритом. Приводим ее краткое микроскопическое описание.

Шлиф № 48. Полнокристаллически-порфировая структура. Основная масса состоит из лейст свежего лабрадора и мелких зерен авгита; последние зажаты между плагиоклазовыми лейстами; аморфный базис присутствует в незначительном количестве и полностью хлоритизирован Фенокристаллы—крупные и мелкие зерна большей частью свежего или слегка запыленного плагиоклаза из ряда лабрадора с углом симметричного погасания = 40°, плагиоклаз № 70. Измерение на столике Федорова дает:

B_1-_2 { Ng —40°; Nm—60°; Np —65° } Ось ⊥ шву. Плагиоклаз № 75. Двойниковый закон ⊥(010) $2v = -80°$. $2v = -88°$.

Очень много мелких фенокристаллов, замещенных красно-буроватым веществом типа бовлингита, иногда вместе с кальцитом или серпентином: форма этих псевдоморфоз несомненно оливиновая. Шлиф пересечен многочисленными жилками кальцита.

В одном месте в разрезе встречена пачка мощностью около 10 см тонкослоистых белых или светлосерых пород, похожих на мергель, но совершенно не вскипающих с кислотой. Порода на ощупь жирная, мягкая, ногтем свободно царапается, на плоскостях напластования встречаются углистые растительные остатки. Под микроскопом (шл. № 49) видна грязно-серая непрозрачная масса, местами с плохо выраженной оолитовой структурой. Преломление массы ниже канадского бальзама. Измерение в иммерсионных жидкостях дало приблизительно = 1.520, причем порошок состоит из светло-буровато-серых клочьев глинистого вещества, изотропного, но содержащего многочисленные мелкие чешуйки слюдистого минерала. По микроскопическому описанию порода состоит в основном из галлуазита, а чешуйки анизотропного минерала, судя по цветам интерференции, возможно, принадлежат какому нибудь глинистому минералу (монтмориллонит, леверьерит).

Ниже в разрезе встречается слой брекчиевидного туфа, а под ним сильно выветрелый покров оливинового базальта. Шлиф № 51. Сильно выветрелая, оглинившаяся красно-бурая, непрозрачная основная масса; в ней видны микролиты плагиоклаза и зерна пироксена. Фенокристаллы—

серпентинизированный оливин, который впоследствии замещен красно-бурыми окислами железа; некоторые зерна оливина замещены слабо окрашенным в желтый цвет слюдистым минералом, типа бовлингита.

Обломки этой породы включены в вышележащую брекчию, которая в основном состоит из туфового материала, что указывает на несомненно покровный характер описанного оливинового базальта.

Под этим покровом залегает слой зернистой, серой с бурыми пятнами породы, макроскопически несомненно туфового облика. Под микроскопом (шл. № 52) порода оказывается окварцеванным песчаником, состоящим из слабоокатанных или угловатых зерен кварца и редких чешуек бесцветной слюды. Цемент представлен в небольшом количестве в виде светло-серого глинисто-кремнистого вещества, местами пятнисто обогащенного окислами железа.

Цемент типа пор и частично—контактный. Кое-где попадаются отдельные обломки интенсивно пелитизированного и серицитизированного плагиоклаза. Туфовый элемент в породе отсутствует.

Ниже, в брекчиевидном слое содержится крупный обломок (1 *м* в диаметре) брекчиевидной глинистой породы, под микроскопом (шлиф № 53) состоящей из красно-бурой глинистой массы, местами с хорошо выраженной оолитовой структурой. Преломление глинистой массы ниже канадского бальзама; в ней часто встречаются угловатые обломки кварца и плагиоклаза.

Под этим слоем выходит слой мощностью до 4 *м* белой или слегка кремового цвета глинистой породы, которая даже простым глазом кажется сложенной из тончайших оолитов, но кроме мелких попадаются 2 крупных оолита до 2 *см* в диаметре; под микроскопом (шл. № 54)—типично-оолитовая структура; оолиты состоят из серого цвета глинистой массы, причем оолит, как правило, состоит из двух концентрических слоев; иногда в центре помещается буроватый непрозрачный слой, а по краям более светлый, но наблюдается и обратная картина; в последнем случае краевые части все-же никогда не бывают окрашены в густо-бурый цвет. В скрещенных николях центральная часть оолитов оказывается анизотропной и состоит из мельчайших чешуек минерала, похожего на хлорит или серпентин, с желтовато-серыми цветами интерференции. Этот же минерал в виде тонких полосок заполняет промежутки между оолитами, играя таким образом роль цемента. Краевые части оолитов большей частью являются изотропными, но среди них иногда также заметны чешуйки того же минерала. Преломление оолитов ниже канадского бальзама; измерение в иммерсионных жидкостях дает $-1{,}508 > n > 1{,}498$, а у анизотропного минерала n больше 1.517 и меньше 1,521. Такого же типа белые породы продолжаются на 50 м до выхода черных листоватых сланцев бата, после ко-

торых снова выходит пестроцветная свита северного крыла антиклинали; начинается она глинистой породой охристо-желтого цвета, которая согласно налегает на черные, глинистые сланцы, имеющие падение СВ—290° под углом 20°.

Дальше в северном крыле выходят те же белые породы с оолитовыми глинами, какие были описаны в южном крыле. Они часто пересечены многочисленными мелкими прожилками бурого железняка. Среди этих пород залегает сильно выветрелая, пористая, охристо-желтая порода, представляющая выветрелый покров; поры выполнены окислами железа.

Под микроскопом (шл. № 59)—сильно разрушенная мандельштейновая эффузивная порода, с красно-бурой основной массой от выветривания и накопления окислов железа, которые маскируют структуру основной массы. Миндалины представлены сферокристаллами бледнозеленого хлорита. Фенокристаллы—серпентинизированные зерна (пироксена).

Выше у родника выходят пачки белых и зеленых пород. зеленый слой мощностью 0,3 *м* слагается из плотной пелитовой мягкой породы, ногтем царапается, ножом легко соскабливается тончайший порошок. Под микроскопом порода состоит из бесцветной, прозрачной массы с преломлением заметно меньшим, чем у канадского бальзама. Эта масса имеет как-бы зернистоподобную структуру, причем отдельные зерна изотропные и в скрещенных николях, окружаются тонкой ниткой волокнистого минерала интерферирующего в желтоватых тонах (хлорит или серпентин). В прозрачной массе участками разбросаны отдельные, чаще округлые тельца темносерого, непрозрачного, изотропного вещества. Иногда эти тельца соединяются вместе в виде неправильных скоплений.

Над этим слоем залегает слой белой породы мощностью 0,3 *м*. Макроскопически белая, плотная порода, похожая на известняк. Под микроскопом (шл. № 61) грязносерая, непрозрачная, изотропная масса, аналогичная той, которая встречается в шлифе № 60 в виде отдельных скоплений. Преломление ниже, чем у канадского бальзама. Встречается кальцит в виде отдельных неправильных кристаллических зерен, гаснущих одновременно на определенном участке. Есть отдельные обломки авгита и плагиоклаза. Главная непрозрачная масса местами обнаруживает крупноолитовую структуру. Шлиф сечется жилкой бесцветного изотропного минерала с преломлением выше чем у канадского бальзама.

Под слоем № 60 залегает также слой зеленой плотной породы с песчанистыми и глинистыми участками красного цвета. Песчанистые участки (шл. № 62) оказались состоящими исключительно из правильных ромбоэдров кальцита, сцементированных небольшим количеством черного, по-

видимому, железистого вещества. Наличие хорошо образованных кристалликов и отдельных скоплений кальцита, повидимому, явление эпигенетическое.

На первом подъеме перед подходом к местности Сатаплиа имеем чередование зеленых и красных слоев. Образец из зеленого слоя (мощн. 1 *м*) макроскопически представляет мелкозернистую песчаникоподобную породу, под микроскопом (шл. № 64) оказывается глинистой породой с плохо выраженной оолитовой структурой и состоит из округлых телец непрозрачного грязносерого вещества, по форме напоминающих оолиты. Преломление ниже, чем у канадского бальзама. Кроме таких непрозрачных масс есть отдельные, чаще неправильной формы, изометричные зерна желтовато-коричневого цвета, показывающие в + Ni волокнисто-чешуйчатое строение; некоторые зерна показывают ясно полосчатое строение и цвета интерференции II порядка. Встречаются также тельца состоящие из буровато-черного вещества. Между оолитами мелкие промежутки выполняются кальцитом. Попадаются отдельные мелкие обломки плагиоклаза. В этом слое встречаются конкрециевидные образования зеленого же цвета, но более плотной породы, под микроскопом оказавшиеся карбонатовой породой с элементами включающего слоя (шлиф № 66); порода состоит из крупнокристаллического карбоната (повидимому, доломита), в котором разбросаны отдельные оолиты желтовато-бурого или грязно-серого вещества, из которого состоял предшествующий шлиф. Таким образом, главная масса шлифа № 64 здесь играет подчиненную роль, а подчиненный в шлифе № 64 карбонат здесь образует главную массу. Преломление оолитов больше, чем у канадского бальзама.

Вышележащий слой также слагается зеленоватой породой с частыми конкрециями, но последние здесь меньших размеров и чаще имеют форму шелковичного кокона.

Выше следует слой красно-бурого цвета породы мощностью 3—4 *м;* местами попадаются серовато-белые участки, залегающие вдоль плоскостей слоистости красно-бурой породы. Последняя имеет вид железистого туфа и под микроскопом (шл. № 67) состоит из полу- или полностью окатанных обломков эффузивных пород, среди которых большинство имеет красно-бурую окраску и потому их структура плохо видна, в некоторых же видим микролиты плагиоклаза и фенокристаллы совершенно свежего андезина. Последние встречаются и в виде самостоятельных обломков. Попадаются отдельные угловатые зерна кварца с волнистым погасанием. Цементируются обломки красно-бурой непрозрачной гидроокисью железа.

Почти в самой верхней части пестроцветной свиты выходит покров эффузивной породы (обр. № 69), чуть выше в слоях пестроцветной свиты имеется жила мощностью 0,3 *м*, макроскопически не отличающаяся от по-

роды из предыдущего покрова (обр. № 70). В лощине, которая расположена перед Сатаплийской котловиной, хорошо обнажен тот же покров (обр. № 71), а еще выше имеется выход аналогичной породы (обр. № 72).

Ниже приводим макроскопическое и микроскопическое описание всех названных образцов.

Покров, обр. № 69; макроскопически светло-буровато-серая порода с многочисленными пустыми порами, большей частью правильно шарообразной формы. Видны мелкие темно-красноватобурые листочковидные фенокристаллы. Под микроскопом порода состоит из длиннопризматических, узких палочек плагиоклаза, расположенных в беспорядке; промежутки между ними заполнены бесцветным базисом с преломлением почти как у канадского бальзама. Плагиоклаз по составу относится к ряду андезина-лабрадора (угол симметричного погасания=28—30°), большей частью совершенно свеж. Кроме лабрадора присутствует совершенно свежий полевой шпат, менее идиоморфный, в виде более широких табличек, иногда с хорошей спайностью, с преломлением ниже канадского бальзама. Как по преломлению, которое заметно ниже канадского бальзама, так и по интерференционной окраске этот минерал относится к калишпату.

Измерение одного двойника на Федоровском столике дает B_1—$_2$: Ng—31°; Nm—71°; Np—67,5°. Ось ‖ шву. $2v = -36°$ по одному выходу. Другое зерно в том же шлифе дает $2v = 0°$, то-есть одноосен. Обнаруживаются 2 системы трещин спайности под прямым углом; эти данные соответствуют санидину.

Темный силикат представлен лишь псевдоморфозами бовлингита, форма которых говорит за оливин: они выделяются из остальной массы не размерами зерен, а лишь бурой окраской на светлом фоне. Авгит не встречен.

Образец № 70 из жилы макроскопически отличается от предыдущей породы лишь отсутствием пор; под микроскопом структура полнокристаллически-порфировая; стекло, повидимому, присутствует в незначительном количестве. Основная масса состоит из длиннопризматических зерен плагиоклаза, между которыми зажаты зерна слегка зеленоватого авгита; последний образует коротенькие идиоморфные призмочки. Плагиоклаз совершенно свеж и относится к ряду лабрадора (угол симметричного погасания—35°, плагиоклаз № 64). Имеются отдельные, мелкие как бы разъедающиеся зерна роговой обманки с плеохроизмом от зеленовато-бурого до светло-зеленого с углом погасания до 20°. Много крупных зерен, по форме похожих на оливин, замещенных серпентином и красно-бурым непрозрачным минералом (гематит). Встречаются микрофенокристаллы с углом симметричного погасания—40°, то-есть битовнит № 70.

Измерение одного двойника на Федоровском столике дало: B_{1-2}: Ng—44°; Nm—54°; Np—66°, ось ‖ шву; двойниковый закон [010], Pl № 72. $2v = +76°$, $2v = +80°$.

Покров в лощине (обр. № 71) вполне аналогичен № 69, но образец, взятый из более глубоких (не поверхностных) частей покрова, характеризуется меньшим количеством пор и, сравнительно, более зернистой структурой. Под микроскопом пойкило-офитовая структура. Свежие призматические зерна плагиоклаза представлены лабрадором, между ними зажат свежий же, слегка фиолетовый авгит с углом погасания 38—40°. Много зерен замещенных бурым бовлингитовым веществом, нигде не видно перехода авгита в бовлингит. Вместе с тем, форма также не является характерно-оливиновой, но наличие в некоторых зернах серпентиновых участков говорит скорее за оливин, и поэтому, породу следует называть оливиновым долеритом.

Образец № 72, макроскопически вполне аналогичен № 70 и также представляет массивную породу без пор и миндалин. Под микроскопом — порфировая структура. Основная масса интерсертальная и состоит из мелких кристаллических зерен плагиоклаза, между которыми встречаются мелкие же зерна бесцветного пироксена, роль базиса играет слегка желтоватое изотропное вещество с преломлением значительно ниже канадского бальзама. Это же вещество замещает некоторые плагиоклазы. Крупные зерна оливина полностью замещены бовлингитом и иногда серпентином. Фенокристаллы, кроме оливина, представлены также плагиоклазом в виде одного крупного зонального кристалла, по краям свежего, а в центральной части испещренного пятнами и прожилками цеолита и кальцита.

На горе, восточнее Сатаплиа, на которой стоит тригонометрический пункт, выходит мощный покров плотной буровато-серой породы с красно-бурыми вкрапленниками. Под микроскопом (шл. № 112) офитовая структура, причем плагиоклаз образует длиннопризматические, узкие, почти игловидные свежие зерна, между которыми зажаты сравнительно ксеноморфные, часто также удлиненные зерна слегка зеленоватого авгита с углом погасания 41—43°. Плагиоклаз относится к ряду андезин-лабрадора № 46—50. Много зерен оливина, полностью замещенных бовлингитом. В промежутках между плагиоклазами присутствует в незначительном количестве бесцветное вулканическое стекло.

Как видно из описания, эта порода вполне похожа на породу № 72 и, возможно, что последняя является западным продолжением того мощного покрова, который обнажается на вышеназванной горе.

Эффузивы в пестроцветной свите окрестностей селений Дгнориса, Дерчи и горы Хвамли. Эффузивные породы в пестроцветной свите встречаются также в окрестностях сел. Дгно-

риса, где, без сомнения, имеем покровы двух различных пород. Покров пористой, но без миндалин буровато-серой породы оказался трахи-базальтом. Под микроскопом (шл. № 109)—порфировая структура. Грязносерая гало-пилитовая основная масса с мельчайшими микролитами полевого шпата. Фенокристаллы, свежий калишпат, который редко, но все-таки сдвойникован, образуя простые двойники; в незначительном количестве присутствует кислый плагиоклаз ряда олигоклаза-андезина. В шлифе несколько бурых пятен и одна полоска лимонита. Есть одно зерно замещенное бурыми окислами железа. Темный силикат, если не считать означенной псевдоморфозы, отсутствует.

Измерение калишпата на столике Федорова дает:

P спайности (001) { Ng —82° / Nm—14° / Np —79° } 2v=—36°; соответствует анортоклазу.

P спайности (010) { Ng —17° / Nm—82° / Np —76° }

Другой покров немного восточнее первого, слагается более темной, сравнительно более зернистой мандельштейновой породой с миндалинами из кальцита. Под микроскопом (шл. № 110)—оливиновый андезит, мандельштейновый. Порода с порфировой структурой; основная масса состоит из длиннопризматических зерен плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены бледнозеленым волокнистым серпентином (или хлоритом), который в шлифе присутствует в незначительном количестве. Много черных непрозрачных палочек иногда с зубчатыми очертаниями; повидимому, ильменит. Фенокристаллы представлены оливином, который полностью замещен бовлингитом и серпентином. Миндалины выполнены кальцитом. Плагиоклаз относится к ряду андезина (угол симметричного погасания 20°, плагиоклаз № 37). Как видно из описания, эта порода аналогична образцам, описанным из покровов около г. Сатаплиа, окрестностей города Кутаиси.

Породы, аналогичные Дгнорисскому южному покрову, представленному образцом № 109, встречены в с. Дерчи, где среди серого цвета рыхлых туфовых образований залегает покров, сложенный из плотной, серой породы, под микроскопом оказавшейся трахитом. Под микроскопом (шл. № 111)—трахитовая структура. Полевошпатовые лейсты расположены флюидально и погружены в грязно-буровато-серое, местами бурое непрозрачное вещество, представляющее собой оглинившийся базис. Полевой шпат имеет преломление ниже канадского бальзама и представлен анортоклазом, но присутствует также небольшое количество кислого плагиоклаза. Фено-

кристаллов нет. Рудный минерал отсутствует. Попадаются отдельные мелкие сферокристаллы и червеобразные агрегаты бледнозеленого хлорита, иногда выполняющего пустоты вроде миндалин.

Измерение калишпата на Федоровском столике дает:

Р спайности (001) { Ng —50°; Nm—40°; Np —87°

второе зерно: Р спайности (010) { Ng —84°; Nm—10°; Np —83° 2v = —46°.

Такого же характера и порода № 115, которая представляет сильно выветрелые, белого цвета участки в серой породе № 111.

Вполне аналогичная с № 111 и 115 порода в виде покрова встречена нами в пестроцветной свите под карнизом г. Хвамли; макроскопически плотная розовато-серая порода со слабо выраженной плитняковой отдельностью. В общем порода макроскопически напоминает породу № 111 из сел. Дерчи. Под микроскопом (шлиф № 117) она также вполне аналогична образцам №№ 111 и 115, но грязносерая оглинившаяся масса базиса здесь присутствует в значительно меньшем количестве, что указывает на более свежий характер породы.

Полевой шпат представлен исключительно калишпатом. Много сравнительно крупных зерен темного силиката, замещенных красно-бурым непрозрачным веществом (повидимому, окиси железа) и, иногда, хлоритом. Форма их говорит в пользу оливина. Измерение калишпата на столике Федорова дает анортоклаз. Координаты полюса спайности (110): Ng — 35°; Nm —82°; Np—58°; другое зерно—координаты полюса спайности (001): Ng—90°; Nm—10°; Np - 80°.

Из туфовых пород в сел. Дгнориса под породой № 109 встречен слой сильно выветрелого красного цвета рыхлого туфа. Под микроскопом (шл. № 105) порода состоит из светло-буровато-серой массы испещренной многочисленными пятнами бурого, почти черного, глинисто-железистого вещества. В скрещенных николях шлиф оставляет впечатление слабо раскристаллизованного вулканического стекла. Отдельные обломки плагиоклаза замещены кальцитом. Общий облик породы говорит за ее туфовый характер.

Под Хвамлинским обрывом пестроцветная свита представлена, главным образом, красного цвета песчаниковыми породами. Здесь же в обломках встречена сильно пористая, шлаковидная, темно-бурого цвета порода, похожая на железистый песчаник; под микроскопом (шл. № 118) видна красно-бурая, непрозрачная, лишь по краям просвечающая, и то лишь

при включении коноскопа, масса (повидимому, гидроокись железа), содержащая включения отдельных крупных, угловатых зерен слегка пелитизированного микроклина, обломков сильно выветрелой эффузивной породы и кварца, с характерными для пегматитового кварца формами.

Кроме красно-бурых железистых песчаников, под карнизом Хвамли встречены такого же цвета слои сильно выветрелых туфов андезитового состава, которые под микроскопом (шл. 120) состоят из грязно-бурого железистого цемента, в котором включены обломки свежих или слегка серицитизированных плагиоклазов андезин-лабрадорового состава и отдельные обломки основной массы эффузивных пород.

Разрез пестроцветной свиты сел. Гумати. В сел. Гумати, по дороге, идущей от Гумати к с. Хомули через известняковые карнизы, в начале обнажаются листоватые сланцы бата с многочисленными пластовыми жилами сильно выветрелых пород из группы тешенитов.

Над батскими сланцами залегают слои пестроцветной свиты; непосредственный контакт из-за плохой обнаженности не наблюдается. В нижних горизонтах выходит слой красной глины, с видимой мощностью до 1 *м*. Под микроскопом (шл. № 124) порода состоит из красно-бурой глинистой массы с неясно выраженной бобовой структурой; преломление глинистой массы ниже канадского бальзама. Разнообразной формы пустоты выполняются крупнокристаллическим кальцитом, который иногда полукругом окружает глинистые бобовины; кальцит занимает почти половину площади шлифа.

За ним следует слой светло-красных туфопесчаников, среди которых попадается прослой белой, плотной известковой породы мощностью 3 *см*; под микроскопом (шл. № 125) порода состоит из крупных неправильных зерен кальцита, в массе которого встречаются редкие мелкие обломки свежего плагиоклаза и угловатые обломки кварца. Среди этих же песчаников выше попадается прослой мощностью 20—25 *см* брекчиевидной известковой породы, под микроскопом (шл. 126) состоящей из светложелтого аморфного вещества с преломлением ниже канадского бальзама.

Выше идет слой плотной глинистой породы вишнево-красного цвета, верхние горизонты которого окрашены в зеленый цвет. Под микроскопом (шл. 127) порода состоит из грязно-желтовато-серого, участками серовато-бурого вещества, просвечивающего лишь по краям шлифа; в этих местах показывает плохо выраженную волокнистую структуру, причем волокнистое вещество образует неправильные прожилки и петли. Преломление всей массы ниже канадского бальзама. Обломочных минералов нет.

Выше обнажается слой мощностью 75 *см* красно-бурой песчаниковидной породы с неправильными участками зеленого цвета. Под микроскопом (шл. 128) порода состоит из желтовато-буроватого вещества, которое в

тонкой части шлифа является прозрачным, имеет преломление выше канадского бальзама и в скрещенных николях едва заметно интерферирует, показывая слабо выраженную волокнистую структуру, а в одном месте даже сферокристаллы. Эта масса пересечена многочисленными жилками кальцита, представленного хорошо образованными ромбоэдрами. Иногда кальцит образует крупные неправильные скопления, а в общем, занимает почти половину шлифа. Из обломочных минералов в шлифе встречено одно зерно свежего плагиоклаза.

Выше идет пласт зеленого цвета плотной, глинистой породы, с поверхности покрытой красной охристой коркой. Под микроскопом (шл. 129) — бесцветная или светлосероватая масса, в $+Ni$ показывающая ясно выраженное мелкочешуйчатое строение с серовато-белыми цветами интерференции; преломление выше канадского бальзама. Измерение в иммерсионных жидкостях дало $n = 1.56$. Главная масса чешуек ориентирована почти одинаково. Выше обнажается слой красного цвета мелкозернистой песчаниковой породы мощностью 15—20 *см*, подстилаемой и перекрытой плотной красной глиной. Под микроскопом (шл. № 130) порода оказалась граувакковым песчаником с элементами туфового материала, состоящими из обломков эффузивных пород и отдельных крупных кристаллов кальцита, сцементированными красно-бурой глинистой массой. Встречаются отдельные угловатые зерна кварца и свежего плагиоклаза. Обломки эффузивных пород чаще угловаты или полуокатаны. Ромбоэдры кальцита содержат в себе радиально расположенное красно-бурое глинистое вещество цемента; последнее иногда рассекает пополам ромбоэдры кальцита. Общее количество включений, вместе с кальцитом больше, чем цементирующего вещества.

Выше слой аналогичный № 126 брекчиевидной породы, под которым залегает плотная порода зеленого цвета. Под микроскопом (шл. 131) порода состоит из хорошо образованных ромбоэдров доломита, сцементированных бледно-зеленоватой хлоритовой массой, играющей резко подчиненную роль. Ромбоэдры часто содержат включения отдельных непрозрачных пятен (повидимому, железистое вещество). Попадаются отдельные обломки кварца и плагиоклаза. В центральной, наиболее толстой части шлифа цементирующее вещество грязно-буровато-серое, непрозрачное.

В верхних горизонтах пестроцветной свиты встречается слой белой, плотной породы, мощностью 1 *м*, макроскопически похожей на трахит.

Под микроскопом (шл. 133)—обломочная структура. Главная масса состоит из тонкочешуйчатого или тонкозернистого агрегата халцедона. Обломки большей частью заметно окатаны и представлены эффузивными породами трахитовидной структуры, состоящими из лейст полевого шпата (санидина) и редких зерен кварца. Есть обломок породы вполне аналогичной № 111, 115, 117; есть обломок, повидимому соответствующий № 131.

Встречаются скопления вторичного кварца. Возможно, что главная цементирующая масса представляет собой туф, впоследствии окремнелый. В главной массе имеются новообразования бесцветного минерала с высоким рельефом, в + Ni показывающего радиальную структуру и сероватые цвета интерференции. Хорошо выражена простая или взаимно перпендикулярная система трещин спайности. Контуры минерала указывают на его вторичный характер. В сходящемся свете всегда показывает ясную фигуру двуосного положительного минерала с небольшим 2 v; удлинение всегда положительное. Повидимому, имеем дело с аутигенным баритом.

Еще выше слои плотной роговикоподобной породы, мощностью 20 *см*. Видны мелкие включения пирита. В обнажении часто прерывается, оставляя впечатление линз. Под микроскопом (шл. № 134)—аналогична № 133, только здесь встречаются отдельные конкреции пирита. Новообразования барита здесь также встречаются то в виде неправильных зерен, то в виде удлиненных призмочек, иногда с хорошо выраженной спайностью; местами барит дает закономерные вростки с кварцем. Некоторые обломки эффузивных пород имеют явно альбитифировый облик.

Далее залегает слой глины мощностью 30 *см*, а выше, непосредственно над глинистым слоем, опять роговикоподобная порода мощностью 10 *см*, которая под микроскопом оказалась вполне аналогичной №№ 133 и 134.

Этим заканчивается Гумагский разрез пестроцветной свиты. Общая мощность свиты в этом разрезе не превышает 100—150 *м*.

Окрестности г. Кутаиси. На окраине г. Кутаиси, в районе Мцванеквавила, по Тбилисской улице, среди пород пестроцветной свиты выходит покров сероватой породы, с фенокристаллами красного чешуйчатого минерала. Под микроскопом (шлиф № 8)—структура полнокристаллическая, приближается к офитовой. Между удлиненными и изометричными зернами плагиоклаза зажаты зерна, в настоящее время полностью замещенные сероватым, мелкозернистым кальцитом. Эти кальцитовые псевдоморфозы, повидимому, образованы за счет пироксена. Кроме кальцитовых псевдоморфоз встречаются многочисленные заметно плеохроирующие бовлингитовые псевдоморфозы темно-красновато-коричневого цвета; некоторые листочки очень похожи на биотит. Форма бовлингитовых псевдоморфоз иногда позволяет допустить их образование за счет оливина, но несомненно, что бовлингит образовался также и за счет пироксена. Часто вдоль параллельных трещин спайности в бовлингите совершенно правильно срастается кальцит.

Плагиоклазовые лейсты и зерна вполне свежи и относятся к лабрадору, часто они заметно зональны.

Измерение на столике Федорова дало:

$$\text{P спайности (001)} \begin{cases} Ng -62^\circ \\ Nm -36^\circ \\ Np -72^\circ \end{cases} \text{ Плагиоклаз 52.}$$

Другое зерно с хорошо выраженной системой трещин спайности по двум направлениям, между которыми угол = 82°, дает результаты:

Одна система трещин: Ng—74°, Nm—24°, Np—74°, по кривой $\perp(0\bar{2}1)$ соответствует плагиоклазу № 48.

Другая система трещин: Ng—88°, Nm—74°, Np—16°, по кривой $\perp(\bar{2}01)$ соответствует плагиоклазу № 51.

Полученные данные можно было бы считать вызывающими сомнение, если бы не было измерения спайности (001), по которой № плагиоклаза определяется близким к 50, и, кроме того, если бы две системы трещин не были бы видны совершенно отчетливо, так что угол между ними можно измерить точно; $2v = +82^\circ$ по двум выходам.

Между плагиоклазами в небольшом количестве находится калишпат, который или окружает плагиоклазы в виде тонкой каемки, или дает срастание с ними параллельно удлинению последних, или же выполняет промежутки в виде неправильных зерен. По совершенной свежести и по аналогии с описанными выше шлифами калишпат относим к анортоклазу. В шлифе вместе с кальцитом или самостоятельно в промежутках между плагиоклазами встречается в небольшом количестве пластинчатый бесцветный минерал с цветами интерференции как у мусковита, но часто с характерной для скаполита пестротой цветов в одном и том же зерне. Проверка на Федоровском столике дала $2v = -32^\circ$, так что минерал диагностируется как мусковит. В шлифе разбросано большое количество тонких апатитовых игл. Рудный минерал представлен изометричными, слабо скелетными зернами ильменита.

Эффузивные породы пестроцветной свиты из сборов А. И. Джанелидзе. Кроме собственных сборов, нами описаны также образцы эффузивов пестроцветной свиты из коллекции А. И. Джанелидзе, который любезно предоставил их в наше распоряжение. Ниже приводим описание этих шлифов.

Образец № 1. Из покрова с вершины, что восточнее г. Сатаплиа. Макроскопически—темная, плотная базальтовая порода с бурыми фенокристаллами бовлингитизированного оливина.

Под микроскопом полнокристаллически-порфировая структура. Основная масса состоит из лейст и изометричных зерен совершенно свежего плагиоклаза из ряда лабрадора и зерен авгита, которые чаще кажутся менее идиоморфными, чем плагиоклаз и находятся в промежутках между ни-

ми, но нередко образуют короткие, идиоморфные призмочки и порода приобретает микрогаббровую структуру. Авгит совершенно бесцветен или слегка зеленоват. Крупные фенокристаллы оливина чаще полностью замещены серпентином и по краям бурыми окислами железа, есть и сравнительно свежие зерна. Рудный минерал представлен мелкими зернами ильменита. Между плагиоклазами в небольшом количестве присутствует хлоритовый мезостазис, образовавшийся за счет аморфного базиса.

Образец № 2. Ущелье реки Цхал-цителa. Покров между угленосной и пестроцветной свитами. Макроскопически темно-серовато-бурая плотная порода с многочисленными красно-бурыми фенокристаллами. Под микроскопом—порфировая структура, основная масса интерсертальная и состоит из лейст и призматических зерен свежего плагиоклаза, между которыми помещены зерна бесцветного, свежего авгита. Некоторые промежутки выполнены кальцитом, повидимому, замещая авгит, так как плагиоклаз совершенно не тронут процессами изменения. Фенокристаллы представлены исключительно бовлингитизированными зернами оливина, которые часто содержат включения свежих призмочек плагиоклаза. В шлифе встречается несколько листочков темнокоричневого биотита, который всегда находится в ассоциации с кальцитом, причем сам биотит совершенно свеж и замещения кальцитом не испытывает. Важно заметить, что в шлифе проходит одна жилка крупнозернистого кальцита и большинство биотитовых листочков приурочено как раз к этой жилке. При своем выделении биотит не замещал ни одного минерала, что хорошо видно и на том, что биотитовые листочки прерываются в местах соприкосновения с плагиоклазом. Такой характер биотита заставляет предположить его гидротермальное происхождение, повидимому, вместе с кальцитом. Гидротермы же, повидимому, выделялись из молодых интрузий тешенитов, выходы которых встречаются в ущелье р. Цхал-цителa во многих местах.

Образец № 3. Порода из покрова по дороге Джимастаро—Сатаплиа. Микроскопически светло-серовато-бурая, сильно пористая порода. Поры выполнены желтовато-зеленоватым хлоритовым веществом.

Под микроскопом—основная масса по структуре приближается к трахитовой, так как состоит из лейст плагиоклаза, расположенных иногда почти параллельно. В промежутке имеется небольшое количество хлоритизированного мезостазиса.

Оливин полностью замещен темно-коричневым слабоплеохроичным бовлингитом. Мелкие зерна оливина замещены окислами железа и делаются непрозрачными. Авгит совершенно отсутствует. Плагиоклаз также слабо хлоритизирован, лейсты по составу относятся к ряду олигоклаз-андезина, а микрофенокристаллы к андезину-лабрадору до № 50. Порода в общем аналогична образцу № 110 из покрова с. Дгнориса.

Образец № 5. Из покрова под обрывом г. Хвамли. Макроскопически плотная, серовато-бурая порода с многочисленными красно-бурыми пятнами. Под микроскопом—порфировая структура; основная масса интерсертальная и состоит из лейст лабрадора и зернышек авгита. Аморфный базис, повидимому, отсутствует. Фенокристаллы представлены небольшими таблитчатыми зернами лабрадора № 76 (угол погасания $\frac{1}{PM} = 40^0$) и полностью иддингситизированными зернами оливина. Есть подозрение, что некоторые зерна иддингсита образованы за счет пироксена; за это говорят как форма некоторых псевдоморфоз, так и наличие в одном зерне остатка свежего авгита. Плагиоклазовые фенокристаллы в центральной части слабо пелитизированы и часто содержат включения авгита и иддингсита.

Образец № 6. Из покрова под обрывом г. Хвамли. Макроскопически—темная, черная базальтовая порода.

Под микроскопом отличается от № 1 только лишь большей свежестью оливина, который только слабо серпентизирован, но замещения бовлингитом не испытывает.

Заканчивая на этом описание разрезов, перейдем к общей характеристике пород пестроцветной свиты.

3. Изверженные породы

Проведенное нами изучение эффузивов из пестроцветной свиты, позволяет установить среди них наличие следующих разновидностей: 1. сильно выветрелые базальтовые породы, 2. темного цвета свежие оливиновые базальты или долериты, 3. оливиновые трахи-базальты с санидином, без пироксена, 4. серовато-бурые оливиновые базальты с авгитом, 5. андезиты или андезито-базальты без пироксена, 6. анортоклазовые трахиты.

1. Выветрелые породы первой разновидности были встречены в разрезе Гочоура—Сатаплиа в двух местах, одна в южном крыле антиклинали (обр. № 56) и другая в северном крыле (обр. № 59). Если вспомнить приведенное нами описание разреза, то увидим, что в обоих случаях эти два покрова имеют одинаковое стратиграфическое положение, залегая в самых низах свиты, примерно на 50—80 *м* выше от батских черных сланцев, над серовато-белыми породами, возможно, представляющими выклинивающуюся к западу угленосную свиту. Их полное макроскопическое сходство, желто-бурая окраска и мандельштейновый характер, одинаковая микроструктура и указанное выше одинаковое стратиграфическое положение позволяют сделать предположение, что здесь мы имеем дело с одним складчатым покровом. Сильная разрушенность этих пород не позволяет точно установить их петрографический характер, но наличие полностью

серпентинизированных и окрашенных бурыми окислами железа зерен, по форме соответствующих оливину, и сравнительно свежих зерен авгита, дают возможность породу относить к оливиновым базальтам.

2. Свежие, черные оливиновые базальты были встречены по р. Огаскура в виде мощного покрова (обр. № 42, коллекц. Н. Схиртладзе), под обрывом г. Хвамли (обр. № 6, коллекц. А. И. Джанелидзе) и на Самгуральском хребте, в местности Кариоби [14].

Своей свежестью, типично базальтовым черным цветом, отсутствием мандельштейновой структуры, эти породы резко отличаются от других эффузивов свиты. Точно такая же порода была встречена в виде обломка в диаметре до 0,5 м в брекчиевидном слое южного крыла антиклинали в Гочоура—Сатаплийском разрезе (обр. № 48); совместно с этой породой в состав брекчии входили также крупные угловатые обломки красноцветных глин и песчаников пестроцветной свиты. Не подлежит сомнению, что данный базальт представляет продукт размыва Гочоурского покрова. Нахождение слоя, содержащего этот обломок, в разрезе значительно выше, чем описанные выше выветрелые базальты, позволяет установить более молодой, в сравнении с ними, возраст Гочоурских и аналогичных Хвамлинских базальтов. Таким образом, эти базальты как в поле макроскопически, так и микроскопически, резко выделяются от других эффузивов пестроцветной свиты своей свежестью, макроскопически черным цветом, не мандельштейновым сложением, присутствием совершенно свежего или сравнительно слабо разрушенного оливина.

3. Оливиновые трахи-базальты встречены в виде маломощного покрова в северном крыле Гочоура—Сатаплийского разреза, а также в окрестностях селения Дгнориса. В обоих случаях порода сильно пористая, красновато-серого цвета; обычно, поры пустые, без вторичных минералов. В минералогическом составе этих пород характерно присутствие наряду со свежим плагиоклазом всегда стеклянно-прозрачного калишпата, санидина или анортоклаза, в виде тонких пластинок, неправильных зерен или тонких каемок вокруг плагиоклаза и иногда вростков в плагиоклазе. Пироксен отсутствует совершенно. Темный силикат в Сатаплийской породе представлен иддингситовыми псевдоморфозами по оливину, а в Дгнорисской породе присутствует лишь одно зерно, замещенное почти непрозрачным гематитовидным минералом.

Плагиоклаз относится к ряду андезина-лабрадора около № 50. Таким образом по минералогическому составу эти породы вполне соответствуют трахи-базальтам, причем порода из сел. Дгнориса (№ 109) более близка к трахитам, так как содержит меньшее количество плагиоклаза, к тому же более кислого, чем порода из Сатаплийского разреза. То-есть порода

№ 109 представляет дальнейшую эволюцию базальтовой магмы от трахибазальтов к настоящим трахитам сел. Дерчи и г. Хвамли.

4. Серовато-буроватого цвета оливиновые базальты с авгитом отличаются от предыдущей разновидности оливиновых базальтов или долеритов, главным образом, своей буровато-серой окраской, мандельштейновым характером, а микроскопически—полным отсутствием свежего оливина, который представлен исключительно иддингситовыми псевдоморфозами. Такого типа оливиновые базальты распространены: 1) в Сатаплийском разрезе в виде двух самостоятельных покровов (№ 71, 72), залегающих стратиграфически выше трахидолерита (№ 69), 2) на горе, что восточнее Сатаплийской котловины (обр. № 1, коллекц. А. И. Джанелидзе), 3) в ущелье р. Цхал-цителa, между угленосной и пестроцветной свитами (обр. № 2, коллекц. А. И. Джанелидзе). По мнению А. И. Джанелидзе, эта порода залегает в виде интраформационной жилы, а не покрова между двумя свитами, 4) под карнизом г. Хвамли (обр. № 17, коллекц. А. И. Джанелидзе). Характерной чертой этой группы пород является серовато-буроватая, заметно более темная, чем андезитов следующей группы, окраска и макроскопически более зернистый вид, чем у андезитов.

В отличие от группы темных оливиновых базальтов, в этих породах не осталось даже клочка свежего оливина и он представлен лишь бовлингитовыми псевдоморфозами. Под микроскопом они характеризуются структурой от интерсертальной до микрогаббровой, причем, в последнем случае, авгит, присутствующий лишь только в основной массе, кажется одинаково идиоморфным с плагиоклазом. Последний всегда представлен лабрадором.

Таким образом, эта группа вполне четко отличается макроскопически и микроскопически как от темных оливиновых базальтов, так и от группы андезитов.

5. Оливиновые андезиты встречены в с. Дгнориса (№ 110) в сел. Дерчи [112, 113], по дороге Джимастаро—Сатаплиа (коллекц. А. И. Джанелидзе, обр. № 3), в сел. Гелати у родника (обр. № 4, коллекц. А. И. Джанелидзе). Стратиграфическое положение этих пород в разрезе не вполне ясно. В сел. Дгнориса выход андезита встречается чуть восточнее выхода трахибазальта № 109 и андезит как будто залегает стратиграфически выше последнего, но из-за плохой обнаженности нельзя об этом с уверенностью говорить. Также не вполне ясно соотношение между трахи-базальтом и андезитом в Сатаплийском разрезе.

В сел. Дерчи андезиты залегают ниже трахитов. Эти породы большей частью пористые, реже плотные, буровато-серого цвета; миндалины в Дгнорисском покрове образованы кальцитом. Породы из сел. Дерчи представлены светлосерыми, иногда беловато-серыми плотными разностя-

ми, с хорошо выраженной плитняковой отдельностью. Они, несмотря на сходство в окраске, заметно отличаются от шероховатых трахитов своим плотным сложением.

В отличие от группы трахи-базальтов, андезиты этой группы не содержат калишпата, от оливиново-авгитовых базальтов их отличает полное отсутствие авгита и присутствие плагиоклаза в виде андезина или андезина-лабрадора не выше № 50. Таким образом, эти породы вполне четко выделяются из других эффузивов пестроцветной свиты и относятся к андезитам.

6. Анортоклазовые трахиты с оливином были встречены в окрестностях с. Дерчи в виде маломощного покрова и под известняковым обрывом г. Хвамли. Они даже макроскопически резко отличаются от базальтов и трахи-базальтов плотностью, отсутствием пор, светлосерой или беловато-серой окраской. Под микроскопом для них характерна типичная трахитовая структура; из полевошпатовой составной части присутствует лишь анортоклаз, плагиоклаз полностью отсутствует (шл. №№ 115 и 117) или присутствует в незначительном количестве в виде олигоклаза. Кроме того, в породе № 117 под обрывом г. Хвамли встречается минерал, полностью замещенный красно-бурыми окислами железа; форма этих псевдоморфоз говорит за отнесение их к оливину. Таким образом среди трахитов имеются как безоливиновые, так и оливиновые анортоклазовые разности.

4. Характер и фазы киммериджского вулканизма

Изложенная выше петрографическая характеристика разновидностей эффузивных пород пестроцветной свиты и стратиграфическое положение разных покровов позволяют установить следующие фазы киммериджского вулканизма для Кутаисского района.

I. В первой фазе происходило излияние оливинового базальта, давшего покров мандельштейновой, заметно стекловатой породы. Этот покров не сопровождается туфовым материалом и поэтому его излияние, повидимому, относится к типу трещинных, так как иначе при излиянии базальтовой лавы непременно имело бы место выбрасывание туфового материала, тем более, что, судя по сильной пористости базальта, лава была достаточно богата газами.

Излияние данного базальта происходило не под водой, а на суше, вследствие чего порода подверглась интенсивному субаэральному выветриванию в условиях жаркого и вместе с тем влажного климата, повидимому, мало отличавшегося от климата века угленосной свиты.

II. Следующая фаза представлена излиянием свежих, черного цвета оливиновых базальтов. Они встречаются стратиграфически выше выве-

трелых базальтов первой фазы, но все таки в нижних горизонтах пестроцветной свиты.

Порода характеризуется заметной свежестью; плагиоклаз почти микролиновый, но оливин заметно серпентинизирован по трещинам и окрашен бурыми окислами железа.

Такая свежесть этих базальтов заставляет поставить вопрос, не являются ли они более молодыми, чем вмещающие слои, образованиями, то-есть, быть может эти базальты образуют не покровы, а согласные пластовые жилы в пестроцветной свите? Отсутствие хорошо обнаженных контактов не позволяет дать прямой ответ на данный вопрос. Но нахождение в брекчиевом слое пестроцветной свиты Сатаплиа крупной угловатой глыбы темной базальтовой породы (№ 48), которая характеризуется микротиновым лабрадором, как и Огаскурский покров, дает полное право считать Огаскурский базальт синхроничным со свитой образованием, то-есть покровом, обломки которого попали во время извержения в слой пестроцветной свиты недалеко от самого покрова. Что касается заметной свежести этих базальтов в то время, как базальты первой фазы совершенно разрушены и лавы последующих фаз также заметно тронуты процессами изменения, то этот факт мы объясняем излиянием огаскурских лав под водой, где они быстро были перекрыты терригенными осадками и таким образом защищены от действия агентов выветривания. На безусловно подводный характер указывает плотное сложение лавы, то-есть отсутствие мандельштейновой корки, слабо выраженная, но все таки заметная, эллипсоидальная отдельность. Последние признаки, а также отсутствие туфовой фазы, говорят также за несомненный трещинный характер излияния оливиновых базальтов этой фазы.

III. В Сатаплийском разрезе следующая фаза вулканического извержения представлена излиянием оливиновых трахи-базальтов, которые, кроме окрестностей Сатаплиа, встречены и в окрестностях сел. Дгнориса. Лавы обычно сильно пористы, без миндалин; окраска их буровато-серая, резко отличающаяся от окраски темных лав предыдуюей фазы. Характерно, что все оливиновые зерна полностью замещены бовлингитом и водными окислами железа. По нашему мнению, буроватая окраска пород и полная бовлингитизация оливина указывают на слабое, но обязательно субаэральное выветривание этих лав.

Таким образом, после подводного излияния темных оливиновых базальтов, имеем значительный период затишья вулканических извержений и возобновление извержения уже на суше, причем покровы недолго оставались обнаженными, а вскоре были погребены последующими отложениями пестроцветной свиты.

IV. Излияние андезитов, судя по некоторым наблюдениям, приведенным выше, повидимому, произошло после излияния трахи-базальтов, но это утверждать трудно, и, возможно, что андезиты и трахи-базальты изливались из одного центра с небольшим промежутком времени между ними.

V. После излияния трахи-базальтов и их перекрытия осадками пестроцветной свиты, мощностью около 10 м, произошло излияние оливиново-авгитовых пород, которые по характеру плагиоклаза должны быть отнесены к базальтам. Они также характеризуются темной буровато-серой окраской, присутствием многочисленных бовлингитизированных фенокристаллов оливина и сложением от пористого (Сатаплиа), до совершенно плотного (Дерчи, Мцванеквавила). В некоторых образцах присутствует незначительное количество калишпата, чем эти породы образуют связывающее звено между собственно-базальтами и трахи-базальтами. В отличие от пород III фазы, эти породы всегда содержат в основной массе бесцветный авгит.

Означенная фаза излияния авгитовых базальтов или андезито-базальтов имеет наиболее широкое распространение в пестроцветной свите. В Сатаплийском разрезе встречена маломощная жила этой породы (№ 70), секущая слои пестроцветной свиты выше покрова трахи-базальта (№ 69). Порода из жилы № 70 совершенно не отличается от породы вышележащего покрова № 71, и, по нашему мнению, служит указателем на наличие еще невскрытых, или не обнаруженных нами сравнительно мощных жил, аналогичных № 70 и 71 пород, служащих подводящими каналами при излиянии лав, давших покровы оливиново-авгитовых пород.

VI. Самой последней фазой вулканизма века пестроцветной свиты является излияние анортоклазовых трахитов. Они образуют маломощные покровы в с. Дерчи и под обрывом горы Хвамли. Покровы сопровождаются небольшим количеством туфового материала. В южной части распространения пестроцветной свиты, то-есть в окрестностях г. Кутаиси, трахитовые покровы отсутствуют и лишь в разрезе сел. Гумати, в самых верхних горизонтах пестроцветной свиты встречены два маломощных слоя, состоящие из материала трахитовых туфов. Повидимому, трахитовые лавы и их туфы в окрестностях сел. Дерчи и г. Хвамли испытывали размыв и переотложение в южном направлении. За образование трахитовых покровов на суше говорят также элементы субаэрального выветривания, наблюдаемые в этих породах. Как видно из описания шлифов, более молодые продукты вулканизма—трахиты, гораздо сильнее испытали изменение, чем оливиновые базальты древней фазы; изменение выражается почти в полном ожелезнивании стекловатого базиса и появлении лимонитизированных зерен темного силиката.

Немного севернее Гуматского разреза, на Самгуральском хребте, в окрестностях сел. Квилишори, имеется выход строительного туфа, известного под названием кариобского туфа по названию г. Кариоби, на которой были найдены выходы этих туфов. По данным геологов К. Кереселидзе и И. Бакрадзе [14] месторождение представлено в виде двух пластов: нижнего—зеленоватого туфа мощностью 3 *м* и верхнего—розовато-серого, иногда серовато-белого мощностью 15 *м*. По простиранию эти пласты прослежены на 3—3,5 *км*. Месторождение детально разведано. Пласты туфа залегают в самых верхних горизонтах пестроцветной свиты. Микроскопическое описание шлифов этих туфов выполнено проф. Г. М. Смирновым и приводится в том же отчете. Нам не удалось во время полевых работ посетить это месторождение, но образцы туфа были доставлены геологом М. Папава, открывшим это месторождение в 1934 г. Позже, в 1936 г. шлифы этих же туфов были нами описаны для других целей. В обоих случаях породы мы называли не туфом, а туфолавой, так как структура породы совершенно не туфовая. Тут мы имеем излияние лавы, застывшей в стекловатом виде, захватившей небольшое количество обломков пород; это последнее обстоятельство вообще характерно для туфолав, этим они и отличаются от настоящих лав. Что касается наличия спикулей губок в этом «туфе», на которое указывает Г. М. Смирнов, то подобные «спикули» были встречены и нами. В действительности это не спикули, а результат раскристаллизации стекловатой основной массы вдоль тончайших трещин, дающий картину напоминающую спикули губок. На это указывает также частая изогнутость и завитой характер этих трещин, что характерно для таких перлитовых трещин. Вместе с тем, завитой формы спикули далеко не характерны для губок.

Что касается петрографического характера этих туфолав, то они, по нашему мнению, сильно не отличаются от трахитов. Несколько высокое содержание SiO_2 объясняется наличием в порах вторичного халцедона и кварцина, в остальном же, по химическому составу, они вполне сходны с трахитами.

Исходя из этого, и из одинакового стратиграфического положения кариобской туфолавы и трахитов Дерчи—Хвамли, мы считаем, что они принадлежат к одной, самой последней фазе вулканизма века пестроцветной свиты.

5. *Интрузивы, генетически связанные с верхнеюрскими эффузивами*

Верхнеюрская фаза вулканизма должна иметь своих интрузивных представителей. Естественно, что изолированные очаги под глыбой, давшие небольшой мощности вулканогенную толщу, могли образовать лишь

небольшие интрузии типа жил или силлов, внедрение которых происходит, главным образом, под влиянием гидростатического давления самой магмы [280]. Какого состава должны быть эти интрузии? Известно, что интрузивная (жильная) фаза трахидолеритовой серии эффузивов бывает представлена эссекситовыми породами (Азорские острова, Мадейра, Канарские острова и др.).

Действительно, в Кутаисском районе, в сел. Гумати, среди сланцев бата обнажается пластовая жила мощностью 60—70 *м*, которая по простиранию тянется на 1 *км* (рис. 4), Эта жила отмечается А. И. Джанелидзе, как отличающаяся от тешенитов порода и по определению Г. М. Смирнова называется сиенитом [115]. Петрографически порода из этого выхода детально изучена Н. И. Схиртладзе, который и назвал ее эссекситом [332]; по его данным, ниже приводим краткую характеристику породы, с еще неопубликованным химическим анализом, который автор любезно предоставил в наше распоряжение. Порода состоит из лабрадора, калишпата и темного силиката. Лабрадор частично альбитизирован. Калишпат образует узкую каемку вокруг плагиоклаза, иногда же дает самостоятельные ксеноморфные зерна. Темный силикат представлен фиолетовым титан-авгитом; реже встречаются зерна зеленоватого моноклинного пироксена. В незначительном количестве присутствует красновато-коричневый биотит. Много хлорито-серпентиновых псевдоморфоз по оливину. Много призмочек апатита и зерен сфена; последний часто вместе с ильменитом. В породе присутствует около 0,5% анальцима.

Ниже приведены анализы эссексита, трахибазальта и трахита. Анализы и числовые характеристики показывают промежуточное положение эссексита между трахибазальтом сел. Дерчи и трахитом г. Хвамли, что подтверждает принадлежность нашего эссексита к трахидолеритовой серии.

Аналогичный Гуматскому, выход эссексита Н. Схиртладзе отмечает около сел. Опурчхети.

Таким образом, эссекситы Кутаисского района являются интрузивными (жильными) эквивалентами трахидолеритовых эффузивов пестроцветной свиты и имеют одинаковый с ними возраст. Естественно, что в полосе распространения верхнеюрских эффузивов пестроцветной свиты в нижележащих слоях можно ожидать нахождения новых жил эссекситовых пород.

6. Осадочные породы пестроцветной свиты

Осадочные породы пестроцветной свиты затронуты нами лишь частично и только в тех разрезах, где с ними переслаиваются вулканогенные образования. Детальное же изучение верхнеюрских осадочных пород—дело дальнейших исследований.

Таблица 10

Окислы	Весовые проценты		
	Трахибазальт с. Дерчи № 109	Эссексит с. Гумати.	Трахит г. Хвамли № 117
SiO_2	49,26	47,26	49,82
TiO_2	—	0,89	—
Al_2O_3	17,23	20,14	17,98
Fe_2O_3	12,77	2,88	11,63
FeO	0.17	6,41	0,73
MnO	0,31	0,33	0 08
MgO	4,28	3,19	1,94
CaO	6,13	7,81	3,22
Na_2O	2,25	4,82	3,66
K_2O	2,41	2,44	6,62
P_2O_5	—	0,34	—
Потеря при/пр.	4,26	2,74	2,42
H_2O	0,30	0,48	2,06

Числовые характеристики

Параметры	Трахибазальт с. Дерчи	Эссексит с. Гумати	Трахит г. Хвамли
a	9,71	15,3	19,09
c	8,61	6,9	3,55
b	15,29	18,47	15,83
s	66,34	55,4	61,44
f'	44,3	50,6	73,3
m'	55,2	31,2	22,4
c'	0,5	18,2	4,2
n	59	74,7	45,7
Q	-4,69	-18,77	-18,76

Аналитик О. Ф. Размадзе.

Осадочные породы пестроцветной свиты в изученных нами разрезах, и вне их, представлены как механическими, так и химическими осадками.

Среди механических осадков одинаково распространены как псефитолиты, так и псаммитолиты. Первые из них представлены исключительно брекчиями, а окатанный материал присутствует лишь в нижних горизонтах брекчиевых слоев. Брекчии и конгломерато-брекчии чаще встречаются в окрестностях г.Кутаиси; дальше к северу они постепенно сменяются псаммитолитами, количество и величина зерна которых становится все меньше по мере приближения к сел. сел. Дерчи и Дгнориса.

Обломочный материал брекчий и конгломератов представлен в основном продуктами размыва пород самой пестроцветной свиты, продуктами размыва кристаллического субстрата Грузинской глыбы, а также материалом размыва пород угленосной свиты.

Продукты размыва кристаллических пород Грузинской глыбы представлены отдельными, мелкими угловатыми или слабо-окатанными обломками слюдяных пегматитов и мусковитовых гранитов. По количеству этот материал значительно уступает материалу другого происхождения.

Преобладающая роль принадлежит обломкам красного цвета плотных, твердых яшмовидных пород или также красно-бурых, но сравнительно мягких глинистых пород; последние иногда представлены в виде больших глыб с ясной слоистостью, с чередованием красных и зеленоватых участков. Нет никакого сомнения, что эти породы принадлежат самой пестроцветной свите. Большинство из этих обломков под микроскопом оказалось оолитовыми породами, причем оолитовый материал присутствует как в ви-

де крупных обломков, так и в цементе этих брекчий. Совершенно аналогичные породы в виде самостоятельных слоев были встречены в нижних горизонтах пестроцветной свиты в Сатаплийском разрезе.

Продукты размыва пестроцветной свиты представлены также обломками сильно выветрелых базальтовых пород, аналогичных базальтовому покрову, описанному из пестроцветной свиты, как представитель первой, самой ранней фазы киммериджского вулканизма. За это говорит полное макроскопическое и микроскопическое сходство пород из обломков в брекчии и из выветрелого покрова. По мнению А. И. Джанелидзе красный цвет пород пестроцветной свиты объясняется заимствованием материала из выветрелой части среднеюрской вулканогенной толщи. Поэтому, естественно возникает вопрос: не являются ли эти обломки выветрелых эффузивных пород также продуктами размыва среднеюрской порфиритовой серии. На этот вопрос нелегко ответить.

В процессе изучения нами пород среднеюрской порфиритовой серии такие сильно разрушенные порфириты там не были встречены.

Большинство выветрелых обломков, описанных из пестроцветной свиты, содержат первичный, достаточно свежий плагиоклаз из ряда андезина или андезина-лабрадора и псевдоморфозы серпентина или кальцита по оливину.

Такие породы характерны для покровов пестроцветной свиты в то время, как среднеюрская вулканогенная толща совершенно не содержит оливиновых пород.

Таким образом, большинство выветрелых обломков эффузивных пород несомненно является продуктом размыва покровов пестроцветной свиты. Не исключено однако-ж, что среди обломков будут обнаружены и породы среднеюрской порфиритовой серии. Что касается глинистого материала свиты, то последний заимствован, главным образом, именно из среднеюрской вулканогенной толщи.

Среди обломков встречаются своеобразные глинистые породы, под микроскопом состоящие из красно-бурой непрозрачной глинистой массы, в которую вросся кальцит в виде отдельных скоплений разнообразной формы, причем на определенном участке шлифа все скопления гаснут одновременно в виде одного кристаллического индивида. По нашему мнению, эти породы образовались в результате одновременного осаждения глинистого коллоидного материала и растворенного карбоната кальция. На наличие процесса одновременного осаждения глинистого и карбонатного материала указывает нахождение в пестроцветной свите около сел. Моцамета слоев красно-бурых глинистых пород, содержащих многочисленные глинисто-кальцитовые оолиты.

В брекчии встречены обломки угловатых или заметно окатанных кварцевых песчаников. Из них интересной является порода № 46, представленная мономинеральным кварцевым песчаником с незначительным количеством опало-каолинового цемента, выполняющего отдельные мелкие поры. Большинство зерен кварца непосредственно соприкасается друг с другом, создавая впечатление кварцита. Эти песчаники, вероятнее всего, происходят из лейаса Грузинской глыбы, в низах которого имеются подобные породы.

Псаммитовые механические осадки в пестроцветной свите играют резко подчиненную роль; во всяком случае, в тех разрезах, которые нами изучались, это не вызывает сомнения. Представлены псаммитолиты песчаниками туфогенного или грауваккового характера. Преобладает последний тип; он же играет роль цемента брекчиевых слоев, так широко развитых в северных окрестностях г. Кутаиси. Материал этих граувакковых песчаников представлен, главным образом, в виде обломков различных эффузивных пород, а также в виде кальцито-глинистых и оолитовых пород, несомненно являющихся продуктом размыва аналогичных пород пестроцветной свиты. Обломки слабоокатанного или угловатого кварца, зерна микролина или нерешетчатого калишпата могут считаться как продуктами непосредственно привнесенными из кристаллических пород Грузинской глыбы, так и из аркозовых пород лейаса и, возможно, угленосной свиты Сата.

Немалый интерес представляют пелитолиты и коллоидно-глинистые образования, играющие в составе пестроцветной свиты очень важную роль и обусловливающие красную и зеленую окраску самой толщи. Эти красные глины, иногда вместе с кальцитом, образуют цемент всех кластолитов пестроцветной свиты, а также слагают самостоятельные довольно мощные слои, чаще оолитового строения. Микроскопическое описание этих оолитовых пород было приведено в соответствующем месте при описании разрезов. Здесь отметим только, что почти все оолиты в шлифе состоят из слегка буроватого, серого или бесцветного вещества, чаще изотропного или весьма слабо поляризующего. Химические анализы их показали [141], что все они состоят из силиката с соотношением $Al_2O_3 : SiO_2$ = от 1 : 2 до 1 : 4, то-есть представляют настоящие глины. По показателю преломления, определенному иммерсионным методом ($n = 1.496$) большинство из них должно быть отнесено к аллофановым глинам.

Что касается происхождения, то-есть источника и способа образования этих пелитолитов, то, по нашему мнению, красно-бурые, красные и другие глинистые породы представляют продукт размыва коры выветривания участков, сложенных из пород порфиритовой серии байоса.

Почти тождественного химического состава глинистые продукты образуются за счет порфиритовой серии и в настоящее время. Для примера ниже приводим некоторые неполные анализы оолитовых пород пестроцветной свиты и анализ современного продукта выветривания порфиритовой серии из района сел. Жонети.

Таблица 11

№№ п/п.	Месторождение и характер образца	Химический состав					
		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Пот. при прок.	Влага	Нерастворимый остаток
1	Обломок из брекчии; плотная, яшмовидная порода; режет стекло, цвет красновато-бурый. Сатаплийский разрез; под микроскопом оолитовая.	48,9	27,34	3,36	6,62	1,12	62,58
2	Слой мощностью 3 м Сатаплийский разрез; серовато-белая порода; под микроскопом оолитовая.	51,7	19,06	7,04	7,68	7,12	67,02
3	Сел. Дгнориса. Красная, мягкая глина пестроцветной свиты.	48,27	17,99	9,56	6,60	10,32	54,40
4	г Самамлиа, красновато-бурая, мягкая глина, обязованная за счет туфобрекчии байоса.	51,67	21,47	18,90	8,12	6,28	69,48

Аналитик О. Ф. Размадзе.

Как видно из анализов, содержание основных компонентов в оолитовых породах пестроцветной свиты и в глинистых продуктах разрушения порфиритовой серии совершенно одинаковое. Широкое развитие глинистых продуктов указывает на наличие берега с мягким рельефом, когда продукты разрушения с суши переносились не в виде грубых пирокластолитов, а в виде глинистого, коллоидного и химически растворенного материала. Глинистый и коллоидный материал, попадая в бассейн, воды которого вероятно имели значительную соленость, отлагался достаточно быстро, главным образом, в виде оолитовых пород. Процесс образования оолитов до сих пор недостаточно выяснен, особенно редки оолитовые породы, состоящие из глин, как в нашем случае. Поэтому этот вопрос требует специального изучения.

Наличие интенсивного химического выветривания указывает на существование достаточно влажного и теплого климата с достаточно густым растительным покровом на суше, перешедшим по наследству от века угленосной свиты. Но это не относится ко всему веку пестроцветной свиты, а только к началу его. В подтверждение сказанного можем привести следующие факты: 1) в низах пестроцветной свиты оолитовые и другие глинистые породы чаще окрашены в белые и серые цвета, при содержании значительного количества железа. Это указывает на наличие

восстановительных условий из-за присутствия большого количества органического вещества, 2) в верхних горизонтах резко преобладают красно-бурые глинистые, часто оолитовые продукты, которые, хотя и отложены позже указанных серых глин, но они в основном образовались также в начальном периоде века пестроцветной свиты. Повидимому, в связи с уменьшением растительного покрова произошла смена восстановительных условий окислительными.

Наконец, следует отметить, что замещение оливина бовлингитом, которое так характерно для покровов пестроцветной свиты,—процесс весьма интересный и требует специального изучения. К сожалению, вопрос образования бовлингита из оливина сравнительно слабо освещен в петрографической литературе. Этого вопроса мы в общих чертах коснемся в последних главах работы.

7. Химическая характеристика верхнеюрских магматических пород

Ниже приведены анализы эффузивов пестроцветной свиты (таб. 12). Всего мы располагаем 7 анализами, чего, конечно, недостаточно, но они характеризуют почти все разновидности, описанные выше.

Как анализы, так и числовые характеристики показывают, что в верхней юре имеем серию пород от основных оливиновых базальтов до трахитов, причем, даже базальты отличаются слегка повышенным содержанием калия.

Графическое изображение химизма верхнеюрской серии дано на общей диаграмме юрских пород (рис. 5).

На диаграмме видно, что в нижней половине линии, соединяющей начальные точки векторов на проекции ASB векторы лежат около или чуть левее линии IV, то-есть основные разновидности представлены известково-щелочными породами, приближающимися к щелочным. Заметное содержание в них щелочей и повышенная роль калия ясно видна на проекции CSB длиной и пологим наклоном векторов. Трахибазальтовая природа этих пород хорошо видна и по близкому расположению начальных точек векторов относительно оси SB на проекции CSB.

Выше идет группа трахиандезитового состава, через которую переходим к трахиту—к крайнему члену верхнеюрской серии. Начальная точка вектора этой породы находится правее кривой V, которая уже характеризует щелочную серию пород. На проекции CSB начальная точка вектора значительно сдвинута вправо к оси SB, а вектор наклонен весьма полого, показывая богатство породы калием.

Начальная точка вектора жильного эссексита занимает промежуточное положение между точкой трахита и точками трахибазальтов, являясь таким образом соединяющим звеном между ними. Этот факт также указы-

Таблица 12

Химические анализы верхнеюрских пород

№№ по пор.	1	2	3	4	5	6	7
Авторское название и № образца	Оливиновый базальт № 72	Трахибазальт № 110	рахибазальт № 6	Трахибазальт № 69	Трахибазальт № 8	Трахибазальт № 109	Трахит № 117
Оксиды	Весовые проценты						
SiO_2	47,4	45,10	43,56	46,30	41,40	49,96	49,82
Al_2O_3	18,38	18,09	17,39	12,60	14,56	17,23	17,98
Fe_2O_3	9,60	9,80	10,10	14,73	9,84	12,77	11,63
FeO	0,83	1,08	0,38	0,28	0,56	0,17	0,73
MnO	0,09	0,11	0,09	0,36	0,38	0,31	0,08
MgO	5,18	5,09	1,11	5,86	1,94	4,28	1,94
CaO	7,98	7,70	13,61	7,37	15,56	6,13	3,22
Na_2O	3,64	3,15	3,03	1,95	3,03	2,25	3,66
K_2O	1,65	2,11	2,45	2,17	2,79	2,41	6,62
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—
SO_3	—	—	—	1,23	—	—	—
П. п. пр.	2,20	3,92	6,32	2,79	2,26	4,26	2,42
H_2O-110°	3,00	3,82	2,00	4,53	7,82	0,30	2,06
Сумма	99,95	99,97	100,04	100,17	100,13	100,07	100,16
Литерат. источник	Все анализы приводятся впервые						
Аналитик	О. Ф. Размадзе						
Место взятия образца	Окрест. горы Сатаплиа	Сел. Дгнориса	Под обрывом горы Хвамли	Окрест. горы Сатаплиа	Окр. г. Квтанси. Мцванеквавила	Сел. Дерчи	Под карнизом горы Хвамли

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

	Основные					Дополнительные			
№№ п.п.	№ образ.	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	Q
1	72	11,33	7,76	22,22	58,9	44,2	42,6	12,8	77,7	— 2,83
2	110	10,96	8,26	22,76	50	46,9	42,7	10,2	69	—14,16
3	6	11,25	7,61	23,97	57,17	43,8	8,7	47,8	64,7	—15,77
4	69	7,8	5,29	29,6	57,29	48,5	36,3	15,05	58,5	— 6,39
5	8	11,96	4,98	30,21	52,07	34	11,9	54,1	61,5	—23,98
6	109	9,71	8,61	15,29	66,34	44,3	55,2	0,5	59	— 4,69
7	117	19,09	3,55	15,83	61,44	73,3	22,4	4,2	45,7	—18,76
Среднее		11,5	6,5	22,8	58,7	48	31,4	20,6	62,2	—13,8

вает на принадлежность гуматского эссексита к верхнеюрской трахибазальтовой серии.

По своему общему характеру верхнеюрская серия близко стоит к типу лав острова Мадейра и частично Азорских островов. Лавы острова Майдера в основном также представлены базальтами, долеритами и трахитами, причем во всех разновидностях заметно повышенное содержание калия, что характерно и для пород верхнеюрского вулканизма века пестроцветной свиты.

г) ОБЩИЕ ВЫВОДЫ ПО ВУЛКАНИЗМУ ЮРСКОГО ПЕРИОДА

1. Вулканические извержения в Грузии начинаются в нижнеюрское время, но нижнелейасовые эффузивные породы имеют незначительное распространение и встречаются, главным образом, вокруг глыб в пределах юрской геосинклинали южного склона Большого Кавказа. Этим, вероятно, и объясняется кислый характер нижнеюрских эффузивов.

2. В среднеюрское время вулканические извержения достигают максимальной интенсивности, что вызывает образование вулканогенной толщи, достигающей мощности до 3-х *км* и имеющей широкое распространение. По составу среднеюрская вулканогенная толща является спилито-порфиритодиабазовой формацией, характерной для всех геосинклинальных горных систем и своим происхождением обязана развитию геосинклинали южного склона Большого Кавказа.

3. Диабазы флишевых толщ Большого Кавказа являются лишь силловой фацией среднеюрских эффузивов и аналогично последним представлены спилитовой и лабрадоровой разновидностями.

4. Во время предкелловейской орогенетической фазы произошла складчатость среднеюрской вулканогенной толщи и внедрение гранодиоритовых интрузивов. Последние питались из тех же магматических очагов, что и эффузивный процесс; поэтому они распространены, главным образом, в пределах среднеюрской вулканогенной толщи и обнаруживают с породами последней сходство минералогического и химического состава.

5. После значительного периода покоя, эффузивный вулканизм возобновляется в верхнеюрское (киммериджское) время, но не в пределах геосинклинали, а на глыбе, где базальтовая магма диференцируясь в спокойных условиях, дала серию пород от оливиновых базальтов до трахитов, характерную вообще для глыбового вулканизма. Верхнеюрский вулканизм был связан с деятельностью отдельного изолированного магматического очага, чем и объясняется незначительное распространение верхнеюрских эффузивов.

6. Интрузивная фация верхнеюрского вулканизма представлена небольшими пластовыми жилами эссекситов, имеющих трахибазальтовый состав.

7. По химическому составу среднеюрские эффузивы образуют серию пород с резко выраженным известково-щелочным характером; линия этой серии на диаграмме почти совпадает с линией типа Пеле-Лассен-Пик на сводной диаграмме типов А. Н. Заварицкого. Такие серии характерны для вулканизма Тихоокеанского орогенного кольца.

8. Линия верхнеюрских пород располагается значительно правее среднеюрской линии и своим верхним концом приближается к щелочным сериям. Такие серии вообще характерны для вулканических пород океанических островов.

9. В целом, юрская эпоха вулканизма тесно связана с развитием геосинклинали южного склона Большого Кавказа и все особенности юрских магматических пород легко объясняются характером геотектонического строения территории Грузии в юрском периоде.

II. МЕЛОВЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ТОЛЩИ

Меловые вулканогенные образования на территории Грузии и всего Закавказья играют значительную роль, хотя они и уступают среднеюрской и палеогеновой вулканогенным толщам. До сих пор известные факты определенно говорят, что меловой вулканизм начинает в Грузии проявляться не раньше верхнего апта. Лишь с верхов апта—низов альба вулканические извержения дают достаточный материал для образования толщ значительной мощности.

Но меловой вулканизм на территории Грузии начинается далеко не везде одновременно. Как и следовало ожидать, разновозрастные меловые толщи приурочены к разным геологическим структурам. В этом отношении можно выделить три основных района распространения меловых вулканогенных образований: Аджаро-Триалетскую складчатую зону, Грузинскую глыбу и Сомхитскую глыбу.

Меловая вулканогенная толща Аджаро-Триалетской системы впервые была отмечена П. Д. Гамкрелидзе в ущелье р. Имер-хеви [87]. Он же выделил в бассейне р. Чхеримела вулканогенные образования, которые, по его мнению, образуют две толщи: нижнюю и верхнюю.

В 1933—34 гг. М. И Варенцов [72] отметил в окрестностях сел. Хведурети наличие меловых вулканогенных образований, занимающих стратиграфическое положение в пределах от альба до турона включительно. Им же дается краткое петрографическое описание взятых из этой толщи образцов туфа авгито-роговообманкового порфирита и авгитового, плагиоклазового, роговообманкового и оливиновых порфиритов.

В 1936 г. С. В. Левченко [233] дал геолого-петрографическую характеристику туронских отложений северо-восточных склонов Триалетского хребта. Из конгломерата он описывает валуны зеленокаменных пород, представленных лабрадоровыми порфиритами с полностью измененным оливином и обильным содержанием анальцима и натролита. В низах толщи автор отмечает прослой туфовых пород. Ниже же пласта конгломерата, в толще мергелей указывает на наличие двух пластовых жил тех-же пород.

На основании приведенных данных, Д. С. Белянкин и В. П. Петров впервые дают краткую сводку о петрографическом характере меловых вулканогенных образований Аджаро-Триалетии, объединяя с ними и вулканогенный мел Борчалинского района.

Верхнемеловые вулканогенные образования Грузинской глыбы в окрестностях г. Кутаиси были выделены Л. Бацевичем, С. Симоновичем и А. Сорокиным [18]. Позже Б. Ф. Мефферт заново выделил эту же свиту, назвав ее свитой «мтавари» по названию г. Мтавари, около сел. Годогани, где толща была им впервые описана. Но Б. Ф. Мефферт свиту считал трансгрессивной, образовавшейся за счет размыва порфиритовой серии байоса, отрицая ее вулканогенную природу.

Впервые краткую петрографическую характеристику пород свиты «мтавари», хотя и по нескольким образцам, дают Д. С. Белянкин и В. П. Петров [50], отмечающие базальтовый состав лав и пирокластолитов, слагающих толщу и преобладание среди базальтов оливиновых типов; в некоторых типах ими указывается на присутствие титан-авгита. Вообще основной плагиоклаз этих базальтов, в образцах из района г. Цхакая, оказался альбитизированным. Наблюдается также частая цеолитизация породы.

Вулканогенный мел, распространенный на Храмском и Локском массивах на основании детальных разрезов охарактеризован литологически К. Е. Габуниа и П. Д. Гамкрелидзе [85]. Они дают краткую петрографическую характеристику пород толщи из окрестностей сел. Опрети-Гульбаги по описаниям шлифов, выполненным П. Топуриа.

Также кратко охарактеризованы петрографически вулканогенные породы мела этого района Т. Г. Казахишвили [178].

Как видно из приведенного выше краткого обзора петрографических сведений по меловым вулканогенным толщам, они изучены весьма бегло и то лишь в некоторых районах, а некоторые достаточно мощные и характерные выходы до сих пор оставались совершенно не изученными. Чтобы восполнить этот пробел и получить ясное представление о характере мелового вулканизма, нами было проведено изучение меловых вулканогенных образований как в Аджаро-Триалетском хребте, так и на Сомхитской и Грузинской глыбах. Ниже приводим результаты этого изучения.

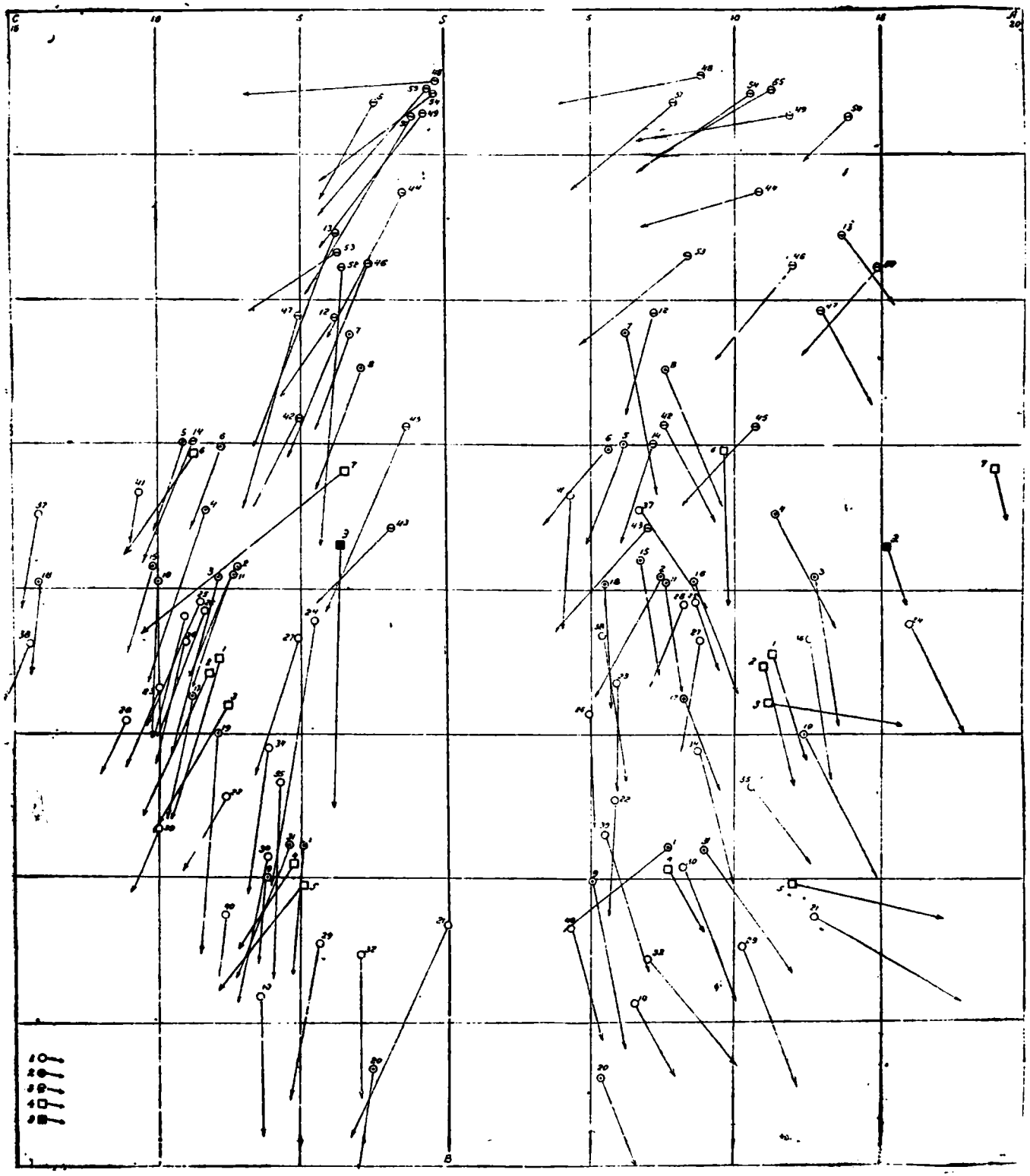


Рис. 5. Диаграмма химизма юрских пород, связанных с развитием геосинклиналей Большого Кавказа. Среднеюрские породы: 1—диабазы; 2—порфириты; 3—альбитофиры; верхнеюрские породы; 4—эффузивы; 5—эссексит. (Масштаб 1 см=2%).

Следуя выработанному нами принципу рассматривать эффузивные образования по основным геотектоническим единицам, мы меловые вулканогены также опишем по трем районам: Аджаро-Триалетскому, Грузинской глыбы и Сомхитской глыбы.

а) ВУЛКАНОГЕННЫЙ МЕЛ АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОГО ХРЕБТА

Вулканогенные образования мелового возраста имеют в Аджаро-Триалетском хребте значительное распространение. Они встречаются, главным образом, на северном склоне хребта вдоль его подножья и чаще непосредственно примыкают к Колхидской низменности и Карталинской равнине, к этим морфологическим выражениям Грузинской глыбы в Западной и Восточной Грузии.

Стратиграфическое положение и общий литологический характер вулканогенного мела Аджаро-Триалетского хребта довольно хорошо выдерживаются на всем его протяжении и укладываются в разрезе, данном М. Й. Варенцовым [72] для Карельского района около сел. Хведурети.

В Аджаро-Триалетском хребте везде, где только обнажены низы вулканогенной толщи, она не опускается ниже верхнего апта.

Вулканогенный мел не образует вдоль северных склонов Аджаро-Триалетского хребта непрерывной полосы, выходя лишь в некоторых районах, в местах воздымания складок или наличия крупных нарушений надвигового характера, создавая замкнутые участки своего распространения и контактируя всегда с отложениями палеогенового возраста.

На южной периферии Аджаро-Триалетского хребта вулканогенный мел имеет сравнительно меньшее распространение и выходит всего лишь в двух пунктах:

1) в Цалкинском районе, около сел. Гюмбати, где хорошие обнажения толщи можно видеть по одноименной речке, и

2) в Аспиндзском районе, около сел. и горы Чобарети по р. Тетроби.

Нами изучены разрезы вулканогенных толщ мела Аджаро-Триалетского хребта в следующих пунктах: 1—в Самтредском районе, около сел. Дапнари по р. Дапнарис-геле, 2—в окрестностях ж. д. станции Молити и Харагоули Зак. ж.-д. им. Л. П. Берия по р. Чхеримела и р. Зварула, 3—по реке Хведрула около сел. Хведурети Карельского района, 4—по р. Тедзами около сел. Цители-Калаки Каспского района, 5—по р. Гюмбати около сел. Гюмбати Цалкинского района.

Ниже приводим краткое описание этих разрезов с петрографической характеристикой пород.

I. Описание разрезов

Вулканогенные породы мела р. Дапнарис-геле (Самтредский район). В Самтредском районе, между г. Самтредиа и районным центром Ванского района сел. Вани, по шоссе имеются выходы меловых образований, приуроченных к холмистому предгорью Аджаро-Имеретинского хребта и образующих неширокую полосу в непосредственном контакте с Колхидской низменностью. Нами составлен разрез совместно с геологом П. Д. Гамкрелидзе около сел. Дапнара, по р. Дапнарис-геле.

Преобладающую роль в литологии меловых образований данного разреза играют известковые породы, вулканогенные же пачки встречаются лишь в подчиненном количестве.

Карбонатные породы представлены чередованием розовых, серых и белых тонкослоистых мергелей и брекчиевидных известняков, причем почти все слои содержат то или иное количество пирокластического материала. Известняки редко состоят из крупнозернистого кальцита (шл. № 24, 30[а]); иногда они представлены органогенно-обломочными разновидностями (шл. №№ 34, 35, 36), состоящими из крупнозернистого кальцита (№ 35) или из мергелисто-известнякового базиса с содержанием большого количества микроорганизмов, а также остатков водорослей. В породе № 35 присутствуют обломки мергелистого известняка типа № 34.

Остальные образцы представлены мергелями и мергелистыми известняками, состоящими из мелкокристаллического или микрозернистого кальцита в смеси с глинистым веществом; в них всегда встречается значительное количество микроорганизмов (орбитоиды, глобигерины и др.). Некоторые слои характеризуются микрослоистостью. Эти породы представлены шлифами № № 25, 26, 27, 28, 29, 30, 30[а], 38.

Все известковистые и мергелистые породы содержат, как уже было сказано, то или иное количество туфового материала, который представлен обломками эффузивных пород и кристаллическими обломками плагиоклаза и роговой обманки. Плагиоклаз чаще зонален, свеж и относится к ряду андезина-лабрадора до № 50—55. Роговая обманка чаще зеленая с плеохроизмом до светло-желтовато-зеленого с углом погасания до 18°. Лишь в одном шлифе (№ 38) встречено несколько зерен слегка зеленоватого авгита, заметно кальцитизированного, и в одном шлифе (№ 35)—один листочек свежего плеохроичного биотита.

Обломки пород, присутствующие в известняках, представлены теми же роговообманково-лабрадоровыми или андезиновыми разностями. Размеры этих обломков, особенно из слоев брекчиевидных известняков, иногда достигают нескольких сантиметров в диаметре, чаще же колеблются в пределах 1—1,5 *мм*.

Приведем микроскопическое описание шлифа брекчиевидного известняка, содержащего крупные обломки эффузивных пород (шлиф № 24). Под микроскопом в шлифе видна брекчия, главная часть которой образована роговообманково-лабрадоровым порфиритом и лишь по краям шлифа видны мелкие обломки того же состава, сцементированные крупнозернистым кальцитом. Порфирит имеет грязно-серую гиалопилитовую основную массу с плохо индивидуализированными микролитами плагиоклаза и оглинившимся базисом. Фенокристаллы представлены плагиоклазом и роговой обманкой. Плагиоклаз образует многочисленные таблитчатые призматические зерна разных размеров, которые иногда полностью или частично замещаются кальцитом, реже—пятнисто-хлорито-серпентином. Иногда ясно зонален. По составу соответствует лабрадору № 50—59 (угол симметричного погасания 27—30°). Темный силикат представлен идиоморфными зернами базальтической роговой обманки, плеохроирующей от темнобурой до светложелтой. Все зерна опацитизированы в той или иной степени; мелкие зерна полностью замещены рудным минералом, крупные окружены мощной опацитовой каемкой, а в ядре осталась неизмененная роговая обманка или же имеем замещение кальцитом. Один крупный фенокристалл роговой обманки содержит включения плагиоклазов. Угол погасания роговой обманки меняется от 0 до 7°.

В шлифе № 29 кроме обломков порфиритов встречены обломки, напоминающие альбитофир, есть обломки несомненно кварцевого диорита, обломок, состоящий из мелкоагрегатного зеленого эпидота, и пучки актинолита и уралитовой волокнистой роговой обманки. В шлифе № 30[3] среди обломков пород встречены два обломка мелкозернистого роговообманкового диорита со свежими андезинами и зеленой роговой обманкой. Есть один обломок контактно измененного сланца. В этом же шлифе в цементе, кроме кальцита, иногда присутствует радиально-лучистый, почти изотропный цеолит. Собственно туфы, без примеси первично-осажденного известкового материала, представлены лишь несколькими образцами (№№ 31, 37, 38). Шлиф № 31 представлен пелитовым туфом с мельчайшими обломками плагиоклазов; преломление пелитового материала выше канадского бальзама; а шл. № 38 имеет ясную структуру пеплового туфа, причем вулканическое стекло имеет преломление ниже канадского бальзама. Из обломков минералов встречены андезин и листочки биотита. Образец № 37 взят из сравнительно мощного слоя, в нем макроскопически хорошо различимы листочки биотита. Под микроскопом—структура типичная для стекловатого туфа: состоит из характерной формы обломков бесцветного стекла с преломлением ниже канадского бальзама. Стекло частично замещается светлозеленым слабо волокнистым серпентином. Обломки минералов представлены свежим, зональным андезином около № 36 (угол симметричного погаса-

ния = 20°) и свежей зеленой роговой обманкой, плеохроирущей до светло-желтоватого, с углом погасания 15°—18°. Листочки биотита встречаются реже и интенсивно хлоритизированы. Присутствуют несколько обломков порфиритовых пород. В одном слое туфа был встречен обломок зернистой породы интрузивного облика, который под микроскопом (шл. № 32) оказался крупнозернистым уралитовым кварцевым диоритом. Приводим описание этого шлифа ниже. Структура полнокристаллическая. Порода состоит из крупных призматических зерен волокнистой, несомненно уралитовой, актинолитовой роговой обманки. Кварц образует характерные ксеноморфные зерна без волнистого погасания. Вместе с кварцем или отдельно или пегматитово с ним прорастая, присутствует калиевый полевой шпат, слегка пелитизированный в проходящем свете, в отличие от прозрачных свежих плагиоклазов, иногда с кварцем дает настоящий микропегматит. В калишпате часты зернышки эпидота. Актинолит, иногда почти бесцветный, часто включен в плагиоклаз. Встречен один листочек биотита в кварце. Есть также прожилки биотита среди актинолитовых кучек.

К туфам же следует относить образцы № 29 и 30[8], которые выше нами были описаны в карбонатных породах.

Дело в том, что породы по существу являются агломератовыми туфами, в которых известковый цемент присутствует в незначительном количестве.

Таким образом, вулканогенные пачки мела в районе Вани представлены по химико-минералогическому характеру породами средней кислотности, то-есть диорито-андезитового ряда и характеризуются распространением роговообманково-андезиновых и в меньшей мере биотитово-андезиновых разностей. Авгитовые зерна встречены лишь в одном шлифе. В этой связи нельзя не отметить, что первый же образец плотного мергеля, взятого из палеогена той же р. Дапнарис-геле, оказался содержащим туфовый материал в виде свежих обломков андезина и свежих же обломков слегка зеленоватого авгита с углом погасания в 36°, при полном отсутствии роговой обманки.

Описанные выше известково-мергелистые породы иногда трудно бывает относить к известнякам или мергелям, в виду примеси значительного количества туфового материала, и также трудно бывает относить их к туфам, ввиду значительной примеси первичного известковистого материала с микрофауной. Таким образом, здесь имеем случай смешения пирокластического и осадочного материала в процессе их одновременного осаждения на дне бассейна. Такие породы в геолого-петрографической литературе давно называются туфогенными породами, под которыми обычно понимают псаммитовые породы, содержащие наряду с пирокластическим материалом определенное количество терригенных кластолитов, главным обра-

зом, в виде зерен кварца. Туфогенные же породы, аналогичные вышеописанным, которые состоят из смеси известковистого и пирокластического материала, не только не получили своего особого названия, но даже не причисляются к туфогенам.

Необходимость выделения подобных пород очевидна и имеет целью правильно передать состав породы, и, главным образом, правильно определить генезис породы. По нашему мнению, туфогенные породы следует пока что разбить на две группы:

1) Первая группа—это те породы, которые образовались путем смешения пирокластического и терригенного материала; такие туфогены можно было бы назвать терригенными, песчанистыми, или просто кластическими туфогенами.

2) Вторая группа—породы, образовавшиеся в результате смешения первично-пирокластического и первично-известковистого материала в процессе осаждения; такие туфогены следовало бы назвать известковистыми туфогенами.

Это название сразу рисует перед читателем условия генезиса породы: в бассейне, ввиду соответствующих геологических условий, отлагается карбонатный материал и в этот же бассейн вдруг начинает поступать пирокластический материал в результате подводных или надводных вулканических извержений. Именно так образовалось большинство известковистых туфогенов, имеющих широкое распространение в среднем и верхнем мелу в полосе между средней частью Грузинской глыбы и Аджаро-Триалетской складчатой системой. Постепенное уменьшение пирокластического материала в карбонатных осадках альб-сеномана и замена их более чистыми карбонатными осадками к северу от Аджаро-Имеретинских гор, говорят в пользу существования вулканических центров именно в пределах Аджаро-Триалетской геосинклинали.

Вулканогенный мел бассейна р. Чхеримела (Харагоульский район). Бассейн р. Чхеримела находится на южной окраине Дзирульского кристаллического массива между последним и северным склоном Аджаро-Триалетского хребта. Этот район является переходным между Грузинской глыбой и Аджаро-Триалетской складчатой системой не только морфологически, но и в отношении геологической структуры. До альба развитые здесь отложения представлены в фации Грузинской глыбы, а с альба начинают преобладать фации Аджаро-Триалетской геосинклинали.

Именно с верхнего апта получают в этой области широкое развитие вулканогенные породы, которые на других, более удаленных от Аджаро-Триалетского хребта к северу, участках Грузинской глыбы (Кутаисский и Цулукидзевский районы) появляются лишь с верхов сеномана или низов турона.

Вулканогенные образования мела бассейна р. Чхеримела впервые были выделены П. Д. Гамкрелидзе, который в меле данного района различает две вулканогенные толщи; нижняя—под глауконитовыми песчаниками, то-есть альбская толща и верхняя—над глауконитовыми песчаниками, то-есть сеноманская толща. По аналогии с выделенной Б. Ф. Меффертом в окрестностях г. Кутаиси меловой вулканогенной свитой, названной свитой «мтавари», П. Д. Гамкрелидзе также назвал выделенные им меловые вулканогенные толщи бассейна р. Чхеримела нижней свитой «мтавари» и верхней свитой «мтавари».

Однако, до сих пор не существовало петрографической характеристики этих толщ и нами впервые восполняется этот пробел.

Нижняя вулканогенная толща в окрестностях сел. Лаше стратиграфически занимает низы альбского яруса; она непосредственно налегает на аптские мергели и в низах ее найдена Leymeriella tardefurcata Leym.

В окрестностях сел. Молити вулканогенная толща захватывает и верхи апта.

Нами изучена нижняя вулканогенная толща в окрестностях сел. Лаше. Результаты этого изучения кратко излагаются ниже.

Свита состоит исключительно из грубообломочных брекчий, состоящих, главным образом, из материала разных порфиритов. Грубообломочным брекчиям подчинены прослои песчаников, мелкообломочных брекчий и конгломератов. Размеры обломков в брекчии часто достигают нескольких десятков метров и поэтому в обнажении иногда оставляют впечатление сплошного лавового выхода. Сбор материала происходил в восходящем разрезе, причем из каждого слоя брекчии брались обломки всех макроскопически выделяющихся разновидностей включенных пород. Поэтому иногда из одного слоя были взяты по 20—30 и более обломков. Кроме того, где это было возможно, брался и цемент брекчии. В верхних горизонтах величина обломков постепенно уменьшается. В нижней части толщи попадаются линзы песчаников, иногда расположенные диагонально к направлению основной слоистости. В верхних горизонтах толщи появляются нормальные слоистые песчаниковые породы.

Микроскопическое изучение собранного материала показало, что обломки брекчий состоят из следующего материала:

1. Авгитово-роговообманково-лабрадоровые порфириты . . 44%
2. Авгито-лабрадоровые порфириты . . . . . 24 »
3. Плагиоклазовые порфириты . . . . . 7 »
4. Туфы агломератные . . . . . 8 »
5. Глауконитовые песчаники . . . . . 15 »
6. Кварцево-хлоритовые роговики . . . . . 2 »

Таким образом, главную массу брекчий образуют роговообманковые и авгитовые порфириты, составляющие 68—70% всей массы обломков.

Приведем микроскопическую характеристику вышеперечисленных типов пород.

Авгито-лабрадоровые порфириты представлены в виде плотных разностей серого или серовато-зеленоватого цвета; лишь один обломок представляет мандельштейн с хлоритовыми миндалинами.

Микроскопически все обломки характеризуются порфировой структурой. Основная масса меняется по структуре от пилотакситовой до гиалопилитовой, всегда с раскристаллизованным базисом. Изменение базиса заключается чаще в хлоритизации, реже в оглинивании. Микролиты плагиоклаза представлены андезином до лабрадора № 45—52, фенокристаллы—лабрадором и пироксеном. Лабрадор часто свеж, иногда зонален, по составу чаще представлен № 50—65. Изменение плагиоклаза выражается в хлоритизации, реже в слабой цеолитизации, каолинизации, еще реже в замещении кальцитом, но есть и вполне свежие зерна.

Пироксен большей частью полностью замещен кальцитом или хлоритом. Редко удается наблюдать небольшие остатки бесцветного авгита, чаще же о присутствии авгита можно судить лишь на основании форм хлоритовых или кальцитовых псевдоморфоз.

Из этой группы пород следует выделить образец № 229[8], который представлен совершенно свежим, кайнотипного облика порфиритом; под микроскопом он имеет серую пилотакситовую основную массу, состоящую из мельчайших микролитов и точечных зерен плагиоклаза, мелких зернышек рудного минерала и небольшого количества стекловатого базиса.

Фенокристаллы—свежий, микротиновый плагиоклаз из ряда лабрадора и свежий авгит. Плагиоклаз относится к ряду лабрадора, часто зонален, содержит включения основной массы, иногда отдельные розетки хлорита и в одном зерне кальцит. Авгит встречен в виде небольших, совершенно свежих бесцветных зерен. Есть отдельные крупные зерна рудного минерала.

Авгито-роговообманково-плагиоклазовые порфириты представлены зеленовато-серыми плотными разностями. Мандельштейновые разности не встречены. Под микроскопом все характеризуются порфировой структурой. Основная масса гиалопилитовая с хлоритизированным или оглинившимся базисом. Фенокристаллы представлены плагиоклазом, роговой обманкой и авгитом.

Плагиоклаз относится к ряду лабрадора, но в некоторых шлифах доходит до андезина № 45. Почти всегда зонален, иногда наблюдается зональность с рекурренцией. Изменение плагиоклаза выражается в замещении хлоритом, кальцитом, иногда изотропным цеолитом. Часто это за-

мещение происходит вдоль определенных зон, а соседние зоны остаются совершенно не тронутыми. В некоторых шлифах плагиоклаз свеж, не изменен, а в одном шлифе (№ 229[7]) имеет микротиновый характер.

Роговая обманка представлена зелеными или бурыми разностями с характерным плеохроизмом, с углом погасания чаще 10—11°. Характерно, что почти все зерна роговой обманки во всех шлифах в той или иной степени опацитизированы. Иногда роговая обманка полностью замещена магнетитом. В некоторых шлифах роговая обманка испытывает замещение хлоритом, причем последний имеет цвета интерференции до желтовато-красноватого.

Авгит в этих шлифах присутствует всегда в подчиненном количестве и чаще полностью замещен кальцитом или хлоритом, лишь кое-где встречаются свежие остатки. По всем признакам этот пироксен не отличается от пироксена вышеописанных авгитовых порфиритов. Вообще следует отметить, что, по нашему мнению, авгито-роговообманковые порфириты представляют лишь фацию авгитовых порфиритов, а не самостоятельный тип. В этих породах также, как и в предыдущих, в основной массе иногда встречаются слегка буроватые или синеватые мутные апатиты.

В некоторых шлифах как предыдущей, так и этой группы пород продукты изменения пироксена или роговой обманки иногда имеют буроватую окраску, напоминая бовлингит.

Плагиоклазовые порфириты по существу отличаются от предыдущих пород лишь отсутствием темного силиката. В остальном, как по структуре основной массы, так и по характеру плагиоклаза и степени и характеру изменения они вполне похожи друг на друга.

Туфы среди обломков в брекчии встречены в небольшом количестве. Они представлены или обломками лабрадоровых порфиритов или авгито-роговообманково-лабрадоровых порфиритов. Цемент этих туфов образован хлоритом или кальцитом. Один обломок представлен кристаллическим туфом роговообманково-лабрадорового порфирита, причем цемент — крупно-кристаллический кальцит.

Роговики представлены в виде 2-х обломков. Они состоят из мелких зерен кварца и чешуек хлорита; структура типично роговиковая; есть скопления крупнозернистового кварца. Много крупных скоплений чешуйчатого хлорита с каемкой из халцедона и кварца. Встречаются отдельные скопления крупнопластинчатого цеолита. Отдельные скопления лимонита, повидимому, образованы за счет окисления пирита. Реликты порфиритовой структуры видны ясно. Порода представляет собой контактно-измененный порфирит.

Глауконитовые песчаники в виде обломков в туфобрекчии встречаются нередко. Все они макроскопически имеют туфовый облик, содержат в боль-

шом количестве обломки порфиритов, которые под микроскопом чаще имеют окатанный вид.

По составу и структуре порфириты вполне аналогичны порфиритам из больших глыб, описанных выше, то-есть представлены, главным образом, роговообманково-лабрадоровыми и в меньшей степени авгитовыми и лабрадоровыми разностями со всеми характерными для них явлениями, указанными выше (опацитизация роговой обманки, замещение авгита кальцитом, хлоритизация плагиоклаза). В некоторых случаях кристаллические обломки зонального свежего плагиоклаза и роговой обманки преобладают над обломками порфиритов (шлифы №№ 230^{9} и 230^{16}). Глауконитовые зерна в этих породах то играют значительную роль, то присутствуют в незначительном количестве, всегда имеют шарообразную (окатанную) форму; в некоторых шлифах встречаются глауконитовые зерна, окруженные коркой бурых окислов железа, представляющие, повидимому, результат окисления глауконита во время его переотложения.

Цемент этих песчаников всегда представлен крупнокристаллическим или крупнообломочным органогенным кальцитом, всегда богатым остатками мшанок, фораминифер и др. организмов. Количество цемента варьирует и иногда преобладает над обломками, так что породу правильнее было бы называть песчанистым глауконитовым известняком, а не песчаником. В общем эти породы представляют собой граувакковые, глауконитовые песчаники из группы полимиктовых псаммитолитов.

Цемент брекчии настолько рыхлый и выветрелый, что отломать от него образец трудно. Взятые в двух местах образцы цемента оказались: в одном случае (шл. № 229) граувакковым глауконитовым песчаником, по существу не отличающимся от вышеописанных обломков таких же пород; в другом случае кварцево-слюдистым песчаником, состоящим из крупных и мелких угловатых или слабо окатанных зерен кварца, в промежутках между которыми находится мелкочешуйчатая серицито-мусковитовая масса.

Приведенное описание указывает, что цемент брекчии не представляет туфовой или туфогенной породы, а является нормальным песчаником, состоящим из того же материала, что и крупные обломки, включенные в брекчии.

В верхних горизонтах толщи материал становится более мелкообломочным и чаще появляются слои мелкозернистых песчанистых пород. Один слой (№ 231) оказался состоящим из обломков зеленой роговой обманки и зонального плагиоклаза, которые сцементированы микрозернистым кальцитом.

Другой слой представлен граувакковым песчаником с глинистым цементом; приведем краткую микроскопическую характеристику этой породы (шл. № 245). В пелитово-глинистой массе разбросаны крупные обломо-

чные или идиоморфные зерна свежего плагиоклаза, редкие обломки эффузивных пород и многочисленные известковые микроорганизмы. Встречаются отдельные крупные зерна глауконита то округлой, то продолговатой, то призматической формы. Есть листочки хлорита, окрашенного окислами железа в буроватый цвет. Местами встречаются скопления крупнозернистого кальцита, а в одном месте скопления бесцветного тонкопластинчатого цеолита с низкими цветами интерференции. Количество обломков составляет примерно 20% шлифа, а 80% представлены глинистым цементом; поэтому, правильнее называть породу не песчаником, а песчанистой глиной. Некоторые плагиоклазы испытывают замещение кальцитом. Встречен один листочек мусковита. В плагиоклазах много включений мелких идиоморфных кристалликов апатита; все они бесцветны и лишь одно зерно оказалось буроватым. Рудный минерал встречается в небольшом количестве и представлен магнетитом.

Самый верхний слой этой толщи (шл. № 247) также состоит из граувакового песчаника, содержащего тот же материал, что № 245, но цемент здесь не глинистый, а кальцитовый, также богатый микроорганизмами.

В верхней части толщи был встречен покров мощностью 0,4 *м* эффузивной породы, оказавшейся пироксено-плагиоклазовым порфиритом, имеющим под микроскопом порфировую структуру. Основная масса слегка зеленовато-сероватая, пилотакситовая, с большим количеством плагиоклазовых микролитов и полностью раскристаллизованным базисом.

Фенокристаллы—крупные и мелкие, большей частью свежие, зональные плагиоклазы из ряда лабрадора (погасание в симметричной зоне—35°, что соответствует плагиоклазу № 64). Часто плагиоклазы зонально или только в ядре, замещаются бесцветным цеолитом или альбитом, который замещает почти все зерно, оставляя лишь наружную тонкую каемку.

Плагиоклазы характеризуются многообразием двойников. Темный силикат полностью замещен кальцитом, причем формы псевдоморфоз иногда несомненно пироксеновые. Магнетит в виде мелких зерен рассеян в основной массе, а также выделяется в виде микрофенокристаллов. В основной массе встречаются слегка синеватые апатиты.

Заканчивая характеристику пород нижней вулканогенной толщи среднего мела бассейна р. Чхеримела, следует отметить, что вулканы Аджаро-Триалетской зоны питали материалом и эпиконтинентальное море Грузинской глыбы. Поэтому, к северу и северо-западу от изученного района, в окрестностях г. Кутаиси и сел. Нагареви на том же стратиграфическом уровне, то-есть между альбскими синеватыми глинистыми мергелями и зелеными глауконитовыми песчаниками сеномана, встречается прослой конгломерата с довольно хорошо окатанной галькой тех же роговообманковых порфиритов, которые описаны выше. Мощность прослоя около 0,25 *м*, диаметр гальки достигает 3—5 *см*. Мелкий пирокластический материал,

как известно, чаще переносится ветром. Несомненно, за счет перенесенного ветром из тех же вулканических центров пеплового материала образовалось известное, сеноманского же возраста, месторождение адсорбирующих глин в окрестностях сел. Гумбри, около курорта Цхалтубо, открытое и изученное А. А. Твалчрелидзе [346—352]. На это указывает отсутствие в пачке вмещающей гумбриновый слой как грубых, так и псаммитовых пирокластолитов.

Выше над горизонтом нижней вулканогенной толщи, правда, пирокластолиты отступают на задний план и преобладающее развитие получают глауконитовые песчаники и известняки, но в них все же всегда присутствует то или иное количество туфового материала. Например, чистые на вид глауконитовые известняки и песчаники окрестностей г. Кутаиси при их микроскопическом изучении оказались содержащими значительное количество свежих угловатых обломков зонального андезина, лабрадора и зеленой роговой обманки, то-есть материала тех же пород, какие описаны выше из нижней вулканогенной толщи. Этот факт указывает на непрерывность вулканических извержений в Аджаро-Триалетской геосинклинали от низов альба до верхов среднего мела.

Верхняя, сеноманская вулканогенная толща была изучена нами в 1945 году в окрестностях станции Молити Зак. ж.-д. им. Л. П. Берия и по р. Зваруле в восходящем разрезе.

Толща начинается пачкой мощностью 60—80 *м* тонкослоистых полосчатых светло-зеленовато-серых туфопесчаников. Образец из самого нижнего слоя этой пачки представлен серой пятнистой породой, под микроскопом (шл. 39), оказавшейся авгито-плагиоклазовым кристаллическим туфом, в котором плагиоклаз-альбит всегда заметно цеолитизирован, а пироксен полностью хлоритизирован. Цемент туфа—пелитовое, глинистое вещество. Встречены два зерна кварца. Второй образец кристаллического туфа из этой пачки содержит лишь частично альбитизированный андезин и пелитовый цемент участками замещен пластинчатым или радиально-лучистым цеолитом; авгит свеж с CNg—45°; попадаются два зерна темно-зеленой плеохроичной роговой обманки. В шлифе встречается несколько круглых зерен зеленого глауконита. В верхних горизонтах этой пачки туфы более зеленоваты и микроскопически состоят из обломков андезина, авгита, роговой обманки, глауконита и цементирующего известковистого материала, богатого остатками разных организмов и водорослей (шл. 41—43).

Выше в туфах количество роговой обманки все увеличивается, а в цементе главную роль начинает играть крупнопластинчатый ломонтит, образующий базис породы, в который включены обломки альбитизированного плагиоклаза и зеленой роговой обманки (шл. 44, 45).

Выше над пелитовой пачкой залегает слой туфобрекчии мощностью 10 *м;* в ней обломки представлены роговообманко-андезиновыми порфиритами, плагиоклаз которых почти полностью альбитизирован, а свежая, зеленая роговая обманка имеет CNg—21°. Цемент этой брекчии представлен туфом, аналогичным № 44 и 45.

Эта пачка имеет мощность до 150 *м;* в верхних горизонтах в туфах встречаются прожилки розового цеолита. У железнодорожного моста через р. Зварула в туфах встречен прожилок мощностью 5 *см* белого, плотного ломонтита.

По реке Зварула в толще преобладают туфобрекчии и лавовые брекчии. Обломок из лавовой брекчии, взятый у моста, оказался авгито-лабрадоровым порфиритом (шл. 50), содержащим лабрадор № 50—55, в ряде часто замещенный альбитом и слегка зеленоватый свежий авгит с CNg—44°. Цемент этой брекчии (шл. 49) представлен роговообманко-лабрадоровым порфиритом с плагиоклазом от № 57 в ядре до № 45 по краям зерен; альбитизация и цеолитизация выражены слабо.

Выше в толще выход лавового покрова со слабо выраженной плитняковой отдельностью. Порода плотная, порфировая с фенокристаллами плагиоклаза и роговой обманки; по составу и микроструктуре она аналогична шлифу № 49 из цемента лавовой брекчии. Такой же роговообманко-лабрадоровый порфирит атакситового сложения встречен выше по речке.

Эти туфобрекчии и лавы чередуются с псаммитовыми туфами роговообманко-лабрадорового порфирита аналогично № 45. В этих туфах часты крупно- и мелкопластинчатые мелкочешуйчатые и радиально-лучистые агрегаты цеолита.

Выше снова выходят туфобрекчии, цемент которых представлен туфом роговообманко-лабрадорового порфирита, обломки же являются исключительно авгито-лабрадоровыми порфиритами.

Над этими туфобрекчиями залегают песчанистые известняки, в которых под микроскопом обнаруживаются обломки эффузивных пород, альбитизированного плагиоклаза, кварца, редкие зерна роговой обманки и несколько округлых зерен зеленого глауконита.

В верхних горизонтах толщи встречен покров авгитового порфирита, в котором плагиоклаз полностью пелитизирован; CNg авгита—44—45°. Самые верхние слои этой толщи представлены туфобрекчиями авгито-лабрадорового порфирита.

Общая мощность верхней вулканогенной толщи достигает 400 *м.*

Приведенное описание разреза показывает, что в верхней вулканогенной толще преобладающее развитие имеют роговообманковые порфириты и туфы.

По характеру плагиоклаза, представленного андезин-лабрадором в фенокристаллах и не выше андезина в микролитах, породы относятся к семейству андезитов. Более основные типы в этой толще играют подчиненную роль и представлены авгито-лабрадоровыми порфиритами, материал которых в низах толщи среди псаммитовых туфов встречен лишь в одном месте и то вместе с роговыми обманками. Выше в трех слоях туфобрекчии обломки представлены главным образом авгито - лабрадоровыми порфиритами, а цементом всегда является материал роговообманкового порфирита. Лишь в самых верхах толщи встречается один покров авгито-лабрадорового порфирита. Характерно, что во всей толще отсутствуют мандельштейны.

Изложенный выше фактический материал дает возможность сделать следующие выводы:

1) В бассейне р. Чхеримела распространена одна мощная вулканогенная толща, занимающая положение между верхним аптом и нижним туроном.

2) Накопление вулканического материала здесь шло непрерывно и лишь в верхнем альбе имело место не прекращение, а ослабление вулканических извержений, вследствие чего создается впечатление двух вулканогенных толщ, разделенных «нормально осадочной» пачкой.

3) Петрографический состав вулканического материала также остается постоянным: как в нижней, так и в верхней толще преобладают роговообманко-андезиновые и роговообманко-лабрадоровые порфириты. Авгито-лабрадоровые порфириты в обоих толщах играют резко подчиненную роль. Мандельштейны отсутствуют в обоих толщах. Альбитизация плагиоклаза правда встречается и в нижней толще, но существенное развитие она получает лишь в породах верхней толщи. Цеолитизация, аналогично альбитизации, широко распространена в верхней толще, а в нижней выражена весьма слабо.

4) Различие не существенного характера, но важное для пояснения характера вулканизма, заключается в том, что нижняя толща состоит главным образом из пирокластического материала, принесенного из вулканических очагов расположенных не на месте распространения толщи, а немного южнее. Этим и объясняется, что все слои содержат цемент из осадочного материала в виде глауконитовых песчаников и известняков, то-есть фактически толща является туфогенной. В верхней же толще преобладающее развитие получают туфобрекчии, лавовые брекчии, агломератные туфы и лавы, а осадочный материал, в том числе и глауконитовые песчаники, встречается лишь в незначительном количестве. Этот факт указывает на образование в сеномане центров вулканической активности на периферии геосинклинали. С этим же связано и уменьшение глауконита в верхней вулканогенной толще, так как в условиях быстрого накопления пирокласти-

ческого материала, гальмиролитическое разложение материала, могущего дать глауконит, не могло итти до конца.

Вулканогенная толща мела по р. Тедзами (Каспский район). В бассейне р. Тедзами, под эоценовыми толщами выходит мел, представленный в нижней части вулканогенными породами, а выше слоистыми известняками и мергелями турон-сенонского возраста. Мощность вулканогеной толщи мела здесь достигает около 500 *м*. По возрасту она относится к сеноману—нижнему турону.

Нами, совместно с П. Д. Гамкрелидзе, составлен разрез по правому притоку р. Тедзами, р. Чкопианис-геле (восточнее сел. Чкопиани). Самые низы толщи здесь не обнажаются. В начале разрез нисходящий.

Темнозеленая лава мощностью 1 *м* представлена анальцимовым авгито-олигоклазовым порфиритом (шл. № 1). Под микроскопом—грязно буровато-коричневая гиалопилитовая основная масса с небольшим количеством плохо индивидуализированных микролитов и побуревшего базиса. Фенокристаллы представлены плагиоклазом и пироксеном. Плагиоклаз образует крупные таблитчатые кристаллы и интенсивно замещается хлоритом, а по краям часто окружен каемкой бесцветного анальцима. Преломление плагиоклаза чуть выше, чем у канадского бальзама, а у некоторых зерен Np' даже меньше, а Ng' чуть больше. Симметричное погасание одного полисинтетически сдвойникованного зерна = 8^0, что отвечает олигоклазу № 25. Пироксен образует несколько идиоморфных и неправильных зерен, бесцветных, свежих или с небольшими пятнами хлорита. Угол погасания до 44^0. Цвета интерференции высокие. Анальцим выполняет неправильные пустоты, обрастает плагиоклаз или же, реже, полностью замещает мелкие зерна последнего. Всегда бесцветен и изотропен. Вместе с ним, окружая его в пустотах, иногда встречается желтовато-зеленый хлорит, который по краям оканчивается тонкоигольчатыми пучками травяно-зеленого хлорита. Под ним лавовая брекчия мощностью 3 *м*, обломки макроскопически похожи на № 1. Цемент же плотный, лавовый. Изучение обломков показало, что они в основном также представлены мандельштейновыми олигоклазовыми порфиритами то с авгитом (№ 2), то без него (№ 2^2) и аналогичны вышеописанной породе № 1. Но среди обломков оказался и авгито-лабрадоровый порфирит № 2, микроскопическое описание которого приводим ниже.

Буровато-серая пилотакситовая основная масса состоит из спутанных агрегатов плагиоклазовых микролитов ряда лабрадора № 50 (погасание $\perp PM = 30°$), удлиненных зернышек рудного минерала и буровато-серого базиса, находящегося в стадии расстеклования. Фенокристаллы представлены плагиоклазом и пироксеном. Плагиоклаз образует крупные таблитчатые

или призматические кристаллы, нередки также и мелкие зерна—микрофенокристаллы. Среди плагиоклазов есть достаточно свежие, прозрачные зерна, содержащие лишь отдельные хлоритовые пятна, но есть и интенсивно разрушенные, переполненные жилками и пятнами хлоритового минерала; эти измененные плагиоклазы всегда окружены зоной совершенно свежего плагиоклаза, причем зона эта имеет различную ширину от очень тонкой до достаточно широкой. Измененная часть повторяет контуры свежей зоны, лишь иногда как-бы пронизывая последнюю в виде тончайших отростков. Наружная свежая зона относится к ряду битовнита № 70—74 (угол симметричного погасания=40—41°), а центральная измененная часть представлена олигоклазом с преломлением чуть выше, чем у канадского бальзама. С первого взгляда создается впечатление, что имеется ксенолитовый плагиоклаз, который обрастает вокруг основным плагиоклазом, но, повидимому, скорее всего имеем дело с деанортитизацией ядра основного плагиоклаза—явление, аналогичное описанному нами из жильных диорит-порфиритов окрестностей Кутаиси [137]. Иногда плагиоклаз испытывает замещение изотропным анальцимом; часты отдельные включения основной массы. Пироксен присутствует всего лишь в виде 5—6 призматических или идиоморфных восьмиугольных зерен с хорошо выраженной пироксеновой спайностью; свеж, бесцветен, угол погасания=40°. Иногда испытывает пятнистое замещение зеленовато-желтым, почти изотропным серпентином и травяно-зеленым хлорито-серпентином. Небольшие псевдоморфозы этих же минералов, вероятно, образованы по пироксену. Вместе с зернами пироксена в одном месте наблюдается скопление рудного минерала, образующего, повидимому, псевдоморфозы по пироксену. Цемент лавовой брекчии также представлен мандельштейновым авгито-олигоклазовым порфиритом, аналогичным № 2^2 и 2^3, только в этой породе (№ 2) присутствует большое количество олигоклазовых фенокристаллов и весьма большое количество миндалин. Видимо, лава была очень богата газами, которые, выделяясь участками, вызывали ее очень сильное раздробление. Такой раздробленный участок примыкает в шлифе к плотной лаве непосредственно и цементируется веществом миндалин (бледнозеленый хлорит и цеолиты). Пироксен встречен лишь в виде двух неправильных зерен, включенных в фенокристалл плагиоклаза.

Под этой брекчией плотная, темная базальтовидная лава мощностью 20 *м*, с плитняковой отдельностью, оказавшаяся авгито-лабрадоровым порфиритом. Под микроскопом (шл. № 3) видна темносерая гиалопилитовая основная масса с небольшим количеством плохо индивидуализированных микролитов плагиоклаза, зернышек рудного минерала и аморфного базиса. Фенокристаллы представлены крупными и мелкими, иногда обломанны-

ми кристаллами лабрадора № 60—73 (угол симметричного погасания= 30°—33°) и авгита.

Лабрадор иногда свеж, но чаще в центральной части иногда пятнисто, иногда полностью замещается низко преломляющим минералом, повидимому альбитом, вместе с которым обязательно присутствует то или иное количество пумпеллиита в виде травяно-зеленых, неплеохроичных неправильных зерен, почти вполне изотропных. Вместе с пумпеллиитом иногда присутствует хлорит, выделяющийся более низким преломлением и наличием плеохроизма. Авгит присутствует в виде нескольких крупных, идиморфных бесцветных зерен с углом погасания=44°. Редко испытывает замещение отдельными пятнами зеленого пумпеллиита, а также серого непрозрачного вещества. Встречаются и мелкие полные псевдоморфозы, вероятно, по пироксену. Встречена одна кальцитовая псевдоморфоза по пироксену. Одна серпентиновая псевдоморфоза имеет оливиновую форму.

Под ним слой туфобрекчии с обломками разных, большей частью темных, порфиритов; цемент сероватый, туфовый, видимая мощность—2 *м*. Падение слоев здесь СВ $\angle 60°$. Все обломки из этой брекчии оказались авгито-лабрадоровыми или авгито-андезиновыми порфиритами, причем их плагиоклаз всегда в той или иной степени альбитизирован (шл. № 4^1—4^6). Большей частью в черной гиалопилитовой основной массе присутствуют мелкие микролиты андезина № 35—45, редко № 50. Фенокристаллы же представлены или лабрадорами № 55—65 или же андезином № 45 (в шлифе № 4^4, по углу симметричного погасания=25°). Альбитизация иногда захватывает все зерно, иногда же лишь ядро. Авгиты в разных шлифах всегда бесцветны с углом погасания от 40° до 42°. Аморфный базис в основной массе во всех случаях сохранился.

Ниже под слоем брекчии выходит серо-зеленая мандельштейновая лава с розовыми цеолитами; с поверхности сильно выветрелая и поэтому более светлая, видимая мощность около 3 *м*. Под микроскопом свежая часть (№ 5) представляет авгито-лабрадоровый порфирит с грязно-зеленой гиалопилитовой основной массой, состоящей из микролитов андезина № 40—45 и аморфного базиса. Фенокристаллы—плагиоклаз и пироксен. Плагиоклаз относится к лабрадору № 55, иногда свеж, но нередко в центральной части испытывает альбитизацию. Пироксен бесцветный, чаще замещен кальцитом и серпентином. Выветрелая же часть (№ 5^1) имеет лишь более коричневую основную массу, а в остальном аналогична № 5.

Ниже тонкие слои псаммитовых туфов мощностью 1 *м*. Под микроскопом порода оказалась агломератным туфом авгито-лабрадорового порфирита с частичной альбитизацией, то-есть вполне аналогична с вышеопи-

санными. Размеры обломков 1—2 *мм*, редко—3—4 *мм*. Обломки непосредственно соприкасаются друг с другом и лишь местами роль цемента играет зеленое хлоритовое вещество.

Под ними туфобрекчия, видимая мощность около 20 *м*. Все обломки и цемент представлены теми же авгито-лабрадоровыми порфиритами с частичной альбитизацией. Редко лабрадор замещается изотропным или слабо поляризующим низкопреломляющим минералом, повидимому анальцимом (шл. № 7 и 7^1).

После перерыва в обнажении 50 *м* выходят туфобрекчии с размерами обломков от нескольких *см* до 0,5 *м* (редко). Все обломки (8^1—8^4) оказались авгито-лабрадоровыми порфиритами с частичной альбитизацией. Иногда есть мандельштейновые разности (№ 82) с миндалинами бледно-зеленого хлорита с каемкой из травяно-зеленого игольчатого минерала с преломлением выше хлорита (пумпеллиит). Погасание пироксена 38°—40°. Цемент этой брекчии—агломератный туф, состоящий из обломков тех же авгито-лабрадоровых, частично альбитизированных порфиритов. Пумпеллиит здесь также присутствует вместе с хлоритом.

Дальше идут опять брекчии уже с противоположным падением (то-есть начиная отсюда—разрез восходящий). Породы эти сильно разрушены и перемяты, с многочисленными мелкими жилками и жеодами халцедона, кальцита и розового анальцима. Обломки в брекчии представлены зеленоватыми порфиритами и многочисленными аргиллитоподобными кремнистыми породами, характерными для разреза меловой толщи Аджаро-Триалетского хребта. Цемент мелкообломочная брекчия. Видимая мощность 20 *м*. Обломки под микроскопом (№ 10, 10^1 и 10^3) оказались авгито-лабрадоровыми порфиритами, частично альбитизированными, а цемент (№ 10^2) представляет агломератный туф, состоящий из обломков лабрадоровых порфиритов и кремового цвета кремнистых пород, состоящих из мелкоагрегатного хальцедона. Часты многочисленные секреции халцедона и хлорита. Через несколько метров—мощные выходы кремовых тонкослоистых мергелей с прослоями псаммитовых туфов, один образец из которых (№ 11) оказался стекловато-кристаллическим туфом, состоящим из разной формы обломков как бесцветного, так и черного вулканического стекла. У бесцветного стекла преломление ниже канадского бальзама. Обломки плагиоклазов присутствуют в небольшом количестве и представлены андезином, достаточно свежим, иногда зональным. Кое-где встречаются обломки стекла, замещенные мелкоагрегатным цеолитом. Часто встречается крупнокристаллический кальцит в виде отдельных зерен.

Над мергелями мощная толща зеленых мелкообломочных туфобрекчий с редкими также зелеными обломками. Редко попадаются темные базальтовидные обломки. Последние в этой брекчии представлены авгито-лабрадо-

ровыми порфиритами, но в отличие от вышеописанных пород этого типа, здесь альбитизация не заметна (шл. № 12). Один обломок (№ 12) представлен кристаллическим туфом с кальцитовым цементом. Темная порода (№ 13) оказалась лабрадоровым порфиритом. Один обломок (№ 4) соответствует олигоклазовому порфириту. В массе кристаллического кальцита разбросаны отдельные зерна свежего зонального лабрадора, который слабо корродируется кальцитом, а иногда кальцит образует тонкие прожилки по трещинам в лабрадоре.

Подытоживая приведенное описание разреза получаем, что в бассейне р. Тедзами меловые эффузивы в толще играют подчиненную роль по сравнению с пирокластолитами. Среди последних лишь в одном месте встречена лавовая брекчия, а чаще они представлены туфобрекчиями. По составу в толще преобладают авгито-лабрадоровые и авгито-андезиновые порфириты, для которых характерна ясно выраженная альбитизация плагиоклаза с замещением чаще в ядре, причем в одном и том же шлифе лабрадор встречается как вполне свежий, так и полностью альбитизированный со всеми переходными между ними стадиями. Породы с кислым плагиоклазом, в данном случае олигоклазом и альбитом, встречаются лишь в начале разреза и, повидимому, представляют спилитовый горизонт меловой вулканогенной толщи Аджаро-Триалетского хребта.

Породы не альбитизированные, а содержащие свежий андезин и лабрадор, встречаются лишь в верхних частях разреза. Этот факт говорит в пользу генетической связи явлений альбитизации с той фазой эффузии, в породах которой и встречается это явление. Мы, конечно, не говорим о первичной альбитизации, пусть это явление постмагматическое, но если оно не связано каким то образом с самой эффузивной фазой, а является процессом, вызванным внешними факторами, то мы явление альбитизации должны наблюдать во всей толще лабрадоровых порфиритов данного разреза.

Темный силикат в описанных породах представлен пироксеном и присутствует в незначительном количестве; всегда свеж, бесцветен. Угол погасания колеблется от 36° до 42°. Присутствие авгита в некоторых шлифах в незначительном количестве дает основание думать, что все описанные андезитовые и андезито-базальтовые породы данного разреза также принадлежат к бедным авгитом разностям, и если мы редко встречаем шлифы, не содержащие авгит, то их нельзя считать за особую беспироксеновую разновидность, а это, вероятно, объясняется случайным попаданием для шлифа беспироксенового участка из образца, который вообще является пироксеновым. Наглядным примером этому служат: шлиф № 2^2, в котором совершенно не встречен пироксен, шлиф № 2^3, вполне аналогичный № 2^2, только с содержанием одного зерна пироксена и шлиф № 2а, в ко-

тором в фенокристаллах пироксен отсутствует, но встречается в виде включений двух небольших зерен в плагиоклазе.

Вулканогенная толща мела по р. Хведрула (Карельский район). По р. Хведрула у самого селения В. Хведурети обнажается антиклиналь, ядро которой слагают серые и буроватые туфы, состоящие из материала альбитовых порфиритов (спилитов) с авгитом или без него (шл. № 11—17). Туфы иногда содержат обломки в количестве до 20% общей массы породы. Обломки представлены альбитовыми порфиритами (шл. №№ 14, 14^1, 14^2, 14^3), по составу тождественными цементу. Альбиты всегда интенсивно пелитизированы и в проходящем свете окрашены в буроватый, реже сероватый цвет. Во всех шлифах альбит испытывает в разной степени замещение радиально-лучистым цеолитом или анальцитом. Авгит в свежем виде встречен лишь в трех шлифах (14^1, 14^3, 15) в виде нескольких свежих идиоморфных зерен с углом погасания 36^0. В шлифах № 11 и № 14^2 встречаются лишь псевдоморфозы бледнозеленого пластинчатого серпентина и хлорита по темному силикату, вероятно, по пироксену. В шлифах же № 12, 14 и 17^1 отсутствуют всякие следы темного силиката. Основная масса этих порфиритов черная, аморфная (шл. № 14) или серая, гиалопилитовая с редкими микролитами замещенного анальцимом альбита (шлиф № 14^1), или же серая пилотакситовая, микролитовая, в которой аморфный базис почти полностью отсутствует.

В туфах роль цемента играет или радиально-лучистый хлорит (шл. № 11) с подчиненным количеством бесцветного пластинчатого цеолита (ломонтита), или же главная масса цемента представлена радиально-лучистым цеолитом, а хлорит количественно подчинен. Туфы и порфириты по составу вполне аналогичны друг с другом.

Над этими альбитовыми туфами и туфобрекчиями залегают более темно-окрашенные слои с отдельными прослоями сероватых песчаников. Между этой пачкой темных туфов и вышеописанных альбитовых серых туфов встречается своеобразная брекчиевая полоса, состоящая из белых или слегка желтоватых мергелистых пород (обр. № 1). В брекчии встречена глыба диаметром 0,2 *м* белой, плотной, похожей на известняк, породы (обр. № 2). В мергелях часты небольшие линзы темносерых и белых кремней.

Под слоем мергеля в туфовом слое встречена линза серой плотной породы (обр. № 5 и 6). Эта линза по простиранию переходит в туф мощностью 1 м, который участками является то крупно- то мелкозернистым, что придает породе брекчиевидный характер.

Выше над мергелями залегает слой грубозернистого туфа (обр. № 7), а еще выше—слой туфобрекчии или туфоконгломерата, так как в ней округленные обломки присутствуют чаще, чем угловатые.

Приведем краткую микроскопическую характеристику вышеупомянутых пород.

Мергелистая порода (обр. № 1) представлена мергелистым известняком, состоящим из мелкокристаллического кальцита то прозрачного, то бесцветного, то буроватого и полупрозрачного в мергелистых участках. Много удлиненных или более коротких кальцитовых агрегатов, представляющих остатки какой то фауны. Часто встречаются обломки альбита, реже олигоклаза и андезина; последний иногда зонален. Кварц не встречен. Много мелких глобигерин. Попадаются микроорганизмы, состоящие из халцедона (повидимому, радиолярии). Встречен лишь один округлый участок, состоящий из ячеистого сотообразного кальцита. Редко попадаются клочья светлозеленого серпентина.

Обломок «плотного известняка» (обр. 2) оказался агломератным туфом альбитофира, который состоит из обломков альбитовых порфиритов и отдельных кристаллических обломков альбита.

Обломки порфиритов всегда имеют почти бесцветную или слегка буроватую основную массу, показывающую в + Ni микролитовую структуру. Фенокристаллы в них представлены таблитчатыми зернами полисинтетически сдвойникованного альбита, который иногда свеж, но чаще в разной степени замещается пелитовым веществом, делаясь при этом совершенно непрозрачным. Обломки пород размерами до 1—2 *мм* и меньше имеют слабо окатанный характер. Один крупный обломок достигает 6 × 15 *мм*. В этом обломке встречен один фенокристалл слегка зеленоватого авгита, который почти полностью замещен кальцитом. Оставшиеся части дают $CNg = 40^0$.

Цемент мелкообломочной части туфа представлен кристаллическим кальцитом. В одной кальцитовой псевдоморфозе (повидимому, по пироксену), много включений мелких идиоморфных призмочек апатита.

Кремнистые конкреции под микроскопом оказались халцедоновыми кремнями, причем темносерый кремень (шлиф № 3) состоит из мельчайших агрегатов халцедона, различимых лишь при большом увеличении. В проходящем свете—светло-бурый; преломление чуть выше, или как у канадского бальзама. В нем много кальцитовых жилок и пятен. Последние часто шарообразной формы и, повидимому, представляют остаток микрофауны. Встречаются и халцедоновые жилки, а также микрофауна, повидимому радиолярии. Удлиненные халцедоновые образования напоминают спикули губок.

Белый кремень (шлиф № 3^1) характеризуется ясно выраженной микрослоистостью. В отличие от № 3 этот кремень состоит из более крупноагрегатного халцедона, в проходящем свете также светлобурого. Эта порода значительно более обогащена кальцитом, чем № 3. Остатки кремневой микрофауны здесь встречаются чаще.

Залегающий под слоем мергеля туф в крупнокристаллических участках (шл. № 4) представляет собой агломератно-кристаллический туф лабрадорового порфирита, который состоит из угловатых обломков разнообразных порфиритов и обломков плагиоклазов. Обломки порфиритов отличаются друг от друга окраской основной массы (серые, бурые, зеленоватые, почти бесцветные) и иногда структурой, меняющейся от гиалопилитовой до витрофировой, всегда с значительным изменением базиса. Микролиты в них представлены андезином, а фенокристаллы лабрадором или андезином; встречен в кальците остаток авгита. В одном порфирите имеется оливиновая псевдоморфоза. Обломки плагиоклазов большей частью свежи или слегка политизированы и имеют также лабрадоровый состав (до № 55); часто зональны до андезина № 30 по краям. Много хлорита и серпентина, образующих псевдоморфозы по темному силикату, иногда же миндалины вместе с кальцитом. Часто встречаются скопления пластинчатого и радиально-лучистого цеолита.

Мелкозернистый участок (шлиф № 4) под микроскопом оставляет впечатление кремнистой породы, испытавшей интенсивную кальцитизацию. Кое-где видны остатки кремнистого вещества. Много удлиненных игловидных образований кальцита, которые, судя по форме, являются замещенными кальцитом спикулами губок. Есть также поперечные разрезы этих спикул; некоторые из них сохранили первичный халцедоновый состав. Встречаются мелкие обломки зонального плагиоклаза.

Линза из этого слоя (обр. № 5) под микроскопом также оказалась агломератно-кристаллическим туфом, состоящим из обломков разных порфиритов, а также обломков плагиоклаза; последние представлены как альбитами ,так и андезинами. Темный силикат не встречен, есть лишь скопления радиально-лучистых агрегатов хлорита. Среди обломков пород встречаются светлые обломки стекловатой массы с перлитовой отдельностью.

Образец № 6 из той же линзы (шл. 6) под микроскопом состоит из двух половин: одна половина шлифа представляет собой спонголитовую буроватого цвета богатую спикулами губок породу, состоящую из халцедона с небольшой примесью вторичного кальцита. Другая половина шлифа обогащена обломками плагиоклазов и порфиритов и представляет агломератно-кристаллический туф.

Начиная со слоя, представленного обр. № 7 и выше уже имеем лабрадоровые туфы, в которых альбит не встречен как породообразующий минерал. Образец из этого слоя (шл. № 7) под микроскопом оказался агломератно-кристаллическим туфом, состоящим из обломков свежих зональных андезин-лабрадоров до № 50 и мелких обломков порфирита. Цемент породы мелкозернистый кальцит.

Из слоя вышележащих туфобрекчий, для выяснения их состава, было взято 10 разных обломков. Микроскопическое исследование шлифов этих образцов показало, что среди них имеем два типа: лабрадоровые и авгито-лабрадоровые порфириты или туфы, причем первый тип представлен лишь одним образцом (№ 8^1), который под микроскопом состоит из черной аморфной основной массы с редкими микролитами лабрадора и многочисленных крупных, таблитчатых фенокристаллов лабрадора № 55 (по углу симметричного погасания $=30^0$). Лабрадор интенсивно замещается хлорито-серпентином и реже цеолитом. В основной массе много неправильных пустот, выполненных зеленым неплеохроичным, почти изотропным хлорито-серпентином.

Остальные обломки представлены авгито-лабрадоровыми порфиритами, причем в некоторых из них (шлифы №№ 8^3, 8^4, 8^7) присутствует несомненный авгит в виде более или менее свежих зерен, а в шлифах № № 8^2, 8^5, 8^6, 8^{10} вместо авгита имеем псевдоморфозы хлорита и серпентина, форма которых напоминает и пироксен, и оливин. Приведем описание того и другого типа: шл. № 8^2. Основная масса серовато-зеленоватого цвета и состоит из короткопризматических микролитов плагиоклаза ряда андезина и зеленоватого хлоритизированного базиса. Фенокристаллы — крупные таблитчатые зерна плагиоклаза, испытывающие пятнистое замещение альбитом. Незамещенные участки относятся к андезину № 45—52. Плагиоклаз также пятнисто, но интенсивно замещается хлоритом и серпентином.

Серпентиновые псевдоморфозы встречаются часто, форма их то оливиновая, то пироксеновая.

Породы с несомненным авгитом под микроскопом имеют (шл. № 83) сероватую основную массу, состоящую из коротко-призматических и квадратных микролитов плагиоклаза из ряда андезин-лабрадора до № 50, зерен рудного минерала и базиса измененного в хлорит и пятнисто замещенного кальцитом. Фенокристаллы представлены крупными таблитчатыми зернами зонального плагиоклаза: по краям лабрадора № 55, а в центре до № 70. Часто, при общей свежести плагиоклаза в нем заметны тончайшие прожилки бесцветного, слабо преломляющего минерала, повидимому, цеолита. Много серпентиновых, кальцитовых или обоих вместе псевдоморфоз неопределенной формы, скорее пироксенового очертания; хотя есть зерна, форма которых скорее оливиновая. Встречены два зерна моноклинного пироксена, слегка зеленоватого, свежего.

Образец № 8^4 представляет туф авгито-лабрадорового порфирита с миндалинами из халцедона и кальцита. Порода интенсивно пиритизирована.

Образец № 8[7] представляет такситовый порфирит с участками диабаз-порфирита и порфирита с гиалопилитовой основной массой. Пироксен имеет $CNg = 40°$. Порода сравнительно свежа. Особняком стоит обломок № 8[9], который макроскопически представляет стально-серую, свежую, базальтовую породу молодого облика. Под микроскопом показывает долеритовую структуру и состоит из крупных и сравнительно мелких таблитчатых и призматических зерен плагиоклаза, часто содержащих зонально расположенные включения зернышек рудного минерала. Плагиоклаз по составу колеблется от № 45 по краям, до № 53 в центре. Между плагиоклазами заключены неправильные зерна слегка зеленоватого авгита с углом погасания до 38°. Оба минерала свежи, но встречаются кальцито-серпентиновые псевдоморфозы (по пироксену). Некоторые промежутки между описанными минералами выполнены черной основной массой, общее количество которой незначительно. В плагиоклазе часты включения тончайших иголочек апатита. Встречаются скопления кальцита и халцедона вместе с пиритом. Пиритом заметно импрегнирована вся порода.

Таким образом ясно намечается разделение меловых пирокластолитов на два горизонта: в ядре антиклинали, то-есть стратиграфически ниже имеются альбитовые порфириты и их туфы (спилиты), а выше лабрадоровые породы. Среди альбитовых туфов часто встречаются пачки белых и розовых пелитовых пород, оставляющих впечатление мергелей. Под микроскопом один розовый образец из этой пачки (шлиф № 17[4]) оказался кристаллическим туфом, состоящим из обломков слегка пелитизированных альбитов; сцементированы обломки глинистым веществом, богатым окислами железа. Белый же образец (шлиф № 17) оказался мелкозернистым известняком, содержащим значительное количество глобигерин; туфовый материал присутствует в виде отдельных обломков альбитов.

На южном крыле антиклинали в верхних горизонтах снова появляется лабрадоровый материал. Около сел. Читихева в верхнемеловых известняках взят образец № 19, представленный мелкокристаллическим мергелистым известняком, содержащим большое количество глобигерин; в значительном количестве присутствуют обломки свежих андезинов.

Вулканогенный мел южных склонов Аджаро-Триалетского хребта. На южных склонах Аджаро-Триалетского хребта вулканогенный мел, по П. Д. Гамкрелидзе и В. Я. Эдилашвили [88], выходит в верховьях реки Тетроби и на г. Чобурети в Цалкинском районе, залегая в ядре опрокинутой на юг антиклинальной складки верхнемеловых известняков. Здесь вулканогенные образования поднимаются до маастрихтского яруса.

Такое же залегание имеет меловая вулканогенная толща во втором выходе—на южном склоне Арджеванского хребта, около сел. Гюмбати по одноименной речке.

Литологически эти толщи представлены массивными, грубослоистыми зеленовато-коричневато-фиолетового цвета туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками и порфиритовыми покровами. В них часты линзы известняков с туронской фауной. В верхних частях свиты появляются окремнелые мергели и нормальные мергели с иноцерамами.

Микроскопическое изучение материала из окрестностей г. Гюмбати, доставленного П. Д. Гамкрелидзе и Н. И. Схиртладзе, показало, что они также представлены авгитовыми и роговообманковыми порфиритами и их туфами, то-есть по петрографическому составу вполне аналогичны другим разрезам вулканогенного мела Аджаро-Триалетского хребта.

2. Выводы по вулканогенному мелу Аджаро-Триалетии

Постараемся вкратце изложить результаты изучения вулканогенного мела Аджаро-Триалетии.

1. В системе Аджаро-Триалетского хребта альб и сеноман представлены однообразными вулканогенными толщами, расчленить которые, по данным П. Д. Гамкрелидзе, не удается.

2. Петрографически породы вулканогенной толщи представлены в основном двумя разновидностями: 1) авгито-андезиновые (и лабрадоровые) порфириты, развитые, главным образом, по р. Тедзами и по р. Хведрула. Они характеризуются небольшим содержанием авгита и присутствием плагиоклаза ряда андезина-лабрадора; и 2) роговообманково-андезиновые (и лабрадоровые) порфириты, имеющие преобладающее развитие в Ванском и Харагоульском районах; они отличаются от первых присутствием темного силиката в виде роговой обманки, отсутствием или подчиненным значением авгита и наличием плагиоклаза, чаще ряда андезина, реже лабрадора до № 55—60.

3. Однако, авгитовые разновидности также не содержат значительного количества авгита, и, наоборот, чаще очень бедны им.

Таким образом, как будто намечается разделение меловых вулканогенных образований на два типа: 1) первый тип—то-есть авгитовые породы—распространен в центральных, вернее более удаленных от периферии частях хребта, 2) второй же тип—роговообманковые породы—приурочивается к периферическим частям хребта, каковыми являются бассейн р. Чхеримела и Ванский район.

4. Лишь в бассейне р. Чхеримела в нижней толще встречаются авгитово-роговообманковые породы, в которых авгит все-таки играет подчиненную роль.

5. Общий петрографический характер этих пород дает основание считать их за представителей андезитовой или андезито-базальтовой магмы.

Более основные представители, приближающиеся к базальтам, встречаются весьма редко.

6. Весьма характерным для эффузивных толщ является альбитизация плагиоклаза, причем ее интенсивность возрастает в низах толщи, а верхние горизонты содержат совершенно неальбитизированный плагиоклаз. Этот факт дает право заключить, что к настоящим спилитам можно отнести лишь альбитовые породы, встречающиеся в ядре Хведуретской антиклинали и из низов Тедзамского разреза. Другие альбит-содержащие же породы представляют пример, в той или иной степени альбитизированных порфиритов. Как и в других спилитово-порфиритовых формациях (среднеюрская толща Грузии и аналогичные толщи других стран) в Аджаро-Триалетской спилито-порфиритовой формации частично альбитизированные порфириты также залегают над настоящими спилитами.

7. Во всех изученных разрезах ясно заметно резкое преобладание пирокластолитов над лавами, что указывает на центральный тип извержений. В некоторых разрезах (Дапнари, Гюмбати, отчасти нижняя толща р. Чхеримелы), покровы совершенно отсутствуют и развиты лишь одни пирокластолиты.

8. Осадочный материал всегда присутствует в том или ином количестве и во всех случаях представлен лишь карбонатными породами — известняками, которые или образуют цемент туфов и туфобрекчий или представлены в виде слоев песчанистых известняков со значительным содержанием туфового материала. Также характерно присутствие в известняках зерен глауконита.

Мы располагаем лишь тремя анализами, два из которых относятся к породам Тедзами; из них № 1—альбитовый, № 3—андезиновый порфирит, а № 51 представляет анализ роговообманково-андезинового порфирита окрестностей сел. Молити. Один анализ мелового эффузива проводится в работе С. В. Левченко [233] из района Соцхориа (табл. 16).

Все анализы показывают резко известково-щелочный характер пород и их принадлежность к тихоокеанскому типу. На диаграмме А. Н. Заварицкого они одинаково удалены от оси SA, показывая в общем низкое значение «b», что хорошо согласуется с незначительным содержанием в них темных силикатов.

Характерно, что векторы Тедзамской и Молитской пород почти совпали друг с другом, а немного правее от них ложится альбитовый порфирит из Тедзами (№ 1), что вызвано присутствием альбита в этой породе. (диаграмма, рис. 25).

Таким образом, меловые эффузивы Аджаро-Триалетского хребта при большей кислотности показывают значительно меньшее содержание щелочей, чем породы эоцена.

б) МЕЛОВАЯ ВУЛКАНОГЕННАЯ ТОЛЩА СОМХИТСКОЙ ГЛЫБЫ

Меловые вулканогенные образования в пределах Сомхитской глыбы имеют широкое распространение и встречаются в Борчалинском, Болнисском и Тетри-Цкаройском районах, занимая бассейны рек Храма и ее притоков Алгетки, Машаверы и др.

По К. Е. Габуниа и П. Д. Гамкрелидзе [85], меловая вулканогенная толща Борчалинского района делится на две части: нижняя, состоящая из вулканогенных пород, мергелей и известняков, и верхняя, состоящая из мергелей и песчаников. Основным элементом нижней толщи являются туфобрекчии, туфопесчаники, мергели и мраморовидные известняки. Туфобрекчии являются как темносерыми или черными, так и коричневато-буроватыми, иногда с прослоями туфопесчаников и песчанистых глин. Иногда попадаются и покровы порфиритов. Вышеперечисленные фации переходят друг в друга как по простиранию, так и по падению. Известняки, как правило, представляют мощные линзы, но, по простиранию сравнительно быстро выклиниваются, имея протяжение 0.5 *км*, а иногда 2—3 *км*.

В окрестностях сел. сел. Садахло, Ходжорни и Опрети имеем полный разрез толщи. Она здесь, несомненно, залегает на складчатых отложениях байоса. К западу от сел. Опрети, в верховьях р. Ахкерпи-чай, отдельные элементы этого сложного комплекса по направлению падения постепенно выклиниваются и еще западнее от толщи остаются лишь известняки верхних горизонтов.

Фауна, собранная в средней части толщи, оказалась сеноманской. По мнению авторов, не исключено, что нижняя часть толщи верхнеальбская. Мощность среднемеловой толщи в районе Опрети-Садахло, по авторам, достигает 2,5 *км*, а к западу доходит до 100 *м*.

В той же работе К. Е. Габуниа и П. Д. Гамкрелидзе [85] описывают верхнемеловую вулканогенную толщу, широко распространенную в Борчалинском районе. Литологически толща представляет сложный, меняющегося характера, комплекс и состоит из чередований туфобрекчий, туфопесчаников и порфиритовых покровов. Иногда попадаются и зеленовато-серые, заметно окварцованные мергели. Толща вообще окрашена в зеленый цвет, особенно в южной части распространения. К западу и востоку преобладают бурые тона, местами даже белые в результате изменения. К этой полосе приурочено месторождение известного полосчатого болнисского облицовочного туфа.

Покровы в толще встречаются часто. Они довольно мощные и дают вертикальные обрывы. По простиранию быстро выклиниваются, редко имеют протяженность 2—3 *км*. Часто наблюдается столбчатая отдельность.

Эти породы, как покровы, так и туфы, очень богаты кварцем, который в покровах присутствует в виде фенокристаллов, а также в основной массе. Покровные кварц-порфиры трудно отличимы от секущих кварц-порфиров.

Этим кислым характером меловые вулканогены Борчалинского района отличаются от одновозрастных образований других районов и от среднемеловой вулканогенной толщи окрестностей Опрети-Садахло, так как эти последние состоят из основных эффузий. По стратиграфическому положению толща датируется как туронская на том основании, что ниже постепенно переходит в сеноманскую толщу песчаников и мергелей, а выше (в ущелье р. Храма) также постепенно переходит в туронские известняки. Мощность толщи—не менее 3 *км*. Авторы предполагают, что стратиграфические пределы толщи возможно шире, то-есть толща спускается в сеноман, а выше поднимается до сенона.

Эта толща в южной части Локского массива не обнажается; она встречается лишь к северу от него и дальше в этом направлении непосредственно увязывается с одновозрастной вулканогенной толщей Храмского массива, образуя с ним одну толщу.

В этой толще, в окрестностях сел. Марабда, залегает межпластовый покров кварцевого альбитофира, который описан Т. Г. Казахашвили [178]. Порода характеризуется порфировой структурой. Основная масса состоит из зерен кварца и альбита и пелитизированного стекловатого базиса. Микрофенокристаллы—альбит и кварц. В порах—вторичный кварц и лимонитизированный рудный минерал. Более мощный покров альбитофира, по тому же автору, обнажается в ущелье р.р. Лок-чай и Дамблудки.

1. Описание разрезов

Нами изучена толща в районе между реками Дебед-чай и Шулавер-чай в окрестностях селений Бардазори-Гюльбаги-Ходжорни-Цопи. Толща оказалась состоящей из кислых эффузивов и их туфов. Основные эффузивы встречены лишь на одном небольшом участке в виде маломощного покрова и туфов.

Как уже было указано выше, по П. Д. Гамкрелидзе, мраморовидные известняки сел. Цопи, известные под названием Садахлинского мрамора, залегая примерно в средней части вулканогенной толщи, относятся к сеноману. Материал, взятый нами под этими известняками, состоит главным образом из слоистых псаммитовых пирокластолитов, реже туфобрекчий, а покровы встречаются еще реже.

Изучение собранного материала показало, что низы толщи состоят из кварцевых и бескварцевых альбитофиров и кварцевых порфиров и их туфов. Туфы представлены агломератно-кристаллическими и пелитовыми разностями. Для характеристики туфов кварцевого альбитофира приведем описание соответствующего шлифа (№ 38, также № 83).

Макроскопически—псаммиговый зеленоватый туф.

Под микроскопом агломератно-кристаллический туф кварцевого альбитофира. Порода состоит из кристаллических обломков кварца и плагиоклаза и обломков кварц-порфиритовых пород. Кварц образует бесцветные, прозрачные идиоморфные или обломанные остроугольные зерна разной величины—от 0,2 до 2,5 *мм;* часто содержит включения газовых пузырьков. Плагиоклаз всегда представлен интенсивно серицитизированными, в проходящем свете розовато-серыми альбитами, которые подобно кварцу то идиоморфны, то дают обломки разной формы. По размерам уступает кварцу, но по количеству значительно преобладает. Чаще полисинтетически сдвойникован, но есть и не сдвойникованные зерна или простые двойники. Присутствие несомненного калишпата с тончайшими пертитовыми вростками установлено лишь в одном случае. Обломки пород имеют фельзитовую или микрозернистую светлую основную массу и фенокристаллы того же кварца и альбита. Кроме того встречаются фенокристаллы опацитизированного, полностью замещенного черным непрозрачным веществом, минерала, который, возможно, относится к биотиту, но не исключено, что имеем дело с роговой обманкой. Много идиоморфных и неправильных зерен магнетита. Цементирующее хлоритово-глинистое вещество присутствует в промежутках между обломками в незначительном количестве. Встречаются крупные и мелкие, иногда слегка синеватые, зерна апатита. В некоторых образцах размеры зерен не превышают 0,2—0,3 *мм* (шлиф №№ 39, 180, 8) и цементирующий материал представлен кальцитом. В некоторых образцах кварца очень мало (шлиф № 40) и создается переходная к бескварцевым альбитофирам разность. Калишпата в этих породах очень мало. Пелитовые туфы (№ 78) состоят из обломков альбита и кварца, погруженных в бурый пелитовый цемент, который интенсивно замещается кальцитом. Кварцевые обломки носят все характерные черты, свойственные кварцам фенокристаллов из кварцевых порфиров. Характер включений, а также коррозия основной массой, заполнение трещин вторичными гидротермальными образованиями, детально описанные на кварцах из Самшвильдского кварц-порфира Г. Лемлейном [242], удается наблюдать и в описанных нами туфах кварцевых альбитофиров. В этом отношении следует отметить, что Г. Лемлейн безусловно прав, объясняя появление бухточек основной массы в кварцах не коррозией, а наличием препятствия в определенной точке при росте кристалла. Действительно, не трудно заметить, как кварцевый

фенокристалл обходит какое то препятствие, а кверху постепенно зарастает, вследствие чего эти бухточки почти всегда имеют грушевидную форму, с вершинкой обращенной наружу.

Кварц всегда содержит газовые включения. В шлифе № 87 в кварце отмечены газовые включения, имеющие форму почти правильного прямоугольника со слегка выпуклыми гранями; в одном пузырке включены тонкие призмочки бесцветного минерала (повидимому апатит) (рис. 6).

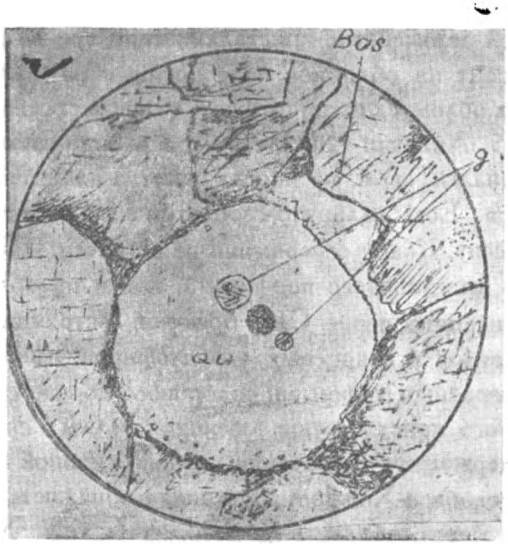


Рис. 6. Шлиф 87. Кварцевый фенокристалл; в газовых пузырках кристаллические образования; Qu—кварц, g—газовые пузырки, Bas—основная масса кварцевого порфира.

Туфы бескварцевых альбитофиров (шл. №№ 42б, 81, 84) отличаются от уже описанных кварцевых альбитофиров лишь отсутствием кварца.

На вторичную природу альбита в альбитофирах и туфах данного района указывает шлиф № 79, в котором наряду с полностью альбитизированными буроватыми зернами плагиоклаза встречено зерно плагиоклаза, лишь частично альбитизированного; из буроватой массы вторичного альбита резко выделяется свежий участок первичного плагиоклаза, который по углу симметричного погасания = 15°, относится к олигоклазу № 30.

Покров кварцевого порфира, залегающий среди этих туфов, представлен афировой разновидностью. Макроскопически мясокрасного цвета. Под микроскопом (шлиф № 41) светло-красновато-бурая микрогранитовая основная масса, состоящая из многочисленных мелких зерен кварца, которые погружены в ортоклазовый базис. Фельзитовый базис присутствует в незначительном количестве. Шлиф сечется мелкими жилками кварца и кальцита.

Недалеко от этого покрова встречен покров бескварцевого альбитофира (шлиф № 42а), который под микроскопом состоит из светлосерой гиалопилитовой основной массы и фенокристаллов слегка пелитизированного альбита. Местами встречаются скопления серпентина, кальцита и магнетита; есть окварцованные участки.

Выше, в разрезе в окрестностях сел. Гюльбаги, среди кислых туфов попадаются прослои туфов и брекчий, состоящих из смешанного материала или из материала лишь андезиново-лабрадорового порфирита. Шлиф № 82 представляет собой агломератно-кристаллический туф андезинового порфирита; порода состоит из обломков порфиритов с разнообразной основной массой; но во всех обломках присутствуют фенокристаллы плагиоклаза ряда андезина до № 45. Андезин присутствует и в виде самостоятельных обломков, иногда зонален, свеж, но иногда заметна альбитизация в виде тончайших прожилков. Есть кальцито-серпентиновые псевдоморфозы, повидимому, по пироксену. Кварц совершенно не встречен. Шлиф № 85 состоит как из материала андезинового порфирита, так и из обломков кварцевых альбитофиров, описанных выше. Слой брекчии, состоящий из обломков андезиновых порфиритов и кварцевых альбитофиров, имеет цемент, представленный агломератным туфом лабрадорового порфирита (шлиф № 86), в обломках которого присутствуют фенокристаллы свежего лабрадора № 64, всегда содержащего включения черной основной массы.

По дороге Гюльбаги-Ходжорни у канала обнажается пачка зеленоватых псаммитовых туфов, образцы из которых (шлиф № 84) оказались кристаллическим туфом кварцевого альбитофира; порода состоит из обломков буроватых альбитов и обломков идиоморфных зерен кварца.

В этих туфах встречаются линзы плотной светлой породы. Мощность линз до 0,5 *м*, а протяженность до 10 *м*. Порода из линз (шлиф № 88) оказалась микрозернистым известняком с многочисленными остатками водорослей и мшанок. Много жилок и линз крупнокристаллического кальцита. Туфовый материал в виде обломков кварца, альбита и основной массы кварцевых альбитофиров присутствует в незначительном количестве.

Выше на 4 *м* по склону выходит слой черной, плотной базальтовой породы мощностью 5 *м*. Под микроскопом (шлиф № 89) порода состоит из длиннопризматических зерен лабрадора № 63 (угол симметричного погасания = 35°), образующих главную массу породы, а промежутки между ними выполнены более мелкозернистой массой, большей частью замещенной кальцитом. Много мелких призмочек темного силиката, замещенного слабоплеохроичным хлоритом. Много также крупных фенокристаллов темного силиката, от которого осталась лишь каемка из рудного минерала, а петли заполнены серпентином, кальцитом и халцедоном. В лабрадорах часто вдоль тонких трещин спайности имеются прожилки слегка зеленова-

то-буроватого минерала с серыми цветами интерференции; повидимому, серпентин.

Шлиф № 90 из верхней части покрова также является авгито-лабрадоровым порфиритом, аналогичным № 89, только здесь встречен лишь один небольшой остаток бесцветного пироксена. Лабрадор относится к №№ 55—57. Крупные кристаллы с непрозрачной каемкой гематита и в петлях с кальцитом и серпентином иногда имеют несомненно оливиновые очертания.

Порода, взятая из западного продолжения этого же покрова (шл. № 91) отличается от описанных меньшей кристалличностью и свежестью основной массы. В породе имеются микролинзочки из крупнокристаллического кальцита: в одной такой линзочке имеется халцедоно-кварцевая жеода со сферолитами халцедона и зернами кварца.

Над базальтовым покровом залегает пачка сероватых кристаллических известняков, которые под микроскопом (шлиф № 92) состоят из мелких ромбоэдров кальцита. Попадаются редкие мельчайшие зерна кварца.

В сторону с. Ходжорни продолжается пачка пелитово-псаммитовых туфов, среди которых преобладают агломератово-кристаллические туфы (шлиф № 94), состоящие из смешанного материала лабрадорового порфирита и кварцевого альбитофира; последний—в подчиненном количестве. Цемент кальцитовый. Присутствует значительное количество обломков зеленой роговой обманки.

Материал, собранный П. Ф. Киласониа из меловой вулканогенной толщи Чатахского района, просмотрен мной под микроскопом. Оказалось, что здесь также имеем туфы и лавы кварцевого порфира и бескварцевого альбитофира. Кварцевые порфиры содержат значительное количество ортоклаза, иногда пертитового. Для пород этого района характерно интенсивное окварцевание и импрењяция гематитом.

Мергели, прослаивающие туфы Чатахского района, часто содержат значительное количество глобигерин.

Для химической характеристики меловых эффузивов Сомхитской глыбы располагаем лишь двумя анализами, предоставленными нам П. Ф. Киласониа (анализы 4 и 5). Анализируемые образцы взяты из неккоподобных тел. Анализы указывают на дацитовый состав этих пород (таб. 16).

2. Выводы по вулканогенному мелу Сомхитской глыбы

Приведенный выше фактический материал позволяет сделать следующие выводы:

1. На Сомхитской глыбе, в бассейне р. Храма и ее притоков, широко распространена меловая вулканогенная толща альб-сеноман-туронского возраста. Мощность толщи колеблется в широких пределах от 2,5—3 *км* до

нескольких сот метров. Уменьшение мощности заметно в западном направлении.

2. По петрографическому составу толща довольно однообразна, но резко отличающаяся от одновозрастных вулканогенных образований Аджаро-Триалетского хребта.

3. Она, главным образом, состоит из кислых эффузивов, в отличие от андезито-базальтов Аджаро-Триалетского хребта.

4. Преобладающую роль в толще играют пирокластолиты; лавы количественно весьма подчинены. Самые распространенные типы пород—кварцевые и бескварцевые альбитофиры и их туфы. Довольно часто встречаются прослои и пачки известняков, иногда мраморовидных, и мергелей.

5. Кварцевые порфиры, содержащие значительное количество калишпата встречаются достаточно редко.

6. Альбиты в описанных породах являются безусловно вторичными, на что указывает как их красно-бурая, характерная для вторичных альбитов окраска, так и наличие в некоторых шлифах частично альбитизированного плагиоклаза ряда олигоклаза-андезина с остатками свежего первичного плагиоклаза.

7. Означенный факт дает возможность считать главным первичным типом пород данного вулканогенного комплекса дациты с переходными разновидностями с одной стороны в сторону липаритов (содержащие небольшое количество калишпата) и с другой стороны—в сторону андезитов (малокварцевые и бескварцевые разности). Такой вывод подтверждается и химическими анализами этих пород.

8. Более основные типы весьма редки, не характерны для меловой вулканогенной толщи Сомхитской глыбы и пока встречены лишь в одном месте.

9. Встречающиеся в меловой вулканогенной толще Сомхитской глыбы небольшие выходы дацитов, имеющие формы куполов и иногда незаметно переходящие во вмещающую туфобрекчиевую толщу, без сомнения, представляют собой некки или небольшие штокообразные тела, образовавшиеся вместе с вмещающей вулканогенной толщей. В пользу этого говорят: а) полное петрографическое сходство этих пород, б) их приуроченность исключительно к этой толще, в) всегда небольшие размеры и чаще приближающаяся к цилиндрической форма (наблюдения П. Д. Гамкрелидзе и П. Ф. Киласониа).

в) МЕЛОВАЯ ВУЛКАНОГЕННАЯ ТОЛЩА ГРУЗИНСКОЙ ГЛЫБЫ

(Свита „мтавари" Кутаисского и Цулукидзевского районов)

Вулканогенные образования в виде отдельной свиты в меловых отложениях Западной Грузии впервые были выделены Л. Бацевичем, С. Симоновичем и А. Сорокиным [18] в окрестностях Кутаиси, в бассейне р. Цхе-

нис-Цхали около сел. Горди и в районе Ахал-Сенаки. Ими же дана литологическая характеристика свиты [309], отмечая наличие в ней песчаников-аркозов, разрушенных полевошпатовых и роговообманковых пород, которые сопровождаются выходами оливинового базальта.

Авторы правильно поняли характер свиты, считая ее образовавшейся в результате подводного эффузивного вулканизма. Возраст свиты ими принимался как среднемеловой.

Позже, в 1925 г. Б. Ф. Мефферт [245], отмечая эту толщу среди меловых отложений нижнего течения р. Цхал-Цители, назвал ее свитой «мтаварн», по названию горы Мтаварангелози и окрестностях сел. Годоганн. Возраст толщи он определил как нижний турон и считал ее образовавшейся за счет размыва пород среднеюрской порфиритовой серии и залегающей трансгрессивно на нижележащих отложениях, а базальтовые покровы, отмеченные прежними авторами, принимал за более молодые образования.

А. И. Джанелидзе, детально изучив стратиграфическое положение толщи в Кутаисском, Цулукидзевском и Амбролаурском районах [115], доказал, что: 1) эта безусловно вулканогенная свита южной Окрибы (Кутаисский район) охватывает нижний турон и низы среднего турона, 2) свита не является определенным стратиграфическим горизонтом и по простиранию она переходит в глауконитовые песчаники или известняки.

Нами в окрестностях сел. Ахали-Бедисеули из вулканогенной толщи была собрана фауна (обн. № 78), в которой старшим научным сотрудником Института Геологии и Минералогии Академии Наук Грузинской ССР М. Эристави, были определены: Pecten cf. cenomanense d'Orb. и Cardium cf. cenomanense d'Orb., которые являются характерными для нижнего турона.

Несмотря на такое внимание геологов к этой толще, ее петрографический состав до сих пор не был изучен. А. И. Джанелидзе дает следующую краткую характеристику литологического состава свиты: «туфобрекчии и туфопесчаники, образующие свиту, вообще, гораздо рыхлее байосских и сильно выветрились, но встречаются зеленые плотные туфобрекчии (например, по р. Сабанела), не отличимые от таковых порфиритовой свиты. В толще наблюдаются базальтовые покровы, а также многочисленные секущие и пластовые жилы порфирита и базальта» [115]. В этой же работе в связи с мнением Б. Ф. Мефферта о происхождении материала свиты за счет размыва порфиритовой серии байоса, А. И. Джанелидзе считает целесообразным подвергнуть петрографическому сравнению породы байосской порфиритовой серии и данной толщи.

Этими исчерпывались сведения о литологии толщи. Петрографию этой свиты впервые изучить пришлось нам в 1941 г. при проработке соответствующей темы в Грузинском Геологическом Управлении. Результаты

этого изучения находятся в виде отчета по теме в Фондах Грузгеологоуправления [142] и в настоящей работе целиком используются.

I. Описание разрезов

Для литолого-петрографической характеристики толщи нами были изучены ее обнажения в Кутаисском и Цулукидзевском районах. Ниже приводим описание отдельных разрезов.

Разрез по р. Сабанела. В ущелье р. Сабанела, начиная от сел. Нагареви, приблизительно в 2—3 *км* от устья, приближаясь к первому правому притоку, из под ноздреватых известняков выходит вулканогенная свита, состоящая из достаточно рыхлых образований.

Самый верхний слой мощностью 0,2 *м* слагает микробрекчиевидная порода красного цвета, которая под микроскопом (шл. № 13а) оказалась состоящей из окатанных и угловатых, совершенно непрозрачных обломков краснобурого и зеленоватого цвета, сцементированных крупнокристаллическим кальцитом.

Под ним слой мощностью 0,23 *м* микроконгломератовой породы, под микроскопом (шлиф № 13б) состоящей из окатанных обломков зеленоватых, реже краснобурых пород, представленных чаще пизолитовыми туфами; обломки отдельных минералов отсутствуют. Цемент—крупнозернистый кальцит. Порода внешне аналогична № 13а.

Эти два слоя разделены слоем серого цвета более мелкозернистой породы, совершенно рыхлой, вроде песка. Под микроскопом порода состоит из округлых обломков зеленовато-серых туфовых пород, часто с глобулитовой структурой, причем глобулиты замещаются сферокристаллами халцедона. Сами обломки окружены тонкой халцедоновой каемкой. Обломки непосредственно соприкасаются друг с другом. Пространство пор между ними выполнено охристо-бурым непрозрачным веществом. Из минералов присутствует лишь один обломок плагиоклаза.

Под вторым слоем слой мощностью 1,07 *м* розовато-серой микроконгломератовидной породы, густо пропитанной пятнами кальцита и часто содержащей мелкие жеоды последнего; под микроскопом (шлиф № 13г) состоит из отдельных заметно окатанных обломков туфов и непрозрачных красно-бурых и черных обломков, сцементированных кальцитом, который представлен то крупнокристаллическими, то микрозернистыми, то похожими на оолиты агрегатами. Цемент резко преобладает над обломками.

Вдоль плоскостей напластования в этих слоях часто встречаются тонкие жилки кальцита. Падение слоев ЮЗ 210°∠30°. Обнажение тянется приблизительно на 15 м.

Самый верхний слой этого обнажения мощностью 0,5 *м* содержит обломки мандельштейнов, розовых известняков и др. Цемент же, то-есть ос-

новной материал слоя, представлен микроконгломератовой породой, которая под микроскопом (шлиф № 14) состоит из окатанных обломков мандельштейновых базальтоподобных пород с черной стекловидной основной массой и мелкими микролитами и лейстами плагиоклаза-альбита, часто интенсивно замещенного непрозрачным серым пелитовым веществом. Миндалины мелкие, разнообразной формы, выполнены хлоритом, реже кальцитом. Эти обломки цементируются крупно-кристаллическим кальцитом. В шлифе много сферокристаллов, часто поломанных, состоящих из лимонита; повидимому, это марказитовые конкреции, окисленные в лимонит и впоследствии замещенные кальцитом.

Обломки представлены базальтовыми породами, среди которых преобладают оливиновые разности, в которых оливин полностью замещен бовлингитом. Ниже приводим их краткое микроскопическое описание:

Обломок № 14а—мандельштейновая эффузивная порода. Основная масса черная, стекловатая. Микролиты и микрофенокристаллы все замещены мелкочешуйчатым цеолитом. Миндалины выполнены кальцитом. Темного силиката нет.

Обломок № 14а[3]—эффузивная порода, обломки которой по характеру основной массы и цеолитизированным плагиоклазовым лейстам соответствует предыдущему шлифу, в отличие от которого здесь встречаются крупные псевдоморфозы кальцита и серпентина по темному силикату. Форма некоторых псевдоморфоз несомненно пироксеновая, но некоторые, возможно, относятся и к оливину. Много более мелких фенокристаллов, замещенных краснобурым слабо плеохроичным бовлингитом. Попадаются мелкие, редкие, хлоритовые или кальцитовые миндалины.

Обломок № 14а[4]—оливиновый базальт. Порфировая структура; гиалопилитовая основная масса состоит из черного базиса и микролитов и микрофенокристаллов плагиоклаза, полностью замещенного изотропным цеолитом (анальцим). Фенокристаллы большей частью мелкие, несомненно оливиновые, замещены бовлингитом или лимонитом. Есть отдельные крупные фенокристаллы, замещенные кальцитом, а снаружи окаймленные лимонитом. Попадаются отдельные миндалиноподобные скопления кальцита или хлорита.

Розовый известняк; микроскопически плотный, сильно песчанистый. Под микроскопом (шлиф № 14а[5]) порода состоит из мелких неправильных кристаллических зерен кальцита, в котором разбросаны обломки совершенно свежего плагиоклаза (олигоклаз-андезин), хлоритизированного минерала, а также округлые зерна глауконита. Попадаются остатки микрофауны. Как видим, обломки в этой брекчии представлены оливиновыми базальтами, измененными в той или иной степени и обломками глауконито-

ного известняка. Последние, без сомнения, заимствованы из нижележащей толщи глауконитовых известняков сеномана.

Выше по речке продолжаются выходы тех же обломочных пород, описанных в этом обнажении, но слои становятся более мощными и состав их более однородным. В них очень редко попадаются обломки черной, афанитовой базальтовой породы. Сама порода, слагающая эти слои, зеленоватая, плотная, с обломочной текстурой и заметно цеолитизирована, причем бледно-розовый цеолит выполняет мелкие жеоды в виде натечных агрегатов; под микроскопом такой мандельштейновый туф (шл. № 15) состоит из зеленых обломков мандельштейновых пород, в которых плагиоклазовые микролиты и микрофенокристаллы полностью замещены анальцимом или мелкочешуйчатым цеолитом.

Базис полностью хлоритизирован. Миндалины мелкие, шарообразные; представлены анальцимом. Между обломками попадаются сероватые, радиально-лучистые пучки цеолита.

Темные, черные базальтовые обломки оказались анальцимовыми базальтами. Под микроскопом (шлиф № 15а)—порфировая структура; основная масса гиалопилитовая и состоит из хлоритизированного базиса и микролитов плагиоклаза и авгита, причем плагиоклаз очень мелкий, а авгит образует ясно выделяющиеся идиоморфные палочки. Микролиты расположены параллельно и создают флюидальную текстуру основной массы. Авгиты совершенно бесцветны и характеризуются углом погасания $=26^0$. Очень много радиально-лучистого, иногда пластинчатого слегка буроватого от пелитизации цеолита, а также анальцима; они образуют как крупные скопления, так и отдельные мелкие агрегаты, пронизывающие всю основную массу. Много мелких, часто скелетных зерен рудного минерала.

Плагиоклазовые микролиты испытывают интенсивное замещение цеолитом. Оставшиеся свежими два микрофенокристалла дают угол симметричного погасания $= 25^0$, что соответствует плагиоклазу № 45.

Шлиф № 15а, аналогичен предыдущему шлифу, только основная масса черная, более стекловатая и в ней авгитовые микролиты отсутствуют. Много цеолитов, часто в виде мелких миндалин.

Эти плотные зеленоватые туфовые слои продолжаются и в нижних горизонтах (т. е. выше по речке), но степень цеолитизации сильно возрастает и цеолит представлен белыми радиально-лучистыми агрегатами. Под микроскопом (шлиф № 16) видно, что обломки зеленого цвета эффузивной породы сцементированы кальцитом и радиально-лучистым буроватым цеолитом; анальцим в цементе присутствует в незначительном количестве. Обломки содержат редкие плагиоклазовые микролиты, замещенные цеоли-

том, и большое количество микроминдалин, выполненных сферокристаллами хлорита или цеолита.

Ниже продолжаются выходы мощных микроконгломератовых слоев, среди которых иногда попадаются прослои темной, плотной породы, под микроскопом (шлиф № 17) состоящей из обломков лав то с зеленой, то с черной, то с буроватой стекловатой основной массой, непосредственно соприкасающихся друг с другом без цемента; микролиты плагиоклаза во всех обломках присутствуют в небольшом количестве и все замещены изотропным анальцимом. Встречено несколько обломков бесцветного авгита и один обломок буроватой роговой обманки. Много микроминдалин с цеолитами и хлоритом. Порода скорее туф, чем туфолава.

В некоторых слоях спорадически попадаются, большей частью окатанные, обломки лав, и чем выше идем по речке, тем чаще встречаются в слоях обломки порфиритов, богатых фенокристаллами роговой обманки, в то время, как характер главной массы слоя остается микроконгломератовым. Обломок лавы представлен авгито-роговообманковым анальцимовым базальтом. Под микроскопом (шлиф № 18)—порфировая структура; основная масса гиалопилитовая с черными, богатыми точечными зернами магнетита, базисом и мелкими и сравнительно крупными (почти микрофенокристаллы) плагиоклазовыми микролитами. Плагиоклазы относятся к ряду лабрадор-битовнита с углом погасания в разрезах $\perp PM = 38° - 40°$, плагиоклаз № 75. Фенокристаллы представлены свежим, бесцветным авгитом в виде неправильных зерен и крупными идиоморфными зернами желтовато-буроватой роговой обманки с углом погасания до 10°. Часто роговая обманка состоит из центральной более густо окрашенной и наружной более светлой зоны. В шлифе много мелких хлоритовых миндалин однообразной формы и величины; крупные же миндалины выполнены анальцимом и натролитом или кальцитом. Плагиоклаз часто содержит включения основной массы и как бы испытывает коррозию.

В сел. Нагареви, у пешеходного моста через речку Сабанела, выходит красного цвета пачка микробрекчиевых и микроконгломератовых тонких, интенсивно кальцитизированных слоев. Порода из этой пачки под микроскопом (шлиф № 19) состоит из черной непрозрачной массы с многочисленными округлыми тельцами, состоящими из красно-бурого просвечивающего лимонита в ядре и тонкой хлоритовой каемки. Кальцит образует жилки и неправильные скопления. Попадаются измененные обломки основной массы эффузивных пород, которые цементируются черным непрозрачным веществом.

Кое-где попадаются окатанные обломки плотных, белых, чистых известняков, напоминающих надглауконитовые известняки. Под микроскопом (шлиф № 19а)—состоит из микрозернистого кальцита с отдельными

жеодами крупнокристаллического кальцита; есть редкие остатки микроорганизмов. Эти красного цвета слои продолжаются на большом расстоянии; иногда с поверхности они окрашены в желтоватые цвета. В одном месте они секутся дайкой мощностью 1 *м* серой пористой породы (рис. 7). Падение дайки СВ 80° ∠85°, падение же слоев остается ЮВ 160°∠40°. Никаких контактных изменений на вмещающих породах незаметно; лишь порода дайки в зальбандах побелела.

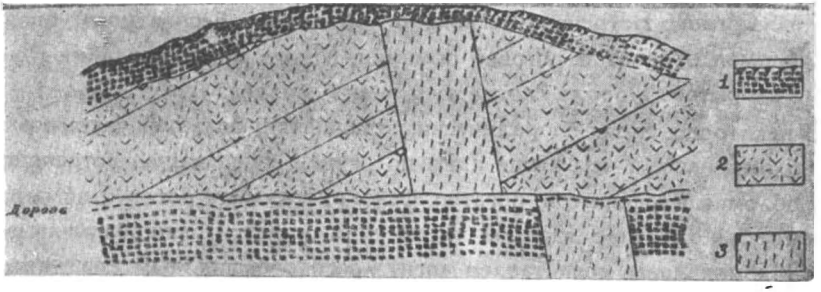


Рис. 7. Обнажение 20. 1—наносы, 2—крупнозернистый туф; 3—дайка-трахибазальта.

Под микроскопом (шлиф № 20) порода дайки имеет порфировую структуру и грязно-зеленовато-серую, почти черную основную массу с редкими микролитами и кристаллитами полевого шпата, ближе не определимого. Микрофенокристаллы представлены всегда удлиненно-призматическими совершенно свежими санидинами в виде монокристаллов или простых двойников. Есть отдельные неправильные миндалины кальцита, иногда с анальцимом. По минералогическому составу порода относится к санидиновым трахибазальтам, приближающимся к трахитам.

На 30—40 *м* выше по речке от описанной дайки в свите мтавари опять встречаются выходы темных, плотных пород; некоторые из них со всех сторон окаймляются породами мтавари и оставляют впечатление отдельных глыб; один выход представляет несомненно секущую дайку мощностью 0,6 *м*.

Обнажение разорвано многочисленными мелкими сбросами (рис. 8).

Взято два обломка из «глыбы», которая, повидимому, является частью разорванного многочисленными сбросами дайки, а также из двух даек. Ниже приводим микроскопическое описание этих базальтовых пород.

Порода из «глыбы» (шлиф № 21а)—кальцитизированный оливиновый базальт. Порфировая структура. Основная масса гиалопилитовая с черным, из-за присутствия мельчайших зерен рудного минерала, базисом и редкими мелкими микролитами плагиоклаза, которые относятся к ряду лабрадора (угол погасания 40°, плагиоклаз № 65). Фенокристаллы пред-

ставлены авгитом и оливином. Из них лишь небольшие зерна авгита остались свежими, а все остальное замещено кальцитом. Много хлоритовых миндалин.

Шлиф № 21а[1] — Основная масса гиалопилитовая, с черным базисом из-за скопления мельчайших зернышек рудного минерала. Микролиты представлены лабрадором № 63 (угол погасания = 38°). Фенокристаллы—свежие, бесцветные авгиты; лишь в одном зерне заметна интенсивная

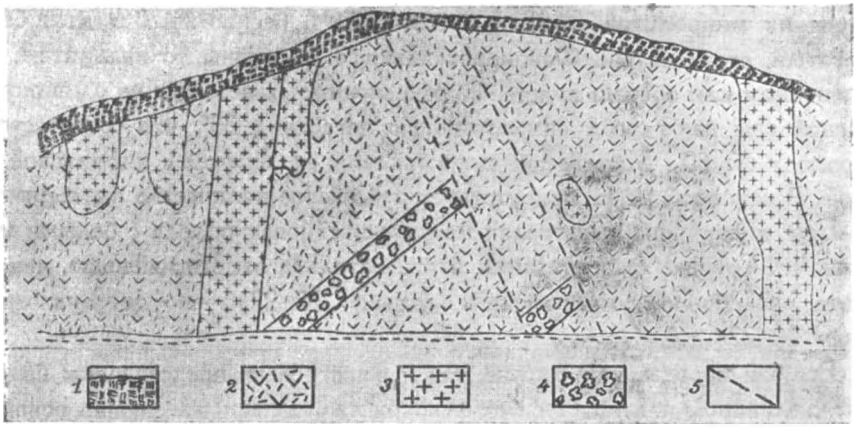


Рис. 8. Обнажение 21. 1—наносы; 2—крупнозернистый туф; 3—дайка базальта; 4—брекчиевый слой; 5—сброс.

серпентинизация. Одно полностью серпентинизированное зерно имеет форму, похожую на оливин. Много мелких миндалин хлорита. В шлифе проходит одна жилка кальцита.

Породы из даек (шлифы №№ 21б и 21°) вполне аналогичны породам из «глыбы». В одном шлифе встречено зерно калишпата санидинового облика.

Таким образом, эти породы хотя и представлены базальтами, но присутствие в одном шлифе санидина указывает на наличие потенциального калишпата в основной массе и, поэтому, некоторые из них, повидимому, относятся к трахи-базальтам.

Выше по речке Сабанела, то-есть стратиграфически ниже, в свите мтавари выходит слой черной плотной базальтовой породы с мелкими белыми миндалинами, которая под микроскопом (шлиф № 22а) оказалась мандельштейновым базальтом, состоящим из черной основной массы с мелкими микролитами плагиоклаза. Фенокристаллы отсутствуют. Много миндалин, состоящих из хлоритовых сферокристаллов или из кальцита.

Под этим базальтом залегает охристо-желтая мандельштейновая порода с многочисленными черными миндалинами. Под микроскопом (шлиф

№ 22б)—черная непрозрачная основная масса. Фенокристаллов и микролитов не видно. Миндалины выполнены кальцитом и грязно-серым пелитовым веществом, которое часто радиально расположено. Возможно, что здесь имеем дело с замещением радиально-лучистого пелитизированного цеолита кальцитом.

Под этой породой залегает опять черная свежая мандельштейновая порода. Под микроскопом (шлиф № 22с)—оливиновый базальт, мандельштейновый. Порфировая структура. Основная масса гиалопилитовая и состоит из микролитов свежего плагиоклаза и бесцветного авгита; базис сероватый, стекловатый. Фенокристаллы все замещены то кальцитом, то серпентином или обоими вместе. Форма некоторых несомненно оливиновая. Плагиоклазы дают угол симметричного погасания 33°, что соответствует лабрадору № 60. Миндалины представлены кальцитом с хлоритовой каемкой. В основной массе присутствует небольшое количество анальцима.

Еще ниже снова выветрелая мандельштейновая порода с белыми миндалинами. Степень выветривания этого базальта заметно меньше, чем базальта № 22б. Под микроскопом (шлиф № 22) порода аналогична шлифу № 22б.

Все эти породы, как свежие, так и выветрелые, представлены базальтами с оливином или вообще без фенокристаллов, причем черная основная масса чаще витрофировая. Здесь несомненно имеем четырехкратное излияние лавы из одного и того же центра с заметными между отдельными излияниями перерывами, во время которых лава успевала в значительной степени подвергнуться влиянию агентов субаэрального выветривания.

Ниже в разрезе выходит довольно мощная пачка сероватых известняков с падением СЗ 310°∠25°. Слоистость неясна. Выше по дороге падение СЗ 325°∠40°, а через 40—50 *м* по дороге—ЮЗ 215°∠40°. Выходы известняков продолжаются на 100—150 м. Под этими известняками залегают серого цвета зернистые песчаники, под микроскопом оказавшиеся резко полимиктовыми граувакковыми и глауконитовыми песчаниками. Под микроскопом (шлиф № 24) порода состоит из глауконита, плагиоклаза, обломков породы, кальцита и цементирующего вещества. Глауконит образует правильные шарообразные или слегка удлиненные зерна; неправильные зерна попадаются реже. Есть типичные фораминиферовые ракушки, замещенные глауконитом. Глауконита в породе около 30%. Обломки плагиоклазов свежи, угловаты, принадлежат к ряду андезина. Мелкие обломки эффузивных пород встречаются в небольшом количестве. Много овальных шарообразных и удлиненных остатков микроорганизмов, замещенных кальцитом. Есть также кремнистые остатки такой же формы, представленные халцедоном. Один продолговатый обломок очень напоминает спикулу,

стенки которой состоят из халцедона, а канал выполнен глауконитом. Цемент породы—буровато-желтое глинистое вещество с преломлением ниже канадского бальзама (не аллофан ли?). Повидимому, известняки, указанные выше, являются надглауконитовыми известняками, а глауконитовые песчаники представляют следующие под ними глауконитовые слои, аналогично разрезу вдоль дороги на левом берегу р. Цхал-Цителa, вблизи родника у шоссе.

Дальше уже имеем выход типичных альбских глин, над которыми в обнажении на берегу речки залегает грубослоистая, брекчиевидная толща, содержащая большие глыбы эффузивной породы, а также слоистые обломки самих альбских глин (рис. 9).

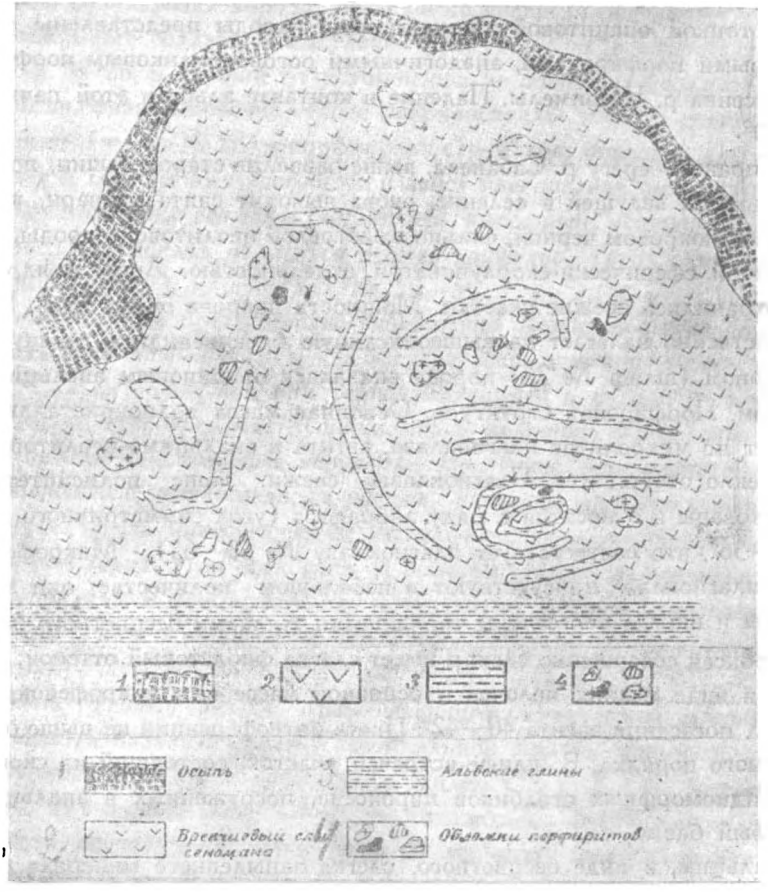


Рис. 9. Обнажение 25. 1—наносы; 2—брекчиевый слой сеномана; 3—альбские глины; 4—обломки порфиритов и альбских глин в сеномане.

В слоях попадаются линзы растительного углистого вещества. Один обломок из глыбы под микроскопом (шл. № 25) имеет порфировую структуру. Гиалопилитовая основная масса с мелкими микролитами плагиоклаза и зеленовато-серым оглинившимся базисом. Фенокристаллы—крупные таблитчатые или призматические зерна чаще зонального плагиоклаза. Центральные части фенокристаллов по углу симметричного погасания (35°) относятся к лабрадору № 63; испытывают интенсивное замещение цеолитом и хлоритом. Темный силикат отсутствует, но много псевдоморфоз хлорито-серпентина и кальцита по мелким удлиненно-призматическим или короткостолбчатым зернам, а также сравнительно крупным фенокристаллам (авгит или оливин, роговая обманка). Есть мелкие призмы, замещенные рудным минералом. Некоторые кальцитовые псевдоморфозы также окружены тонкой опацитовой каемкой. Эти породы представлены рогово-обманковыми порфиритами, аналогичными роговообманковым порфиритам мела бассейна р. Чхеримелы. Падение в контакте альба и этой пачки ЮЗ $270° \angle 20°$.

На правом берегу р. Сабанела, выше развалин старой башни, по проселочной дороге, ведущей в селение, снова выходит свита мтавари, которая начинается покровом черной, сильно выветрелой цеолитовой породы, с ясно выраженной сферически-скорлуповатой отдельностью. Лишь в ядре этих сфер сохранились свежие участки. Мощность покрова около 30 *м*. Покров непосредственно налегает на вышеописанную брекчиевидную толщу. Под микроскопом (шлиф № 26) порода оказалась оливиновым анальцимовым базальтом. Порфировая структура. Основная масса полнокристаллическая и состоит из микролитов плагиоклаза, авгита и анальцимо-цеолитового базиса; стекло отсутствует. Плагиоклазы свежи, чаще полисинтетически сдвойникованы и относятся к ряду лабрадора (угол симметричного погасания 35—36°, что соответствует плагиоклазу № 63—65). Микрофенокристаллы плагиоклаза присутствуют в небольшом количестве; они заметно зональны и иногда пересечены тончайшими жилками бесцветного цеолита.

Пироксен совершенно свеж и имеет слегка фиолетовый оттенок; представлен в виде мелких палочек в основной массе или микрофенокристаллов; угол погасания авгита 40—42°. Цвета интерференции не выше оранжевых первого порядка. В шлифе встречен участок, состоящий из скоплений мелких идиоморфных столбиков пироксена, погруженных в анальцимово-цеолитовый базис.

Анальцим, в виде бесцветного, слегка запыленного минерала с хорошей спайностью, вместе с радиально-лучистым цеолитом (натролитом) образует базис основной массы, но встречается и самостоятельными крупными скоплениями, образующими миндалины. Очень много фенокристаллов, представленных серпентиновыми псевдоморфозами по оливину.

Над этим покровом согласно залегает пачка светложелтых, легких пористых песчаников с падением 270° ∠20°. Под микроскопом (шлиф 27) эти породы оказались состоящими из светло-желтовато-буроватого мелкоагрегатного вещества с преломлением ниже канадского бальзама. Встречаются овальные, округлые или неправильные скопления, состоящие из бесцветного чешуйчато-агрегатного минерала с преломлением ниже канадского бальзама (халцедон или цеолит). Попадаются отдельные мелкие угловатые зерна кварца и плагиоклаза.

На перевале между сел. Нагареви и Годогани, на водоразделе рек Сабанела и Цхал-Цителa по дороге выходит плотная, черная, очень сильно выветрелая базальтовая порода; оставшиеся свежими отдельные участки в выветрелой массе создают впечатление брекчии. Макроскопически порода похожа на № 26, в отличие от которой она не содержит цеолитовых миндалин, но включает многочисленные фенокристаллы темного силиката. Под микроскопом (шлиф № 28)—порфировая структура; основная масса интерсертальная и состоит из микролитов и лейст плагиоклаза, между которыми заключены зернышки авгита и бесцветный, аморфный, местами анальцимовый, базис. Плагиоклаз относится к ряду лабрадора (угол симметричного погасания 30°—32°), плагиоклаз № 55—56.

Фенокристаллы представлены совершенно свежими, слегка буроватыми, иногда зональными авгитами и бесцветными, идиоморфными зернами оливина с характерной для них серпентинизацией в разной степени для разных зерен. Пироксен часто пойкилитово включает микролиты плагиоклаза и иногда идиоморфные зерна оливина. Есть даже скелетоподобные части пироксена с незаконченным ростом. Такие же явления наблюдаются и в оливине. Цвета интерференции авгита не выше оранжевого. Есть ярко зональные зерна. Угол погасания на простом столике не превышает 30°—33°. Плагиоклазы в фенокристаллах отсутствуют и лишь некоторые зерна выделяются в виде микрофенокристаллов, по составу не отличающихся от микролитов.

Рыхлые туфовые породы, перекрывающие базальтовый покров, недалеко от выхода базальта секутся вертикальной жилкой мощностью 0,02 м черной зернистой породы; простирание жилки СЗ 290°. Под микроскопом (шлиф № 29) порода этого прожилка оказалась мелкокристаллическим известняком, состоящим из неправильных лапчатых зерен кальцита; в ней часто попадаются округлые простые и витые формы, видимо, представляющие остатки микрофауны; много красноватых оолитовых или неправильных образований, состоящих из почти непрозрачного аморфного вещества (окислы железа).

Сами туфовые породы очень рыхлые и от выветривания побелели. Падение слоев ЮВ 140°∠20°. Под микроскопом (шл. № 30) порода состоит

из крупнокристаллического кальцита, который переполнен включениями пелитового вещества. Много остатков хлоритизированного туфа. Имеются шарообразные и овальные кальцитовые образования; повидимому, остатки микрофауны.

Разрез по дороге Матходжи—Ахали-Бедисеули через г. Кинис-цвери. От селения Матходжи, идя от сельской церкви к монастырю по тропе, ведущей на г. Кинис-цвери, имеем полный разрез от нижнего миоцена до эоцена включительно. В начале этого разреза, в самом селении верхнемеловые известняки с Gryphaea Pitcheri Morton (опред. доц. А. Цагарели) надвинуты на третичные осадки.

После выхода нуммулитовых эоценовых известняков, пройдя метров 50 по известнякам и после незначительного перерыва в обнажении, встречаемся с выходами вулканогенной свиты, представленной в обнажении интенсивно выветрелым, с поверхности сильно оглинившимся оливиновым базальтом. Под микроскопом (шлиф № 36)—порфировая структура. Основная масса гиалопилитовая и состоит из микролитов лабрадора (угол погасания 27°—плагиоклаз № 52) и авгита; базис бесцветный или чаще замещается зеленоватым хлорито-серпентином.

Фенокристаллы представлены оливином, который полностью замещен бурым биотитовидным бовлингитом и пироксеном, слегка фиолетовым, слабо плеохроичным, который по трещинам испытывает замещение серпентином.

Дальше в разрезе среди туфовых пород попадаются многочисленные жилы зернистого кальцита и иногда плотного белого известняка. Простирание чаще 3—270°, падение вертикальное. Известняк из жилы под микроскопом (шлиф № 36а), состоит из мелкокристаллического кальцита, в котором попадаются мелкие кальцитовые же образования, похожие на микрофауну.

На г. Кинис-цвери имеется выход заметно выветрелого базальтового покрова, сложенного из темной, почти черной, плотной, не мандельштейновой породы. Под микроскопом (шлиф № 37) порода оказалась оливиновым базальтом (с анальцимом); порфировая структура; полнокристаллическая интерсертальная или микрогаббровая основная масса состоит из свежих микролитов и лейст лабрадора (угол симметричного погасания=30°; плагиоклаз № 55), зернышек авгита и магнетита. В роли базиса присутствует незначительное количество анальцима. Мелкие неправильные зерна слегка буроватого авгита заполняют промежутки между плагиоклазовыми лейстами. Много мелких идиоморфных зернышек магнетита.

Фенокристаллы представлены крупными и мелкими зернами оливина и авгита. Оливин всегда в большей или меньшей степени испытывает серпентинизацию. Свежие участки совершенно бесцветны. Пироксен представ-

лен слегка буроватым авгитом, часто характеризуется зональным строением и структурой песочных часов. Он всегда свеж; по краям носит признаки магматической коррозии, вследствие чего плагиоклазовые микролиты внедряются своими концами, а иногда и целиком, в зерно пироксена. В основной массе часто встречаются зерна полностью серпентинизированного оливина. Наблюдаются отдельные сферокристаллы хлорита, образующего миндалины.

Спускаясь с горы Кинис-цвери в сел. Ахали - Бедисеули, на склоне по дороге пересекаем несколько покровов мощностью 10—15 *м* каждый; все покровы сложены сильно мандельштейновыми темными базальтовыми породами. Порода из первого покрова под микроскопом (шлиф № 38) представляет мандельштейновый, оливиновый, цеолитовый базальт. Структура порфировая; интерсертальная основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, зернышек авгита и бесцветного или заметно пелитизированного цеолитового базиса. Рудный минерал образует сравнительно крупные зерна, выделяющиеся из основной массы. Местами базис хлоритизирован, а местами состоит из цеолита.

Фенокристаллы—оливин в виде мелких кристаллов, полностью замещенных серпентином, реже бовлингитом. Миндалины выполнены главным образом слабо анизотропным или изотропным анальцимом, реже кальцитом. В кальците обычно сидят идиоморфные зерна анальцима.

Таким образом, в этом разрезе нами встречены 3 покрова: два мандельштейновых (36 и 38) и один плотный не мандельштейновый (№ 37), причем мандельштейновые разности всегда содержат более или менее бовлингитизированный оливин в то время, как оливин в немандельштейновом базальте испытывает лишь серпентинизацию. Ниже, в соответствующем месте, мы попытаемся дать объяснение этому факту.

Маршрут сел. Ахали-Бедисеули—г. Удзлоури. Разрез восходящий. В сел. Ахали-Бедисеули в местности «Харабела» обнажаются слои вулканогенной толщи, состоящие из сильно выветрелого туфового материала. Порода из этих слоев настолько рыхлая, что даже не удается взять ее куска для образца. Среди этих слоев часто встречаются линзы различных размеров плотной, сильно карбонатной, на вид песчанистой породы глинисто-желтого цвета, но есть и зеленые участки, которые в виде отдельных полос (вроде жил)пересекают линзы в разных направлениях; мощность зеленых полос 0,3—0,5 *м*. Эти линзы содержат большое количество органического детритуса, в котором можно выбрать некоторые формы, поддающиеся определению (обр. № 78). Результаты определения этих форм были приведены выше. Сама порода из линзы под микроскопом (шлиф № 77) оказывается крупнозернистым органогенным детритовым из-

вестняком, состоящим из обломков ламеллибранхиат, мшанок и кораллов. Падение в этих слоях СВ 30°, ∠30°. Здесь же на поверхности найдена конкреция бурого железняка в ядре с жеодой, выполненной мелкими кристаллами кварца.

Выше по склону выходит покров сильно выветрелого, превращенного в красно-бурую глину базальта. Лишь в глубокой канаве, заданной в этой глине, удается на глубине 3 *м* от поверхности дойти до породы, в которой с трудом можно распознать базальт. В породе часты миндалиноподобные пустоты, выполненные желтоватым, мягким, глинистым минералом.

Под микроскопом (шлиф № 81)—порфировая структура; гиалопилитовая основная масса состоит из микролитов плагиоклаза и бурого окисленного базиса. Микролиты плагиоклаза замещены бесцветным изотропным веществом, с преломлением чуть выше канадского бальзама (вероятно глинистый минерал). Фенокристаллы представлены полностью серпентинизированным оливином. Возможно, что часть серпентиновых псевдоморфоз образована по пироксену. Рудный минерал вкраплен в основной массе и образует мельчайшие перышки—скелеты роста. Есть одна миндалина хлорита.

Выше по склону, в сильно выветрелом базальтовом покрове попадаются отдельные свежие участки иногда до 0,5 *м* в диаметре. Порода черного цвета, плотная, не мандельштейновая. Под микроскопом (шлиф № 82)—оливиновый базальт. Порфировая структура. Основная масса темная, почти черная, характеризуется гиалопилитовой структурой и состоит из микролитов свежего лабрадора, тонких микролитов авгита и богатого рудным минералом, темного стекловатого базиса.

Фенокристаллы представлены крупными и мелкими зернами оливина, которые заметно серпентинизированы. Кроме зеленого серпентина часто попадается и светлокоричневый минерал—тоже серпентин, но, повидимому, с примесью окислов железа. Зеленые и коричневые разности иногда встречаются в одном и том же зерне. Авгит часто образует лишь мелкие микрофенокристаллы с углом погасания 48—50°, имеет лишь слабый фиолетовый оттенок; на некоторых зернах заметен слабый плеохроизм; такие зерна имеют иногда прямое погасание и серые цвета интерференции. Эта порода, повидимому, тождественна с № 1, только менее выветрела.

Выше по склону часто попадаются покровы базальтовых пород мощностью до 15 *м*. Выветривание у всех вызывает конкреционно-сферическую отдельность. Эти покровы представляют продолжение по простиранию тех базальтовых покровов, которые описаны нами выше в разрезе Матходжи—Ахали-Бедисеули. Порода, взятая из одного покрова под микроскопом (шл. № 83), не отличается от вышеописанного оливинового базальта № 82.

Слева от тропы, идущей по хребту к Удзлоурской горе, протекает небольшая речка, по которой среди вулканогенных пород имеется выход пач-

ки известняков мощностью 50—60 *м*. На правом берегу речки обнажение слагается белыми или розовыми зернистыми известняками, а по направлению к левому берегу известняки постепенно обогащаются туфовым материалом и, наконец, переходят в настоящие туфы; такое изменение по простиранию происходит на протяжении нескольких десятков метров. Эти «туфы» очень напоминают те известковые детритовые линзы, которые описаны нами выше из сел. Ахал-Бедисеули (№ 77). Падение известняков и вмещающих слоев ЮЗ 210°∠60°. Под микроскопом (шл. 84^1, 84^2, 84^3) эти породы представлены органогенными детритовыми известняками, состоящими из разнообразных обломков раковин двустворчатых, а также кораллов, мшанок и др.

Во всех шлифах встречены сильно выветрелые обломки эффузивных пород. Органогенные обломки чаще состоят из пелитоморфного серого кальцита, а цементирующее вещество их представлено крупнокристаллическим кальцитом. В общем все шлифы аналогичны породе, описанной под № 14 из окрестностей сел. Годогани. Шлиф № 85 из этих же известняков богат остатками организмов.

Выше, по речке встречается выход слоя интенсивно цеолитизированного туфа, который под микроскопом (шл. № 86) состоит из угловатых обломков пизолитового туфа и эффузивной породы с черной основной массой и микролитами плагиоклаза. Обломки цементируются радиально-лучистым цеолитом, слегка буроватым от пелитизации. В цеолитовом цементе попадаются обломки известняка органогенной структуры.

Как показывает состав этой породы, при ее отложении размыву подвергались не только туфы и покровы вулканогенной толщи, но и известняки.

Выше, среди туфов снова встречается линза известняка мощностью 1 *м*, которая очень быстро выклинивается в обоих направлениях. Цеолитизированные туфы в виде маломощных прослоев сопровождают нормальные серовато-желтые туфы и продолжаются по речке на большом расстоянии. Слои известняков попадаются часто и чередуются с туфами. Они всегда крупнозернисты и детритового характера. Один образец под микроскопом (шл. № 89) состоит из неправильных зерен кальцита, тесно переплетающихся друг с другом. Есть отдельные крупнозернистые линзовидные участки. Обломочных минералов не видно.

В этом же слое попадаются участки, обогащенные кремнистыми стяжениями. Здесь слои образуют небольшую антиклиналь и падение меняется на СВ 20°∠30°.

На хребте в микробрекчиевых туфах часто встречаются красные полосы разного простирания, оставляющие впечатление прожилков, но при внимательном наблюдении выясняется, что они представляют кальцитизированные и окрашенные в красный цвет участки туфа. В некоторых из

этих участков замечены остатки кораллов и двустворчатых. Под микроскопом (шлиф № 92) представляет обломочный органогенный известняк, аналогичный вышеописанным; встречается небольшое количество обломков эффузивных пород, интенсивно замещенных кальцитом. Сама порода туфа мелкообломочного характера и также содержит обломки фауны.

На самом хребте имеется выход мандельштейнового агломератного туфа с цеолитовыми миндалинами. Рядом с ним выходы известняков, содержащих Ostrea sp., которые покрыты тонкой опаловой коркой.

По дороге, ведущей по хребту на восток по направлению к сел. Удзлоури, обнажаются сильно выветрелые желтоватые туфы, содержащие многочисленные, большей частью угловатые, обломки темных базальтовых пород, некоторые обломки имеют размеры до 0,5 *м*; кроме того попадаются обломки, окруженные оболочкой белой пелитовой породы. Сама туфовая порода под микроскопом (шлиф № 96) состоит из обломков туфов и эффузивных пород, а также остатков известковых организмов. Обломки пород слабо окатаны. Цементирующее вещество—крупнозернистый кальцит.

Базальтовая порода с каемкой белого цвета под микроскопом (шлиф № 96а) имеет порфировую структуру. Основная масса приближается к интерсертальной и состоит из микролитов и лейст совершенно свежего полевого шпата (с преломлением ниже канадского бальзама), в промежутках между которыми находится сероватый измененный базис с зернышками рудного минерала. Фенокристаллы, судя по форме, полностью замещенный кальцитом оливин. В породе имеется на краю шлифа обломок серой кальцитизированной пелитовой породы. Шлиф сечется жилкой кальцита.

Один обломок из брекчии, макроскопически напоминающий кристаллическую породу, под микроскопом (шл. № 96) оказался агломератным туфом, состоящим из обломков цеолитового, богатого анальцимом туфа. Обломки сцементированы кальцитом.

Ниже, в самом сел. Удзлоури, под вулканогенной толщей имеется выход мощной пачки глауконитовых песчаников (сеноман). Падение СВ 10° А50—60°.

Еще ниже, у речки Короне обнажается пачка тонкослоистых мергелей, с которыми чередуются слои зеленоватых туфогенных песчаников. Эти «песчаники» под микроскопом оказались состоящими из сильно выветрелых обломков туфовых пород и остатков известковых организмов; обломки сцементированы кристаллическим кальцитом.

Далее, от сел. Удзлоури до Ахали-Бедисеули, имеются выходы большей частью туфовых пород желтовато-бурого или серого цвета, в которых попадаются мощные прослои зеленоватых «туфовых» пород, под микроскопом (шлиф № 99) оказавшихся состоящими из обломков зеленоватых пизолитовых туфов; большинство обломков окружено тонкой каемкой во-

локнистого цеолита; цемент породы крупнозернистый кальцит.

В сел. Дедалаури, на участке чайного совхоза, в верхних горизонтах вулканогенной толщи встречается выход темнозеленой базальтовой породы, характеризующейся резко выраженной плитняковой отдельностью. Детальное описание этой весьма интересной породы, оказавшейся фонолитом, приведено в следующей главе.

Меловые эффузивы окрестностей курорта Цхалтубо. Около курорта Цхалтубо, в сел Гвиштиби, имеются выходы туронской вулканогенной свиты, сложенной из сильно пористых черных лав, часто имеющих брекчиевидное строение. Эти породы интенсивно цеолитизированы: цеолиты представлены исключительно анальцимом и натролитом, чаще в виде хорошо образованных кристаллов. Они образуют миндалины, жеоды и жилы. Цеолиты участками составляют до 20—30% массы породы. Микроскопическое изучение этих пород показало, что они также представлены пикрит-базальтами со стекловатым базисом и фенокристаллами фиолетового пироксена и оливина.

На территории самого курорта встречаются вулканические горловины, повидимому представляющие горловины взрыва. Диаметр этих горловин достигает всего лишь нескольких метров. Они выполнены туфовым материалом, который содержит включения угловатых обломков разных пород. На СЗ берегу озера, среди ургонских известняков имеется выход черного плотного базальта в виде жилы, уходящей по падению под самой крупной горловиной.

Петрографическое описание этих пород выполнил И. Сагинадзе [305]. По его данным, большинство обломков в горловине представлено оливиновыми базальтами, часто анальцим-содержащими.

Порода из жилы также оказалась оливиновым анальцимовым базальтом с заметно фиолетовым титан-авгитом, причем оливин почти полностью замещен бовлингитом.

Нет никакого сомнения, что анальцимовые оливиновые базальты с титан-авгитом, как из жилы, так и из горловины, являются образованиями синхроничными с туронской вулканогенной толщей, описанной нами выше из Кутаисского и Цулукидзевского районов. Туф, цементирующий обломки в горловине, также состоит из материала анальцимового, оливинового базальта.

Таким образом, вулканические горловины курорта Цхалтубо являются туронскими образованиями, а не послемеловыми, как принято было думать до сих пор.

В работе А. Н. Огильви [258] приведены четыре анализа базальтов Цхалтубо. Анализы показывают низкое содержание в породе SiO_2 — от 43,6% до 48% и K_2O+Na_2O от 4% до 6,4%. Эти данные указывают

на трахибазальтовую природу Цхалтубских пород. К сожалению, в анализах $FeO+Fe_2O_3$ определено вместе, что не дало возможности пересчитать анализ породы на числовые характеристика.

2. Состав лав туронской вулканогенной толщи Грузинской глыбы

Наиболее распространенным типом лав туронской вулканогенной толщи являются оливиновые базальты, всегда содержащие в виде базиса то или иное количество анальцима или натролита. Структура этих пород всегда порфировая; основная масса черная, аморфная с незначительным количеством микролитов плагиоклаза ряда лабрадора до битовнита. Фенокристаллы представлены исключительно оливином и пироксеном; плагиоклаз в фенокристаллах не встречен. Редко встречается полнокристаллическая основная масса, где базис представлен анальцимом (шлиф № 26). В последнем случае порода ничем не отличается от мончикитов. По общему характеру эти породы приближаются к пикрит-базальтам.

Сравнительно редко встречаются оливиновые базальты, содержащие небольшое количество калишпата и относящиеся уже к трахи-базальтам. Наиболее типичный представитель трахибазальтов встречен по р. Сабанела в виде дайки мощностью 1 *м* (обр. № 20).

Характерной особенностью всех описанных базальтов является присутствие в их составе всегда заметно фиолетового или сиренового цвета пироксена, часто с хорошо выраженной зональной структурой и иногда со слабо выраженной структурой песочных часов. Ясно, что имеем дело с титан-содержащим авгитом.

Исследование на Федоровском столике некоторых оптических свойств этих пироксенов дает следующие результаты:

Таблица 13

№№ шлифа	CNg	2v	Примечание
28	52°	—	
»	54	+72	один выход
»	36	+49	два выхода
»	20	+56	один выход
37	42	+53°	два выхода
»	42	—	
39	—	+46	два выхода
82	47	—	
83	22	+36	один выход
»	29	+52	один выход

Как видно, имеем очень большие колебания для 2v не только для разных покровов, но и для одного и того же шлифа. Конечно, объяснить такие

большие расхождения как 49° и 72° (шл. № 36), или 36° и 52° (шл. № 83) ошибками измерения не приходится. То-же касается и CNg, которое, несмотря на измерения при очень хорошо выраженной спайности несколько раз дает значение 20°, 22° и 29°, что, конечно, для моноклинных пироксена является совершенно ненормальным. Возможно, что имеем дело с титан-содержащим клино-энстатитом или пижонитом [82]. Этот вопрос нуждается в специальном изучении. Однако, теперь же можно отметить, что пироксены туронских эффузивов Грузинской глыбы отличаются рядом специфических свойств, по которым эти базальты легко отличимы от аналогичных пород из других эффузивных формаций Грузии. Этот же пироксен их сближает с породами тешенитового семейства окрестностей г. Кутаиси.

Для химической характеристики туронских эффузивов в таблице № 16 приведены 4 анализа; три из них характеризуют описанные выше разновидности базальтов: 1) анализ образца № 83—оливиновый малощелочной базальт; 2) анализ образца № 26—богатый анальцимом оливиновый базальт и 3) анализ образца № 20—трахи-базальт из дайки.

3. Фонолит в туронской вулканогенной толще

Своеобразным продуктом туронской вулканической активности на Грузинской глыбе является щелочная нефелиновая порода—эгирин-авгитовый фонолит, обнажающаяся в сел. Ахали-Бедисеули на участке чайного совхоза. Она характеризуется темно-серовато-зеленым цветом, тонкоплитняковой отдельностью, отсутствием макроскопически видимых фенокристаллов и плотным витрофировым видом.

Под микроскопом (шлиф № 103) структура порфировая. Основная масса состоит из мельчайших зерен калишпата, нефелина, небольшого количества аморфного или слабо раскристаллизованного стекла. Зернышки магнетита составляют около 6% основной массы и резко выделяются на ее бесцветном фоне. На участках преобладания альбитовых лейст основная масса приобретает трахитовидную структуру. В основной массе-же в небольшом количестве встречаются неправильные зерна эгирин-авгита. Фенокристаллы представлены анортоклазом и эгирин-авгитом. Анортоклаз встречается или в виде отдельных зерен или вместе скопляются 3—4 зерна; чаще имеет таблитчатый габитус, иногда с ромбовидными очертаниями, но чаще контуры неправильные. Почти всегда образует простые двойники. Спайность грубая, прерывающаяся. Измерение на столике дало:

Р спайности { Ng —84°, Nm—69°, Np —21° } спайность—$(1\bar{1}0)$; 2v = —64° в одном зерне. 2v = —46° в другом зерне.

Эгирин-авгит образует иногда короткопризматические, но чаще неправильные зерна светло-зеленого или травяно-зеленого цвета со слабым плеохроизмом. Удлинение всегда отрицательное. CNg = 61°—63°. Ng ≦ 1.766; Np ≦ 1.728. (рис. 10).

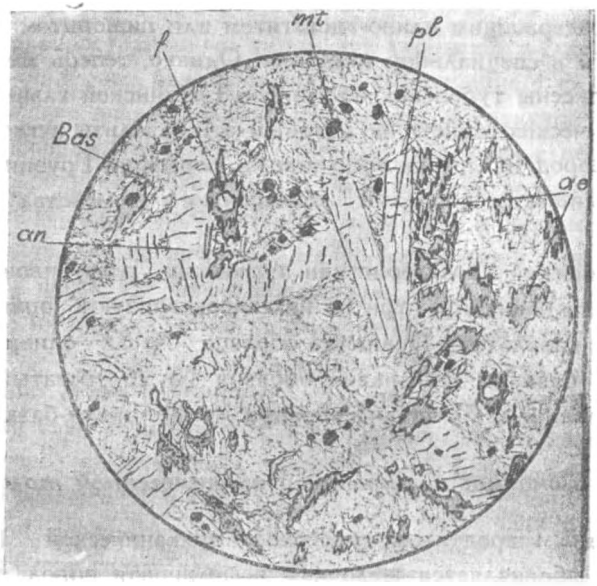


Рис. 10. Шлиф 103 Эгирин-авгитовый фонолит; an—анортоклаз; f—фельдшпатид, ae—эгирин-авгит; pl—плагиоклаз; mt—магнетит; Bas—анортоклазо-нефелиновая основная масса.

Для выяснения характера основной массы легкая фракция из порошка породы была исследована в иммерсионных жидкостях. Большинство зерен имеют N равный, или чуть меньше 1,525 и больше 1,516, по этому, а также по серым цветам интерференции минерал диагностируется как калишпат. Гораздо меньшее количество зерен имеет преломление в пределах 1,525—1,534; их всегда низкие, темносерые цвета интерференции, приближающиеся иногда к изотропному и установленная на Федоровском столике одноосность определенно говорят в пользу отнесения этих зерен к нефелину, что подтверждается и химическим анализом породы.

Кроме перечисленных минералов в шлифе встречаются идиоморфные зерна бесцветного изотропного минерала, всегда окруженного эгириновой каемкой; характерна разнообразная, но чаще шестиугольная форма этого минерала. Спайность отсутствует. Повидимому, имеем дело с каким то фельдшпатидом. Размеры их редко достигают 0,1 *мм*, чаще гораздо меньше. Они сидят в основной массе или включены в анортоклазе.

Подсчет в шлифе минералогического состава дает следующие результаты:

Фенокристаллы:	1. Анортоклаз	8,5 проц.
	2. Эгирин-авгит	8,2 „
Основная масса:	1. Из калишпата, нефелина эгирин-авгита, стекла	76,9 проц.
	2. Магнетита	6,0 „
	3. Фельдшпатида	0,4 „
		100,0

Ниже приводим химический анализ породы и ее пересчет на минералогический состав. При пересчете в пироксене принято содержание эгириновой молекулы = 40%, исходя из его оптических свойств. K_2O целиком пересчитано на калишпат. Оставшееся после этих операций количество SiO_2 недостаточно для образования с оставшимся после эгирина количеством Na_2O альбитовой молекулы, что подтверждает наличие в основной массе нефелина, установленного оптически. Поэтому, оставшееся количество Na_2O распределено между альбитовыми и нефелиновыми молекулами так, чтобы использовать все количество Si_2O без остатка.

Таблица 14

Окислы	Весовые проценты	Молекулярные количества	Калишпат	Альбит	Пироксен: Диопсид-геденбергит	Пироксен: Эгирин	Нефелин	Фонолит из Кении Вост. Афр. (298)
SiO_2	57,87	963	336	483	76	14	54	58,37
Al_2O_3	17,01	167	56	80,5	3,5	—	27	16,65
Fe_2O_3	5,64	35	—	—	31,5	3,5	—	4.09
FeO	2,36	33	—	—	33	—	—	3,03
MnO	0,19	3	—	—	3	—	—	0,43
MgO	0,43	10	—	—	10	—	—	0,37
CaO	1,68	30	—	—	30	—	—	1,66
Na_2O	6,94	111	—	80,5	—	3,5	27	7,28
K_2O	5,29	56	56	—	—	—	—	5,46
Сумма		1408	448	644	187	21	108	
					208			
Проценты минералов			31,1	45,73	14,77		7,6	

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Название породы	Основные a	c	b	s	Дополнительные f'	m'	c'	n	Q
N 103	23,15	—	10,1	66,6	72,6	6,9	20,5	66,3	—12,9
Фонолит с острова Таити	22,8	0,7	7,2	69,3	40,3	8,3	51,4	62,3	— 8
Фонолит-кенит Восточн. Африка	24,6	0,6	10,8	64,0	58,6	17,1	24,3	66,7	—21,8

Анализы и числовые характеристики и сравнение с другими фонолитами показывают принадлежность описанной породы к фонолитам. Характерно точно одинаковое количество молекулярных количеств щелочей и глинозема, что указывает на полное отсутствие полевошпатовой извести в породе.

4. Фазы и характер излияния

Описанные нами выше самостоятельные покровы в туронской вулканогенной толще представляют продукт одной вулканической фазы. Только лава изливалась из одного или из разных центров в несколько приемов, а в промежутках между излиянием лавы происходило выбрасывание пирокластического материала. Большое количество последнего, а также малая мощность и незначительное распространение покровов указывают на центральный тип излияния.

Из анальцим-содержащих оливиновых базальтов окрестностей сел. сел. Матходжи, Ахали-Бедисеули и Удзлоури особо следует выделить три покрова: 1) в сел. Матходжи в местности Саталахиа, покров, залегающий непосредственно под эоценовыми известняками (обр. № 35), 2) покров на горе Кинис-Цвери (обр. № 37) и 3) покров по склону в местности Харабела (обр. № 80). Эти три покрова, в отличие от других, сложенных из свежих лав покровов этого же района, характеризуются исключительно сильной степенью выветривания. Они на большую глубину превращены в красную глинистую породу, настолько обогащенную водными окислами железа, что могут быть использованы в качестве красок. Под микроскопом изменение этих пород выражается в оглинивании и побурении основной массы, в замещении плагиоклазов глинистыми минералами, пироксенов—хлоритами, оливина—серпентином и чаще бовлингитом. Детальное микроскопическое исследование глинистых продуктов разрушения этих лав, проведенное доц. Н. И. Схиртладзе, показало, что они состоят в основном из галлуазита, окрашенного окислами железа [333].

Наличие наряду со свежими покровами базальтов сильно разрушенных покровов одинакового с первыми химико-минералогического состава и находящихся в совершенно одинаковых условиях обнаженности и рельефа, на расстоянии нескольких сот метров друг от друга, по нашему мнению, можно объяснить явлениями субаэрального выветривания для оглинившихся покровов, то-есть в среднемеловое время мы несомненно имели наряду с подводными излияниями, излияния и субаэральные. Вулканические центры были расположены на отдельных вулканических островах, вследствие чего долгое время остающиеся над водой лавы и туфы подвергались как интенсивному выветриванию в условиях достаточно влажного климата, так и размыву действием волн, причем оторванный от покровов и туфов материал подвергался заметному окатыванию. На наличие такого процесса указывает и тот факт, что микроконгломератовые и микробрекчиевые слои обычно состоят из материала слегка окатанных обломков выветрелых, красно-бурых базальтов. Реже эти обломки состоят из совершенно свежих базальтов, причем базальты в обоих случаях оливиновые. Это хорошо видно в разрезе свиты «мтавари» по р. Сабанела и вопрос о происхождении этого материала путем размывания порфиритовой серии байоса разрешается в отрицательном смысле, так как оливиновых пород в порфиритовой серии совершенно нет.

Таким образом, нужно считать твердо установленным, что некоторые покровы свиты «мтавари» испытывали субаэральное выветривание.

Что касается подводного разложения пород, то такое явление в виде гальмиролитического разложения вулканических продуктов данной толщи можно видеть в слое чистого бентонита на г. Удзлоури в окрестностях одноименного селения. Наличие гальмиролиза в течение всего периода отложения вулканогенной толщи доказывается также нахождением глауконита в том или ином количестве почти во всех слоях толщи.

Самое позднее проявление туронской вулканической активности на Грузинской глыбе представлено излиянием своеобразных щелочных, богатых натрием пород—эгирин-авгитовых фонолитов. Такие породы в Грузии встречены впервые.

5. *Интрузивы, генетически связанные с эффузивами среднемеловой свиты „мтавари"*

Аналогично верхнеюрским эффузивам, верхнемеловая серия анальцимовых оливин-базальт-трахи-базальт-трахитовых пород также должна иметь интрузивных представителей. По нашему мнению, широко распространенные в Кутаисском районе тешенито-мончикито-камптонитовые породы являются интрузивными аналогами верхнемеловых эффузивов Грузинской глыбы.

Породы семейства тешенитов в районе г. Кутаиси образуют силлы и, реже секущие жилы в батских сланцах или меловых известняках. Петрографически впервые они изучены Д. С. Белянкиным [31] около сел. Курсеби. В последнее время детальное исследование пород этого семейства из Западной Грузии провел Н. И. Схиртладзе [332, 334].

Сопоставление изученных Н. И. Схиртладзе пород с эффузивами свиты мтавари позволяет установить аналоги среди интрузивных типов для каждой эффузивной породы. Сходство выражается как в минералогическом, так и химическом составе.

Например, камптонит из с. Курсеби состоит из лабрадора № 52—60, бледнофиолетового, слабоплеохроичного титан-авгита, небольшого количества баркевикита и биотита, серпентиновых псевдоморфоз по оливину. Промежутки между перечисленными минералами выполняются водяно-прозрачным анальцимом и томсонитом. Апатит в виде игловидных кристаллов и неправильные зерна магнетита составляют акцессорные компоненты породы. Базальты свиты мтавари также состоят из лабрадора, титанистого авгита и оливина; кроме того всегда содержат то или иное количество анальцима или натролита. Ниже приводим анализы камптонита сел. Курсеби и оливинового базальта сел. Ахали-Бедисеули.

Таблица 15

Окислы	Весовые проценты	
	Оливиновый базальт сел. Ахали-Бедисеули № 83	Камптонит из Курсеби [334]
SiO_2	44,12	43,15
TiO_2	—	2,04
Al_2O_3	14,01	15,34
Fe_2O_3	7,25	2,51
FeO	6,25	8,00
MnO	0,15	0,20
MgO	8,06	7,51
CaO	10,16	8,27
Na_2O	2,94	3,72
K_2O	1,89	1,63
P_2O_5	—	0,35
SO_3	—	0,73
Потери при/пр.	2,40	4,39
H_2O	2,28	2,13

	Числовые характеристики.	
	Оливиновый базальт № 83	Камптонит из Курсеби
a	9,2	11,36
c	4,9	5,39
b	34,2	30,16
s	51,5	53,09
f′	36,3	35,9
m′	40,7	45,8
c′	23,0	18,3
n	70,0	78
Q	—14,1	—22

Как видно из приведенных анализов и числовых характеристик оливинового базальта свиты мтавари и комптонита, они обнаруживают полное сходство друг с другом.

Другие анализы тешенитовых пород Кутаисского района также точно соответствуют другим разновидностям оливиновых анальцимовых базальтов туронской свиты. Приводить все такие анализы нет необходимости.

Приведенные данные, по нашему мнению, не оставляют сомнения в том, что тешенито-камптонитовые жильные породы Кутаисского района являются интрузивными эквивалентами анальцимовых оливиновых базальтов верхнего мела и в ряде случаев представляют собой корни этих эффузий. Таким образом их возраст также определяется как туронский.

Мнение о синхроничности пород тешенитового семейства окрестностей г. Кутаиси с породами свиты «мтавари» впервые было высказано нами в 1941 году [136]. Позже этот взгляд разделил Г. М. Заридзе [176].

6. Химическая характеристика пород свиты „мтавари"

Мы располагаем всего лишь несколькими анализами пород из этой свиты, но и они позволяют видеть на диаграмме особое положение этой серии, включающей в виде крайних членов оливиновой анальцимовый базальт и эгирин-авгитовый фонолит. На диаграмме видно, что серия относится к щелочной и близко стоит к типам лав Гавайских вулканов и вулканов Таити. Крайний член серии—фонолит, на диаграмме занимает особое положение. На проекции ASB начальная точка вектора этой породы лежит правее всех изученных нами эффузивных пород Грузии. Короткий, полого направленный вектор указывает на большое значение f', то-есть богатство железом. Проекция вектора на плоскость CSB настолько сдвинута вправо, что попадает на ось SB, показывая отсутствие плагиоклазов (полевошпатовой извести) в этой породе. Вектор на CSB, отмечая богатство щелочами, своим крутым наклоном показывает богатство породы натрием, чем резко отличается от крайнего типа—трахита (обр. № 117), верхнеюрской серии пород, у которого вектор наклонен гораздо более полого (рис. 24).

Такая серия пород—пикрит-базальты-фонолиты не встречается в орогенных зонах, а является характерной лишь для островов Тихого океана. Ввиду того, что такие породы впервые были описаны на островах Атлантического океана, они получили название «атлантического типа». Но кроме океанских островов они, правда, значительно реже, встречаются и в передовых областях (форландах) орогена.

Естественно, что Грузинская глыба относится ко второй категории, то-есть по петрологическим данным она в средне-меловое время играла роль форлянда (хим. анал. меловых пород см. таблицу 16).

7. Осадочные породы толщи

Осадочные породы среди вулканогенных образований свиты «мтавари» представлены кластолитами от крупнозернистых песчаников до мелкообломочных конгломератов. Материал этих пород образовался исключительно как за счет размыва и переотложения покровов и туфов островов, возвышающихся в средне-меловом море, так и путем подводного размыва тех же пород. Материал размыва кристаллических пород Грузинской глыбы, а также материал размыва порфиритовой серии байоса отсутствуют совершенно.

Цемент этих пород представлен исключительно кальцитом, причем последний часто богат микроорганизмами, так что первичный сингенетический характер цемента не может вызывать сомнений. Образование многочисленных кальцитовых прожилков и жеод в этих породах—уже явление вторичное, вызванное выносом цементирующего кальцита и его повторным отложением в трещинах и пустотах кластолитов.

Из осадочных пород толщи особый интерес представляют пачки известняков, чередующихся с туфами и другими кластолитами вулканогенной толщи. Это чередование особенно хорошо видно в разрезе Ахали-Бедисеули—Удзлоури, где встречено несколько пачек известняков мощностью от 50 до 100 *м*. Местами карбонат кальция пропитывает мелкообломочные кластолиты, образуя такие обогащенные участки линзовидной формы, вытянутые по простиранию слоев на один или несколько метров.

Обычно, в одном и том же слое встречается несколько таких линз на некотором удалении друг от друга и все они обогащены остатками фауны, чаще детритусового характера, но иногда попадаются экземпляры, поддающиеся определению (№ 78).

От кластолитов, содержащих в цементе незначительное количество кальцита, через такие обогащенные кальцитом линзообразные участки постепенно переходим к совершенно чистым крупнозернистым белым и розовым известнякам. Таким образом, мы имеем полную непрерывную серию типов от кластолитов с незначительным количеством известковистого цемента до чистых известняков толщи, чередующихся с вулканогенными образованиями. В некоторых местах (обн. 84) хорошо видно, как на протяжении нескольких метров чистый розовый известняк обогащается обломками туфов и лав и переходит в туфы с кальцитовым цементом, похожие на детритусовые линзы, описанные в обнажении № 78.

Такое переслаивание известняков с кластолитами свиты «мтавари» и их взаимопереходы по простиранию впервые были описаны А. И. Джанелидзе [115], так что в этом отношении, мы можем указать лишь на некоторые новые факты еще раз подтверждающие выводы А. И. Джанелидзе.

Нам здесь хотелось бы остановиться лишь на одном вопросе. Известно, что меловые образования Грузинской глыбы в Западной Грузии от нижнего неокома до самых верхних горизонтов мела почти полностью представлены карбонатными осадками. Такую же картину имели бы мы в Кутаисском и Цулукидзеьском районах, если бы не довольно интенсивное проявление вулканических извержений, которые имели место в среднем мелу. Появление значительного количества вулканогенного материала, нарушило нормальный процесс отложения карбонатных пород: поэтому мы вместо чистой карбонатной фации получаем смешанную карбонатно-вулканогенную фацию. Естественно, что в разных условиях и в разных участках бассейна материал этих двух типов осаждался в разной пропорции и поэтому получились все переходы от почти чистых кластолитов к чистым кальцитолитам. Последние, повидимому, образовывались в участках, где привнос кластического материала был минимальным (межостровные участки, значительно удаленные от этих основных и почти единственных источников сноса).

В периоды усиления вулканической деятельности имело место сильное преобладание на некоторых участках пирокластолитов, где поэтому совершенно отсутствуют карбонатные прослои и наоборот, периоды затишья вулканических извержений характеризовались усилением отложения карбонатного материала.

Естественно, что вместе с размывом туфов и покровов размывались и уже отложившиеся слои известняков, поэтому нахождение обломков белых и розовых известняков указывает лишь на такой размыв.

г) ОБЩИЕ ВЫВОДЫ ПО МЕЛОВОМУ ВУЛКАНИЗМУ ГРУЗИИ

1. В Грузии известны три вулканогенные толщи мела. Они приурочены к разным геотектоническим зонам и поэтому, естественно, имеют разный, резко отличный друг от друга петрографический состав.

2. Вулканогенная толща мела в Аджаро-Триалетском хребте представлена роговообманковыми и бедными авгитом порфиритами и их туфами андезитового или андезито-базальтового состава. По химической природе это лавы с резко выраженным известково-щелочным составом, характерным для орогенных зон древних и современных вулканов. В Аджаро-Триалетской геосинклинали они играют роль спилито-порфиритовой формации, так называемых офиолитов, геосинклинальных гор.

3. В основном синхронной с описанной толщей является вулканогенная толща Сомхитской глыбы, состоящая из кварцевых и бескварцевых альбитофиров, представляющих собой альбитизированные дациты и их туфы. По химическому составу это кислые породы. В геологическом отношении они связаны с развитием Аджаро-Триалетской геосинклинали и, вероятно,

представляют результат излияния лавы из магматических очагов, расположенных на границе геосинклинали и глыбы. В этом отношении, то-есть в петрогенетическом смысле, они эквивалентны лейасским кварцевым альбитофирам Дзирульского массива, которые образовались также на Грузинской глыбе в первую эпоху юрского периода развития геосинклинали южного склона Большого Кавказа.

4. Что касается третьей толщи, то она представлена серией—оливиновые базальты—трахи-базальты—фонолиты и приурочена к Грузинской глыбе. Такая серия, характерна для островов центральной части Тихого и Атлантического океанов, а иногда и для передовых областей (форландов) орогена. Как видно, роль форланда играла и Грузинская глыба в меловое время. Появление эффузивов свиты «мгавари», повидимому, нужно связывать с развитием Аджаро-Триалетской геосинклинали. Этот вопрос освещается нами в последних главах работы и поэтому здесь на нем задерживаться не будем.

5. Встречающийся в альб-сеномане Грузинской глыбы вулканический материал по петрографическому составу вполне аналогичен одновозрастным породам Аджаро-Триалетского хребта и является принесенным с вулканических центров, расположенных в пределах последней. То-есть на Грузинской глыбе в меловое время до турона не существовало вулканических центров.

6. За счет такого, принесенного с вулканических центров Аджаро-Триалетского хребта пеплового материала и образовалось известное месторождение гумбрина—отбеливающей глины в Цхалтубском районе. Условия для гальмиролитического разложения этого пепла в эпиконтинентальном море мела были вполне подходящими.

7. Меловые вулканогенные толщи Грузии представляют наглядный пример того, насколько резко могут отличаться друг от друга продукты одновозрастного вулканизма, связанные с разными геотектоническими единицами или с разными стадиями развития одного и того же магматического очага.

Ниже, на рисунке 11 дана карта распространения разных фаций меловых эффузивов Грузии.

С. ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОГО ХРЕБТА

В грузии вулканогенные образования палеогенового возраста известны лишь в Аджаро-Триалетской складчатой системе, где палеоген представлен, за небольшим исключением, почти одними вулканогенными толщами огромной мощности.

Таблица 16

Химические анализы меловых эффузивов Грузии

	Вулканогенный мел Аджаро-Триалетского хребта			Вулканогенный мел Сомхитской глыбы		Вулканогенный мел Грузинской глыбы			
№№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Авторское название и № образца	№ 1	№ 3	№ 51	Альбитофир № 106	Дацит	Оливинов. базальт № 83	Оливинов.-анальцим. базальт № 26	Трахибазальт № 20	Фонолит № 103
Окислы	Весовые проценты								
SiO_2	55,32	57,32	58,63	64,16	68,26	44,12	41,16	47,88	57,86
TiO_2	1,05	0,84	0,73	0,1	0,15	—	2,31	1,31	—
Al_2O_3	16,30	18,62	14,99	13,81	15,03	14,01	9,08	15,18	17,01
Fe_2O_3	6,08	4,66	4,83	4,72	2,58	7,25	11,27	9,68	5,64
FeO	1,51	2,79	1,98	2,86	0,63	6,24	7,71	1,44	2,36
MnO	0,08	0,11	0,11	0,08	0,03	0,15	0,17	0,17	0,19
MgO	3,09	2,01	2,51	2,59	1,94	8,06	7,39	3,45	0,43
CaO	4,09	6,72	4,76	3,92	3,36	10,16	6,72	5,12	1,68
BaO	нет	нет	нет	—	—	—	нет	следы	—
Na_2O	5,59	2,82	3,25	3,93	4,83	2,94	5,73	4,96	6,85
K_2O	2,65	2,07	1,25	1,52	1,59	1,89	1,65	5,46	5,29
P_2O_5	0,21	0,17	0,23	0,09	0,14	—	следы	0,06	—
SO_3	0,21	0,24	0,13	0,04	0,05	—	0,20	0,14	1,28
H_2O—110°	1,42	1,00	1,84	0,48	1,10	2,28	2,29	2,94	0,40
П. при пр.	2,58	0,88	4,92	1,91	0,44	2,40	4,31	2,36	1,13
сумма	100,18	100,25	100,16	100,21	100,15	99,5	99,99	100,15	100,12
Аналитик	О. Ф. Размадзе								
Литерат. источник	Приводятся впервые								
Место взятия образ.	По р. Гелзами	По р. Гедзами	Окр. ж. д. станции Молити	Борчалинский р-н	Борчалинский р-н	покров в сел. Делаурн	покров в сел. Годогани	Дайка в сел. Нагареви	Покров в сел. Делаурн

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№№ п.п.	Основные				Дополнительные				
	a	c	[illegible]	s	f'	m'	c'	n'	Q
1	16,7	2,9	14,5	65,9	47,8	37	15,1	76,2	— 4,5
2	9,8	8,4	11,2	70,6	64	32,7	3,2	67	+13,2
3	9,6	6	11,4	72,9	57,2	40,2	2,6	80	+20,7
ср.	1,2	5,7	12,3	69,8	59	36,6	6,9	74,4	+ 9,8
4	11,24	3,98	12,5	71,2	55	37	8	79,7	+17
5	12,74	3,6	6,4	77,2	42	50	7,5	82	+25
ср.	11,9	3,7	9,4	74,2	48,5	43,5	7,8	81,1	+21
6	9,2	4,9	34,2	51,5	30,3	40,7	23	70	—14,1
7	11,8	—	40,	48,2	42	31	20	84,4	—27,27
8	19,6	0,78	21,8	57,8	46	27,7	26,9	57,9	—24,3
9	23,75	—	10,1	66,6	72,6	6,9	20,5	66,3	—12,9
ср.	15,9	2,8	20,5	56	49,2	20,5	22,6	69,6	—19,6

Первые сведения о вулканогенных образованиях палеогена Грузии и Закавказья имеются в работах Г. Абиха [2, 3].

Геологические исследования в системе Аджаро-Триалетского хребта ранее были проведены Л. Бацевичем [17], С Симоновичем [307], Г. Г. Цулукидзе [372]. Их работы, весьма ценные для своего времени, в настоящее время представляют лишь исторический интерес.

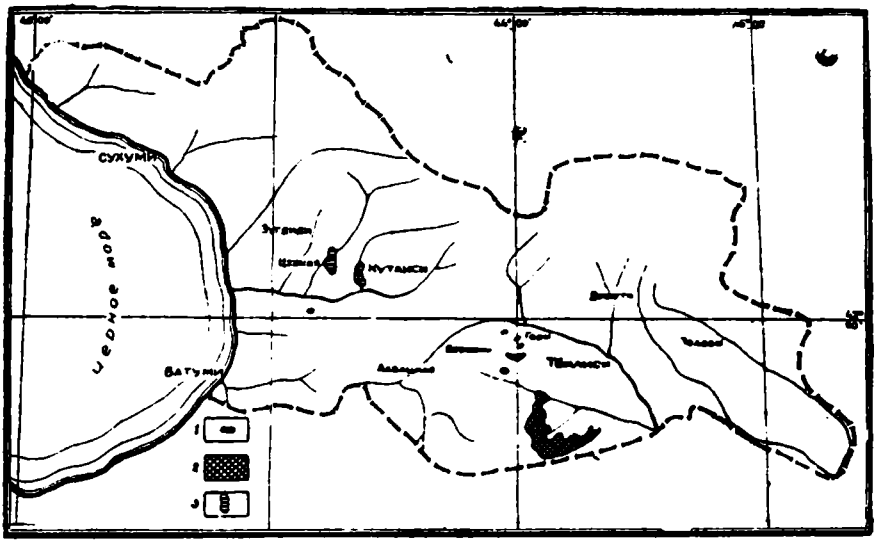


Рис. 11. Распространение меловых вулканогенных образований Грузии. 1—Меловые вулканогенные образования Аджаро-Триалетского хребта; 2—меловые вулканогенные образования Сомхитской глыбы; 3—меловые вулканогенные образования Грузинской глыбы.

Из современных исследователей Б. Ф. Мефферт был первым, давшим картину геологического строения значительной части этой области [243—250].

Систематическое и планомерное изучение Аджаро-Триалетского хребта начато в 1932 г. экспедицией СОПС'а Академии Наук СССР под руководством С. С. Кузнецова. Общее руководство этими экспедициями и, особенно руководство петрографическими работами, осуществлял академик Д. С. Белянкин. В результате работ экспедиции появился ряд ценных работ, в которых даны весьма детальные геолого-петрографические характеристики как отдельных частей Аджаро-Триалетского хребта, так и всей системы в целом (19- 22, 39 -47, 49, 50, 152, 153, 211—214, 232, 233, 277—279).

Эти работы для нас особенно важны, так как в них впервые дается детальная петрографическая характеристика вулканогенных толщ—непосредственных объектов нашего исследования.

Если не считать весьма ценной работы И. Ф. Григорьева [105], посвященной изучению медных и свинцово-цинковых месторождений Кединского района Аджарии, в которой впервые дана петрографическая характеристика Мерисских интрузивов, и работу С. В. Обручева [257], в которой приведено детальное петрографическое описание небольшого участка в районе Боржомских минеральных вод, то работы экспедиций СОПС'а являются первыми, дающими полное представление о характере эффузивного и интрузивного вулканизма Аджаро-Триалетского хребта.

Естественно, эти работы полностью используются нами для наших выводов. Ввиду того, что большая часть Аджаро-Триалетского хребта петрографически была изучена работниками этих экспедиций, то мы исследовали лишь районы, не охваченные работами экспедиций СОПС'а, а именно— Боржомский и бассейн р. Ханис-Цхали в Маяковском районе.

В последние годы в связи с проведенной Грузгеологуправлением геологической съемкой территории Грузии, вся территория Аджаро-Триалетского хребта и частично прилегающих областей была закартирована Н. Д. Гамкрелидзе, который работы проводил в течение ряда лет то один [86, 87], то совместно с В. Я. Эдилашвили [88, 89] или Н. А. Канделаки [90].

В этих работах, кроме детализации прежних данных, даны значительные уточнения стратиграфии и тектоники Аджаро-Триалетского хребта. Их данные также используются нами в значительной мере.

Детальное изучение стратиграфии палеогеновых отложений Триалетского хребта, и особенно, окрестностей г. Тбилиси проводил И. В. Качарава [92—94], который обработав собранную в течение ряда лет фауну нуммулитов, дал схему стратиграфического расчленения мощных толщ палеогена.

Петрографическое описание палеогеновых толщ начинаем с нижних, а затем перейдем на вышележащие образования.

а) ЛИТОЛОГИЯ НИЖНЕГО, ТАК НАЗЫВАЕМОГО ЛИТОКЛАСТИЧЕСКОГО ФЛИША

1. Введение

Третичные отложения в Аджаро-Триалетской складчатой системе начинаются, так называемой, толщей флиша, которая распространена во всей системе от Черного моря почти до Тбилиси, но особенно хорошо она представлена в Боржомском районе, где впервые была выделена С. В. Обручевым [257] под названием боржомской свиты, в которой он различает стратиграфически и литологически три комплекса: 1—нижний— мергели, песчаники и реже песчанистые известняки, 2- средний—те-же породы чередующиеся с туфовыми слоями, и 3 —верхний—типичные туфиты. Таким обра-

зом, средний комплекс является переходным по составу от нижнего к верхнему.

Б. Ф. Меффорт [249] отмечает распространение мощной флишевой толщи в Боржомском районе, состоящей из мергелей, песчаников, сланцев, слоистых туфогенов и туфов. При этом верхняя часть толщи ясно туфовая, чем она отличается от нижней части, не содержащей туфовых пород. Но, ввиду того, что в верхней туфовой части имеется чередование туфов с тонкослоистыми зелеными и красными сланцами, автор не считает целесообразным выделение этой толщи и объединяет ее с нижней, собственно флишевой толщей. Б. Ф. Меффорт не разделяет также деления флиша на три свиты, как имеющее местное значение и не выдерживающееся во всей Аджаро-Триалетской системе.

П. Д. Гамкрелидзе и В. Я. Эдилашвили [88, 89] отмечают широкое распространение этой толщи в Аджаро-Триалетском хребте и делят ее на две части: нижнюю, собственно флиш-тонкослоистые карбонатизированные глины и песчаники, мергели и нуммулитовые песчаники, и верхнюю—тонкослоистые туфопесчаники и реже слоистые туфобрекчии. По мнению этих авторов, означенные нижние и верхние части замещают друг друга по простиранию. По В. Я. Эдилашвили [387] в бассейне р. Алгетки на верхнемеловые отложения, вместо боржомского флиша налегает непосредственно туфобрекчиевая толща, аналогичная среднеэоценовой андезитово-туфовой толще.

Образования, аналогичные по литологическому составу, по С. С. Квачецову, в Аджарии уже не встречаются, что автор объясняет «редукцией сланцев надвигом, приведшим в контакт верхне- и среднеэоценовые вулканогенные толщи», хотя допускает и возможность фациального замещения литокластического флиша пирокластическим.

П. Д. Гамкрелидзе [90] отсутствие в Аджарии палеоцена в фации Боржомского флиша объясняет тем, что палеоцен вообще еще не обнажен эрозией в этой области и считает, что говорить о возможной синхроничности некоторых туфогенов Аджарии с литокластическим флишем других областей Аджаро-Триалетского хребта нет основания, тем более, что в Аджарии нигде не обнажены лежащие под палеоценом верхнемеловые осадки, которые помогли бы разобраться в возрасте слоев, лежащих выше их.

С. В. Левченко в двух своих работах [232—33] дает весьма детальную литологическую характеристику литокластического флиша северо-восточных склонов Триалетского хребта. По автору, палеоценовая флишевая толща представлена грубыми кластическими накоплениями, псаммитами, аргиллитами, пелитами. В основном она сложена следующими разновидностями пород: **1) среднезеричатые зеленовато-серые известковистые плагиоклазовые песчаники, состоящие из неокатанных зерен размером 0,35—0,4 *мм*;**

зерна представлены плагиоклазами, реже кварцем; в незначительном количестве присутствуют глауконит, биотит, серицит, единичные зерна халцедона. Цемент известковистый, обильный, с богатой микрофауной. Подсчет минералогического состава: полевых шпатов—23,2%, эффузивных пород—9,4%, биотита, серицита, хлоритов и глауконита—5,6%, цемента—61,8%. К сожалению, автор не отмечает петрографический облик упоминаемых им в составе песчаников обломков эффузивных пород; 2) тонкозернистые и тонкоплитчатые песчаники, неокатанные зерна размером 0,12—0,15 *мм*. Зерна представлены полевыми шпатами, преобладают плагиоклазы, встречаются также листочки биотита, серицита, хлоритовые агрегаты, редкие зерна глауконита. Цемент аналогичный предыдущим песчаникам; 3) пелитовые разности представлены темными, почти черными, мергелистыми и глинистыми сланцами, которые могут быть разбиты на три разновидности. Первые с преобладанием известковистого материала над глинистым; иногда в них глобигерины и обломки полевых шпатов. Вторые состоят из глинистого вещества с мелкими вкраплениями мелкозернистого известковистого вещества; глобигерины здесь еще более редки. Третья разность—светлые или фиолетово-серые мергели, состоящие почти целиком из известковистой массы с обильной микрофауной глобигерин.

Автор флишевую толщу делит на два горизонта: нижний — песчанистый, с подчиненным количеством прослоев глинистых сланцев и верхний, сложенный глинистыми известковистыми сланцами, с подчиненным количеством прослоев тонкозернистых и тонкоплиточных песчаников.

В верхах этого последнего выходят и настящие мергели, часто пестроцветной окраски.

Переходя к характеристике бассейна автор отмечает первичный характер известкового вещества, что, по нашему мнению, и не могло вызывать никаких подозрений, так как оно содержит значительное количество известковых микроорганизмов .Отсутствие продуктов размыва гранитных пород в составе песчаников, при наличии такого материала в верхнем мелу, дает С. В. Левченко основание допустить погружение Грузинской глыбы.

При петрографической характеристике нижнего отдела Боржомского флиша С. В. Обручев [257] приводит описание известняков, песчаников и мергелей. Отмечается, что чистые разновидности известняков почти совершенно не встречаются и большей частью имеем сильно песчанистые разности, которые содержат значительное количество угловатых зерен кварца; указано на наличие слоев брекчиевых известняков, состоящих из окатанных обломков мергелей и остатков фауны. Песчаники, по С. В. Обручеву, представлены непрерывным рядом от песчаных известняков до известковистых песчаников. Отмечается также наличие туфогенных песчаников.

2. *Петрографическая характеристика толщи*

Нами палеоценовый флиш изучен в Боржомском районе по нескольким разрезам. В результате изучения собранного нами материала, ниже даем краткую литологическую характеристику этой толщи.

Необходимо отметить, что известняки играют весьма подчиненную роль и встречаются лишь в нижних отделах толщи, выше же редко попадаются отдельные прослои мергелей. Зато в верхних горизонтах увеличивается количество песчаников и среди них туфогенных разностей.

Известняки и мергели. Чистые известняки в толще весьма редки; примером таковых могут служить образцы № №212 и 95а; оба состоят из микрозернистого кальцита; № 95а слегка мергелистого характера. Содержат в большом количестве микрофауну, главным образом, глобигерин. Замечено несколько мельчайших (до 0,01 *мм*) зерен кварца.

Примером песчанистого детритового известняка может служить образец № 211, который в основном состоит из обломков микрозернистого мергелистого известняка, сцементированных мелкокристаллическим кальцитом, содержащим значительное количество микрофауны. Часто присутствуют мелкие угловатые зерна кварца, зерна же полевого шпата встречаются в небольшом количестве и то всегда пелитизированы и замещены кальцитом. Общее количество кварца и полевого шпата достигает до 10% шлифа. Во всех шлифах видно пересечение породы вкрест микрослоистости тончайшими жилками кальцита.

Иногда в флишевой толще встречаются линзы брекчиевидных известняков, состоящих из обломков известняков и мергелей и, кроме того, содержащих значительное количество органического детритуса. Такая порода встречается, например, в парке минеральных вод в виде слоя мощностью 0,5 *м* (обр. № 226). Под микроскопом эта порода оказалась состоящей из обломков микрозернистых известняков, глинистых сланцев и одного обломка порфирита; есть также одно зерно кварца. Все обломки ясно угловаты или слегка окатаны. Цементируются обломки детритовым известняком, содержащим большое количество обломков разных организмов, среди которых главную роль играют мшанки; много разных микроорганизмов.

Песчаники все характеризуются карбонатным цементом и представлены почти исключительно полимиктовыми разностями. Среди них можно выделить две группы: 1) кварцево-полевошпатовые, которые иногда приближаются к аркозовым и 2) туфогенные песчаники. Последние встречаются, главным образом, в верхних горизонтах толщи.

Первую группу можно охарактеризовать обр. № № 95, 95а, 227, 238 и др. Шлиф № 95 состоит, главным образом, из окатанных зерен кислого плагиоклаза, калишпата и кварца. Встречено несколько свежих листочков

биотита. Много хлорита, иногда образованного за счет изменения биотита, но чаще он связан с обломками эффузивных пород, которые в измененном виде принимают значительное участие в составе песчаника. Размеры зерен — 0,1—0,05 *мм*. Цемент породы представлен кристаллическим кальцитом со значительным содержанием микроорганизмов, главным образом, глобигерин; тип цементации—базальный.

По количеству цемент слегка преобладает над зернами. Шлиф № 95а, в отличие от описанной породы, содержит меньшее количество полевых шпатов и несколько листочков мусковита.

Образец № 227, в отличие от описанных, характеризуется резким преобладанием полевого шпата над кварцем и содержанием мелких окатанных обломков пелитоморфного известняка. В цементе кроме известковых встречаются и кремнистые остатки микроорганизмов, состоящие из халцедона. Часто попадаются мелкие пиритовые конкреции.

Порода № 238 также является аркозовым песчаником, размеры зерен—0.1—15 *мм*. В отличие от предыдущих образцов содержит большое количество обломков основной массы кварцпорфиров. Встречено одно зерно кварца, явно бипирамидального габитуса, который несомненно эффузивного происхождения. Встречаются также обломки с микрогранитовой основной массой. Много идиоморфных, прекрасно образованных кристаллов эпидота, несомненно эпигенетического происхождения. Эта порода находится недалеко от контакта диабаза и образование эпидота вызвано контактным воздействием диабаза. Для этого шлифа характерно присутствие заметного количества устойчивых минералов тяжелой фракции. Так, например, встречено одно зерно синего турмалина с характерным плеохроизмом, два зерна темнобурой шпинели, много идиоморфных кристалликов циркона. Цемент кальцитовый, богатый остатками известковых и кремнистых микроорганизмов, но тип цементации здесь не базальный, а поровый и цемент по количеству значительно уступает зернам. Плагиоклазовые обломки кислые, ряда олигоклаза.

Туфогенные песчаники и туфы в флишевой толще имеют незначительное распространение и то в верхних горизонтах, где имеем переходные слои от литокластического к пирокластическому флишу.

Слой туфа был встречен около сел. Вашловани выше Квибисского моста. Мощность слоя 2 *м*. Порода светлосерая, мелкозернистая и плотная.

Под микроскопом (шл. № 243 и 243') оказалась агломератно-кристаллическим туфом роговообманково-плагиоклазового порфирита; состоит из плагиоклаза ряда андезина или лабрадора, роговой обманки и обломков порфирита с фенокристаллами из тех же минералов. Плагиоклаз интенсивно цеолитизирован, иногда полностью замещен тонкопластинчатым цеоли-

том—ломонтитом. Роговая обманка зеленая с характерным плеохроизмом, иногда опацитизирована; размеры обломков 0,1—0,9 *мм*.

Совершенно другим характером обладает порода № 239, взятая из верхних горизонтов флиша в парке минеральных вод, где слой туфа имеет мощность 5 *м*. Порода плотная, мелкозернистая, светлая. Под микроскопом состоит из обломков интенсивно серицитизированного кислого плагиоклаза, а в меньшем количестве присутствуют угловатые или слегка окатанные зерна кварца, иногда с включением микролитовой или микропегматитовой основной массы. Одно зерно кварца окружено микропегматитовой основной массой. Встречаются также обломки фельзитовой основной массы кварц-порфиров. Кое-где встречаются мелкие обломки зеленой роговой обманки. Обломки эффузивных пород иногда заметно окатаны. Размеры обломков 0,5—0,1 *мм*, чаще 0,2 *мм*. Много неправильных скоплений хлорита. Роль цемента выполняет кальцит, разбросанный в шлифе в виде небольших пятен в незначительном количестве; редко в кальцитовом цементе встречается микрофуна.

Эту породу можно было бы назвать туфогенным песчаником, если-бы она состояла из смеси туфового и терригенного материала. На самом же деле мы тут встречаемся лишь с эффузивным кварцем. Плагиоклаз также является кислым, характерным для кислых эффузивных пород, то-есть материал слагающий туф происходит или за счет размыва кварцпорфировых эффузивов, так как материал хотя слабо, но все-таки носит следы окатывания, или же не исключено, что имеем дело с первичным туфовым материалом, испытавшим незначительное окатывание в самом морском бассейне. В последнем случае эта порода указывала бы на проявление кислых извержений в палеогене Аджаро-Триалетского хребта.

Настоящие туфогенные песчаники представлены образцами №№ 245 и 245[1], взятыми из сел. Вашловани. Макроскопически порода плотная, мелкозернистая. Под микроскопом состоит из лабрадора, кварца и небольшого количества пелитизированного калишпата, также из обломков порфиритов. В небольшом количестве встречаются обломки кварцитоподобных пород. Обломки кварца и полевого шпата ясно угловаты, обломки же пород более или менее окатаны. Лабрадор испещрен цеолитовыми жилками; кальцит замещает минералы и выполняет роль цемента; в нем—остатки микрофауны в небольшом количестве. Попадаются также окатанные обломки мергелистых пород с микрофауной. В незначительном количестве встречаются чешуйки мусковита и хлорита.

Нуммулитовая фауна во флишевой толще встречается не часто и всегда связана с своеобразными брекчиевыми слоями. Один образец из такого слоя оказался состоящим из обломков мергелей и микрозернистых известняков, крупных окатанных зерен кварца, обломков пегматита, окатан-

ных обломков зеленого вулканического стекла с преломлением значительно выше канадского бальзама, окатанных различных эффузивных пород, чаще с зеленоватым хлоритизированным базисом. Встречаются отдельные зерна достаточно свежего лабрадора. Часто попадается микрофауна, различные разрезы нуммулитов. Много также мшанок и обломков двустворчатых. Обломки известняков и мергелей большей частью хорошо окатаны и содержат глобигерин. Средний размер обломков около 1 *мм*, но отдельные обломки кварца и известняка достигают 2 *мм*. Цемент породы—кристаллический кальцит.

3. О характере и источниках материала флишевых толщ палеоцена Аджаро-Триалетии

Приведенный фактический материал позволяет сделать следующие выводы:

Петрографический состав литокластического флиша палеоцена более или менее одинаков для всех районов Аджаро-Триалетии.

Основными литологическими элементами толщи являются: тонкослоистые мергели и известняки, большей частью сильно песчанистые, кварцево-полевошпатовые песчаники и туфогенные [illegible] особенно в верхних горизонтах.

Преобладание в нижних горизонтах толщи известняков и мергелей говорит о сохранении в палеоценовом бассейне в основном условий верхнемелового времени, когда отлагались карбонатные осадки с примесью небольшого количества песчанистого материала и то пирокластического характера.

Увеличение количества терригенного материала в палеоценовых осадках указывает на незначительное усиление эрозии прилегающей к геосинклинали суши.

Терригенный материал представлен пелитовой и мелкозернистой псаммитовой разностями.

По составу в них преобладают плагиоклазы ряда альбита, олигоклаз-альбита, реже андезина; часто встречаются кварц, обломки известняков и мергелей, иногда обломки кварцевых альбитофиров; редки зерна калишпата.

Вышеприведенный характер материала с несомненностью говорит, что главным источником материала для образования флишевой толщи палеоцена служили меловые образования этой же области. На это указывает наличие в составе песчаников обломков известняков и мергелей с глобигеринами, обломков кислых плагиоклазов, столь характерных для меловых эффузивных толщ, изученных нами в Аджаро-Триалетском хребте, наличие значительного количества обломков кварцевого альбитофира и эффузивно-

го кварца и наличие обломков эффузивных пород, ближе не определимых.

Обломки альбитофиров, эффузивного кварца и основных порфиритов могли бы быть заимствованы из лейасских нижних туффитов и порфиритовой серии байоса. Но ассоциация этого материала с обломками верхнемеловых известняков и мергелей говорит за то, что они также принесены из меловых толщ.

В верхних горизонтах толщи появляются прослои туфогенных песчаников и настоящих туфов с лабрадором и роговой обманкой.

Наличие этого первичного пирокластического материала указывает на то, что в Аджаро-Триалетии эффузивная деятельность началась еще в палеоцен—нижнеэоценовое время и она продолжалась почти непрерывно до олигоцена.

Вероятно ярким примером этих палеоценовых фаз излияний служат открытые В. Я. Эдилашвили [387] в бассейне р. Алгетки туфобрекчиевые слои с андезитовыми покровами в них.

Естественно, что начало палеогенового вулканизма территориально совпадает не с центральной частью геосинклинали, а с ее границей с глыбой, как с наиболее слабой, неустойчивой частью в тектоническом отношении.

Интересно отметить, что нижние горизонты палеоценовой толщи р. Алгетки, как показало изучение мною материала, доставленного из этого разреза Н. И. Схиртладзе, состоит не из основных базальтовых или андезито-базальтовых лав, а из пород дацитового типа, краткую характеристику которых приводим ниже.

Шлифы №№ 1, 2, 3, 4, 5, взятые из разных слоев брекчий и из разных покровов, все оказались одинаковыми. Макроскопически породы белого или кремового цвета. Под микроскопом характеризуются порфировой структурой. Совершенно бесцветная или слегка сероватая, иногда светло-коричневато-бурая основная масса состоит из микролитов олигоклаза, зернышек кварца и стекловатого базиса.

Фенокристаллы—совершенно свежие плагиоклазы ряда андезина №№ 40—45. Кварц в фенокристаллах встречается редко и слабо корродирован основной массой. Темный силикат отсутствует полностью.

Как видно из этого краткого описания, палеоценовые эффузивы р. Алгетки представлены дацитами и характеризуют собой кислую, начальную фазу палеогенового вулканизма Аджаро-Триалетии, проявившуюся на границе с Сомхитской глыбой.

б) ВУЛКАНОГЕННЫЙ ФЛИШ—НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ЭОЦЕН

1. Введение

Все исследователи Аджаро-Триалетского хребта отмечают наличие во всей складчатой системе широко распространенной толщи, являющейся как по стратиграфическому положению, так и по составу, переходной между типичным литокластическим флишем палеоцен—нижне-эоценового возраста и мощной вулканогенной серией среднего эоцена. Мощность этой толщи в Боржомском районе около 400 *м*, где от нижележащей темной сланцево-мергелистой толщи флиша она отличается светлосерой, иногда розоватой окраской, местами пятнистым видом и туфовым составом слагающих пород, а от вышележащей андезитово-туфобрекчиевой толщи среднего эоцена отличается опять таки более светлой окраской, отсутствием в своем составе грубых пирокластолитов и покровов порфиритов. В других районах (напр. в Маяковском) в этой толще установлены и покровы, так, что это отличие имеет лишь местный характер. Возраст этой толщи почти все геологи определяют в пределах нижний эоцен—средний эоцен [89, 214].

Литология и петрография этой толщи в пределах Триалетского хребта вместе с туфогенами среднего эоцена детально изучена С. В. Левченко [232—233].

Микроскопическое исследование аджарских туфогенов производил В. Я. Степанов [330], который выделяет псаммитовые, пелитовые и витрокластические туфогены. Выделение витрокластических туфогенов при такой классификации, когда за основу принимаются размеры слагающих обломков, не оправдано, так как в зависимости от размеров слагающих породу стекловатых обломков они могут быть и псаммитовыми и пелитовыми (пепловые туфы).

Краткая характеристика этих пород для Аджарии по В. Степанову такова:

«Для псаммитов, кроме размера зерен от 0,2 до 0,05 *мм* и преобладания последних над цементом (до 80% шлифа), характерно наличие обломков горных пород, с микролититовой структурой и вулканического стекла, а также большое количество цветных минералов и рудных выделений .

«Цемент псаммитов состоит из: а) вулканического стекла, б) глинисто-мергелистого вещества или в) кварцевого роговика. Процессы карбонатизации и силицификации развиты сильно и приводят к значительному изменению и замещению минералов и цемента.

«Среди минеральных включений наибольшее распространение имеет полевой шпат, часто альбитизированный, затем в порядке убывания хлорит, и слюдисто-хлоритовое вещество, магнетит, кальцит, авгит, реликтовый кварц, серицит, изредка не характерные пренит, биотит, амфибол.

«Интересен процесс изменения вулканического стекла с образованием желтого леверрьеритообразного вещества при одновременном образовании зеленоватого слюдисто-хлоритового минерала.

«Для пелитов (размер включений 0,05 *мм*) характерно сильно подчиненное цементу количество реликтовых минералов кварца, полевого шпата и только следы пироксена и рудных выделений. Пирогенные материалы здесь более или менее полностью превращены в глинистые.

«Цемент пелитов состоит из кристаллического и аморфного глинистого вещества и кварцевого роговика. В цементируемых минералах преобладает полевой шпат, за ним следует хлорит, кальцит, серицит, кварц, чрезвычайно редко пироксен, пренит, рудные выделения».

... «Характерно полное отсутствие в туфогенах глауконита».

Нельзя не отметить, что из работы В. Я. Степанова трудно понять к какой стратиграфической единице относятся характеризуемые им породы. Мы получили впечатление, что им обработан материал всего палеогена. Это видно хотя-бы из того, что, как своеобразную породу, он описывает богатый калием образец из района г. Махарадзе скорее всего верхнеэоценового возраста.

Это обстоятельство конечно уменьшает ценность приведенного материала, необходимого для целей выяснения фациальных изменений эоценового флиша в западном направлении в сторону Аджарии.

2. Петрографическая характеристика толщи

Нами изучен материал из нескольких разрезов Боржомского района, а также материал из Маяковского района. Результаты этого изучения приводим ниже в сокращенном виде. Более детальные описания приложены к работам М. Ф. Дзвелая [124].

Боржомский район. Состав свиты вполне оправдывает название «туфовой», так как в ее состав входят исключительно туфовые породы. Материал главным образом псаммитового и реже пелитового характера. Псефитовые разновидности отсутствуют полностью. Слоистость более или менее ясная. Цвет пород, большей частью светлосерый, беловатый, иногда розоватый.

В структурном отношении в составе толщи различаем агломератные, кристаллические и кристаллически-агломератные туфы: последняя разновидность наиболее распространена. Размер обломков редко превышает 1 *мм*, обыкновенно между 1—0,5 *мм*. Мелкозернистые туфы размером зерен 0,5—0,1 *мм* пользуются меньшим распространением; пелитовые же туфы встречаются довольно редко.

В основном туфы, слагающие толщу, представлены авгито-лабрадоровыми разновидностями. Беспироксеновые туфы редкое явление (шлиф

№ 117), но повидимому в этом случае имеем дело не с беспироксеновыми породами, а с такими, в которых пироксен полностью хлоритизирован. Остальные компоненты в туфах встречаются редко и определенно приурочены к нижним горизонтам толщи.

Плагиоклаз во всех образцах в основном представлен лабрадором, в некоторых шлифах достаточно свежим (шл. №№ 117, 120², 120³, 134, 136), но чаще он испещрен тончайшими жилками цеолита (шл. №№ 124, 125, 126, 130, 176) или полностью замещен пластинчатыми или радиально-лучистыми агрегатами цеолита так, что ни одного свежего зерна лабрадора найти не удается (шл. №№ 121, 122, 123, 118, 129, 137, 139, 180, 181, 183, 184, 185, 240, 241). Кроме пластинчатого цеолита в некоторых шлифах видно замещение плагиоклаза анальцимом (шл. №№ 140, 141, 142).

Кроме лабрадора в составе туфов встречаются также альбит и олигоклаз-альбит, но они определенно связаны с нижними горизонтами свиты (шл. №№ 117, 119, 121, 125, 134, 135). Кислый плагиоклаз всегда заметно пелитизирован и в проходящем свете окрашен в буроватый цвет, чем легко отличается от лабрадора. В отличие от лабрадора он не испытывает цеолитизации. Альбит встречается как в виде отдельных кристаллов, так и в виде фенокристаллов в обломках альбитофиров и в составе породы всегда играет подчиненную роль.

Кроме лабрадора к первичному пирокластическому материалу принадлежит также пироксен, представленный бесцветным или слегка зеленоватым авгитом. Встречается как в виде отдельных зерен, так и фенокристаллов в обломках порфиритов. Большей частью совершенно свеж. Лишь в двух шлифах (125, 139) встречаются хлоритовые псевдоморфозы, несомненно по пироксену. Угол погасания колеблется от 37 до 42°. В некоторых шлифах замечена уралитизация пироксена, а иногда наблюдаются полностью уралитизированные зерна.

Роговая обманка встречается лишь в образцах из нижних горизонтов толщи. Выше ее количество постепенно убывает и потом она совершенно исчезает. Определенно замечено, что в образцах, в которых много роговой обманки, мало пироксена, и наоборот. В некоторых ясно видна уралитизация пироксена (шл. №№ 122, 123, 126, 129), а те зерна роговой обманки, в которых не встречены остатки пироксена, также характеризуются уралитовым обликом. Эти факты дают основание допустить образование значительной части роговой обманки путем уралитизации пироксена. Наличие несомненно первичной обыкновенной роговой обманки также не вызывает сомнения (шл. 129), углы погасания последних 12—17°. Среди них попадаются опацитизированные зерна (шл. № 117).

Кварц встречен лишь в нескольких образцах из нижних горизонтов толщи; выше его количество постепенно уменьшается и потом он совсем отсутствует. Кварцевые зерна совершенно свежи, прозрачны, всегда резко угловаты, с нормальным погасанием. Кварц характерный для гранитных пород совершенно не встречен. Наоборот, в некоторых шлифах виден несомненно эффузивный характер кварца, что доказывается ясно выраженным бипирамидальным габитусом, включениями основной массы в нем и наличием обломков эффузивных пород с фенокристаллами такого же кварца (шлифы №№ 117, 125, 134, 135, 136).

Обломки пород представлены авгито-лабрадоровыми порфиритами, представляющими собой первичный пирокластический материал. Они угловаты или слегка окатаны (лапилли); большей частью имеют светлосерую или зеленоватую основную массу. Обломки с черной или темнобурой основной массой встречаются весьма редко и то в верхних горизонтах толщи.

Альбитофировые обломки встречаются в тех же образцах, в которых был встречен кварц. Они всегда более или менее окатаны, характеризуются красно-буроватой окраской и разнообразной микроструктурой основной массы (микрогранитовая, микропегматитовая, фельзитовая, сферолитовая). Особенно много альбитофировых обломков в шлифах №№ 134 и 135, в которых они преобладают над другими компонентами.

В некоторых туфах нередко встречаются окатанные обломки пелитовых известняков и мергелей иногда с глобигериновой и др. микрофауной (шл. №№ 124, 134, 135, 137, 138). Они также приурочены к нижним горизонтам толщи.

Из вторичных минералов очень часто наблюдается хлорит в виде неправильной формы волокнистых агрегатов (хлорито-серпентин). Хлорит принимает существенное участие в цементе. В одном случае вростки хлорита из цемента внедряются в плагиоклаз.

Маяковский район. Вулканогенный флиш имеет широкое развитие на северном склоне Ахалцихо-Имеретинского хребта. Эта толща изучена М. Ф. Дзвелая [124] в ущелье р. Ханис-Цхали в Маяковском районе, где она раньше Б. Ф. Меффертом была отнесена к флишу палеоцена [243]. М. Ф. Дзвелая также считает возраст толщи палеоценовым и делит ее по литологическим признакам на три свиты: 1) самая древняя свита туфогенных песчаников, 2) свита Алис-мерети—чередование слоев мергелей и песчаников и 3) свита Кинкилети, мало отличающаяся от предыдущей, но характеризующаяся прослоями розовых плотных мергелей. П. Д. Гамкрелидзе [90] считает, что означенная толща не представляет собой стратиграфического эквивалента палеоценового литокластического флиша Боржомского района (Боржомская свита), а является аналогом

так называемого туфогенного или пирокластического флиша, залегающего между палеоценовым литокластическим флишем и андезитово-туфобрекчиевой толщей среднего эоцена, то-есть той свиты, которая описывается нами в этой главе.

Материал, собранный из этой толщи М. Ф. Дзвелая, изучен нами зимой 1938—1939 г.

Детальные описания нескольких десятков шлифов приложены к работе М. Ф. Дзвелая [124], и поэтому здесь можно ограничиться краткой петрографической характеристикой толщи на основании этих описаний.

Как показало изучение собранного М. Ф. Дзвелая материала, литологически толща характеризуется отсутствием грубых пирокластолитов и в основном состоит из псаммитовых, реже пелитовых туфов, лишь изредка попадаются прослои слабо мергелистых глинистых сланцев и аргиллитов, а прослои известняков отсутствуют вовсе. Таким образом, литологические признаки говорят в пользу правильности мнения П. Д. Гамкрелидзе о параллелизации данной толщи с верхней туфогенной частью Боржомского флиша.

Микроскопическое изучение материала показало полное однообразие всей толщи в целом, начиная от нижних горизонтов до самых верхних слоев. Таким образом, предлагаемое М. Ф. Дзвелая весьма неубедительное деление толщи на три свиты, не подтверждается петрографически.

Основные типы пород, слагающие толщу, представлены агломератными, кристаллическими и агломератно-кристаллическими туфами андезитового состава. Пелитовые туфы того же состава встречаются в подчиненном количестве.

Минералогически все изученные образцы состоят из обломков плагиоклаза и авгита. Лишь в одном образце отсутствует авгит (шл. № 10) и в двух—обломки плагиоклазов (шл. № № 1 и 72). Зеленая роговая обманка встречена всего только в пяти шлифах (№ № 6, 13, 25, 38 и 76) и лишь в одном шлифе (№ 25) она преобладает над авгитом, в остальных же случаях играет резко подчиненную роль.

Плагиоклаз, где только можно измерить, относится к андезину-лабрадору № 45—55, но в большинстве случаев интенсивно замещается радиально-лучистым цеолитом или анальцимом.

Авгит большей частью свеж, слегка зеленоват. Лишь в редких случаях встречаются хлоритовые псевдоморфозы по пироксену. CNg авгита в разных шлифах колеблется от 37 до 42°.

Очень часто пирокластический материал представлен также обломками вулканического стекла, чаще хлоритизированного, но иногда свежего.

Характерной особенностью этих туфов является то, что их цемент, за исключением нескольких случаев (шл. № № 10, 12, 13, 34), представлен

анальцимом, пластинчатым цеолитом ломонтитового облика или обоими вместе, причем резко преобладают анальцимовые туфы. Количество анальцима в туфах в среднем 10—15% и в редких случаях достигает 50% площади шлифа (например, шл. № 14).

Ниже приводим анализ этого туфа, в котором плагиоклаз и авгит присутствуют в одинаковом количестве, а анальцимовый цемент по количеству не уступает обломкам. В этом анализе обращает внимание значительное содержание K_2O, которое вероятно входит в виде изоморфной примеси в анальцим.

Образец № 14, анальцимовый туф авгито-андезинового порфирита.

Таблица 17

Окислы	Весовые проценты
SiO_2	56.73
TiO_2	0,21
Al_2O_3	20,08
Fe_2O_3	0,85
FeO	3,11
MnO	0,02
MgO	1,07
CaO	1,99
Na_2O	6,05
K_2O	3,60
Потер. п/прок.	6,19
H_2O—110°	1,78

Аналитик А. А. Янушкевич.

Для этой толщи характерно также весьма редкое присутствие мергелистых прослоев и почти полное отсутствие первичного кальцита в цементе туфов. Следует также отметить отсутствие терригенного материала.

Приведенные данные показывают, что вулканогенный флиш Маяковского района не только не отличается от аналогичной толщи Боржомского района, а, наоборот, имеет совершенно тождественный с ним состав. Ничтожная разница заключается лишь в более редком присутствии мергелистых прослоев и полном отсутствии терригенного материала в толще Маяковского района.

Но эта разница станет ясной, когда мы коснемся одной внешне существенной разницы между этими толщами. Дело в том, что ни в Боржомском районе, ни в других местах Триалетского хребта толща туфогенного флиша не содержит покровов порфиритов. Б. Ф. Мефферт по этому признаку отделяет в Боржомском районе эту толщу от вышележащей андезито-туфовой толщи среднего эоцена и границу на карте между ними проводит по первому покрову порфирита.

В Маяковском районе в этой толще встречено около пяти покровов авгитовых порфиритов. Не говорит ли этот факт за то, что и эта толща также относится к среднему эоцену, как думает П. Д. Гамкрелидзе?. По нашему мнению, верхний вулканогенный флиш, относимый некоторыми авторами к палеоцен—нижнему эоцену, и андезито-туфовая толща среднего эоцена, по петрографическому составу и генетически представляют одну единую вулканогенную толщу, в которой покровы могут встречаться на разных горизонтах и на определенных участках могут совершенно отсутствовать. Поэтому, мнение П. Д. Гамкрелидзе о средне-эоценовом возрасте этой толщи, так называемого туфогенного флиша, кажется нам не лишенным основания, хотя образование лавовых покровов в разных частях Аджаро-Триалетского хребта могло происходить в разное время от палеоцена до олигоцена.

В этой толще отмечено всего пять покровов (шл. №№ 43, 51, 52, 56, 71). Макроскопически они представлены темносерыми, иногда мандельштейновыми породами. Под микроскопом все характеризуется офито-порфировой структурой, причем основная масса иногда является интерсертальной и состоит из лейст плагиоклаза и палочек и зерен пироксена, базис же представлен хлоритизированным стеклом, иногда частично анальцимом или другими цеолитами. Фенокристаллы—плагиоклаз и пироксен. Плагиоклаз частично или полностью альбитизирован, пелитизирован, часто полностью замещен цеолитом. В тех случаях, когда плагиоклаз свеж, относится к ряду андезина-лабрадора до № 50—55.

Пироксен представлен слегка зеленоватым авгитом с CNg 38—40°; в большинстве случаев свеж, но в некоторых шлифах замещен хлоритом и кальцитом (шл. № 51).

Анальцим и цеолиты выполняют все промежутки между другими компонентами породы, а также образуют миндалины.

Рудный минерал в виде небольших идиоморфных зерен встречается в шлифах в большем или меньшем количестве.

Как увидим дальше при описании порфиритов из покровов среднего эоцена, между последними и покровами, описанными выше, существует полное сходство.

Приведенная нами характеристика туфовой толщи нижнего эоцена полностью совпадает с данными С. В. Левченко описаниями аналогичной толщи из других мест Триалетского хребта [233], поэтому приводить их здесь нет необходимости.

Ввиду того, что описанная пирокластическая толща, условно относимая к верхам нижнего и низам среднего эоцена, и непосредственно над ней лежащая мощная толща эоцена, сложенная из туфобрекчий и пор-

фиритовых покровов, по петрографическому составу и генетически вполне однообразны, удобнее будет перейти к петрографической характеристике средневоценовой вулканогенной толщи, а выводы сделать затем для обоих вместе.

в) СРЕДНЕ-ЭОЦЕНОВАЯ ВУЛКАНОГЕННАЯ ТОЛЩА

1. Введение

Изучением петрографии эффузивов среднего эоцена в течение ряда лет занимался Г. П. Беликов, давший весьма детальные характеристики этих пород для Аджарии [19] и для северных склонов Триалетского хребта [20]. Одна работа из этой области, посвященная геолого-петрографическому строению, принадлежит С. С. Кузнецову и Г. П. Беликову [21]. С. С. Кузнецов, совместно с возглавляемой им экспедицией, в результате многолетних полевых исследований дал полную и всестороннюю характеристику Аджаро-Триалетского хребта, в сложении которого средне-эоценовая вулканогенная толща играет весьма существенную роль.

Переходя непосредственно к петрографической характеристике пород, сперва приведем краткие описания для Аджарии и Триалетии по Г. П. Беликову, а потом перейдем к Боржомскому району, петрография которого дана нами по собственным сборам.

В Аджарии из эоценовой вулканогенной толщи Г. П. Беликов описывает шесть типов пород: 1) авгитовые и 2) роговообманковые порфириты, 3) кератофиры, 4) базальты, 5) долериты и 6) калибазальты. Первые три типа образуют покровы в среднем эоцене, что же касается последних трех типов, то, по нашему мнению, они не являются среднеэоценовыми породами и представляют собой более молодые образования, о чем будет сказано в соответствующем месте.

Авгитовые порфириты. Микроскопически разбиваются на 1) авгито-лабрадоровые с некрупными вкрапленниками авгита и плагиоклаза и со стекловатым базисом и 2) лабрадоро-авгитовые с крупными вкрапленниками, главным образом, лабрадора и мелкокристаллическим базисом; они более палеотипны, чем первые и, повидимому, несколько старших, так как выходы их приурочены к наиболее низким горизонтам флиша (вулканогенной толщи, Г. Д.).

1) Авгито-лабрадоровые порфириты, чаще темнозеленые, мандельштейновые. Характерна витрофировая основная масса с зернышками рудного минерала и лейстами плагиоклаза. Фенокристаллы—некрупные плагиоклазы и авгиты. Плагиоклаз-лабрадор № 62—местами свеж, местами цеолитизирован и альбитизирован. Авгит с $CNg = 46°$, $2v = +60°$, иногда замещен хлоритом. Миндалины цеолитовые с хлоритовой каемкой. Породы этой группы часто интенсивно кальцитизированы и пренитизированы.

2) Лабрадоро-авгитовые порфириты представляют свежие, зеленовато-серые породы с крупными вкрапленниками плагиоклаза. Под микроскопом—фенокристаллы зонального плагиоклаза № 64 сравнительно свежи. Авгитовые фенокристаллы замещены кальцитом и хлоритом. Плагиоклазово-авгитовая основная масса также выветрела. Микролиты соответствуют лабрадору. Редко встречаются зерна апатита. В плагиоклазовых фенокристаллах часты пойкилитовые вростки стекла. В образце такого порфирита из ущелья р. Чвана-Цхали установлено наличие светло-желтых ортоклазовых каемок вокруг плагиоклаза. Плагиоклаз чаще альтибизирован, иногда замещается цеолитом-томсонитом. Анализ одного образца дает значительное содержание K_2O (табл. 21, анал. № 4). Наблюдаются миндалины цеолита, хлорита, кальцита, реже пренита, в единичных случаях халцедона.

Роговообманковые порфириты—встречаются гораздо реже других, всего отмечены лишь в 4-х местах. Как указывает Г. П. Беликов, их геологическое положение остается не вполне ясным, вероятнее всего они образуют покровы в низах толщи.

Макроскопически—темно- или светлозеленые породы с небольшим количеством фенокристаллов роговой обманки. Микроскопически—базис редко полнокристалличен, обыкновенно стекловат, содержит иногда альбитизированные плагиоклазовые микролиты андезина-лабрадора и часто хлоритизированные зерна авгита. Фенокристаллы—зональный плагиоклаз от № 64 в ядре до № 40 в наружной части, роговая обманка обыкновенная. $CNg = 19°$, $2v = -82°$, плеохроирует от светлозеленого до буровеленого; часто опацитовая каемка. Редко хлоритизирован. Породы часто кальцитизированы, реже серицитизированы, хлорицитизированы, цеолитизированы. Встречены разности с типично уралитовой роговой обманкой и небольшим количеством биотита в основной массе. По химическому составу породы относятся к базальтам.

Кератофиры выступают у устья реки Аджарис-Цхали, в виде покрова со столбчатой отдельностью. Порода плотная, синевато-зеленого цвета. Микроскопически—витрофировая основная масса, состоящая из альбита (№ 1—4), ортоклаза, хлорита, апатита и вторичного кальцита; заметна наклонность к сферолитовой структуре. В небольшом количестве кварц, магнетит и авгит. Кварц, возможно, вторичен, но некоторые остроугольные зерна могут быть и ксенолитами. Фенокристаллы—плагиоклаз № 38. Отмечается частичная альбитизация и цеолитизация породы. Цеолит представлен сколецитом ($Ng' = 1.515 \pm 0.003$. $Np' = 1.510 \pm 0.003$).

Изверженные породы бассейнов р. Таны и Тедзами изучались Г. П. Беликовым [20]. Из описанных им из этого района эффузивных пород к

среднему эоцену относятся лишь авгитовые порфириты, образующие внутриформационные покровы в среднеэоценовой пирокластической толще. Порода № 410 микроскопически характеризуется стекловатой основной массой. Фенокристаллы—плагиоклаз № 62 и авгит с $CNg = 40°$, $2v = +58°$. Трещины в плагиоклазах выполняются хлоритом или цеолитами. Авгит свеж. Основная масса состоит из бесцветного (? Г. Д.) стекла с $n = 1.547$. В ней размещены лейсты плагиоклаза и зерна магнетита.

Порода другого покрова окрестностей с. Квемо-Боловани носит чуть более основной характер. Она микроскопически характеризуется зеленовато-бурой хлоритизированной основной массой с микролитами пироксена, плагиоклаза и оливина. Фенокристаллы представлены достаточно свежим лабрадором № 70 и авгитом с $CNg = 45°$; $2v = +60°$. Есть хлоритовые псевдоморфозы, которые Г. П. Беликов считает несомненно оливиновыми.

Вторичный кварц выполняет пустоты. В небольшом количестве встречаются апатит, магнетит и цеолиты.

Из других пород, описанных в этой работе, липариты с. Ркони, по Н. Д. Гамкрелидзе, меловые; роговообманковые порфириты, по автору, являются апофизами скрытого интрузивного массива, андезиты жильные, повидимому относятся к верхнему эоцену, андезито-базальты, по автору постплиоценовые, а диабазы относит он к постплиоценовой вулканической фазе.

Но о роговообманковых порфиритах автор в заключении говорит, что они, будучи синхронными с вмещающей средне-эоценовой толщей, как бы встречаются в более высоких горизонтах в отличие от авгито-лабрадоровых, которые занимают низы ее. Отмечается, что сама масса туфобрекчий, перекрывающих туфогены, изобилует кристаллами роговой обманки, обломки-же порфиритов в этих брекчиях, главным образом, авгитовые.

Странно, что придавая такое большое значение роговообманковым порфиритам в среднеэоценовой толще, Г. П. Беликов не описывает ни одного образца эффузивного роговообманкового порфирита, а все приведенные им описания относятся к жильным роговообманковым порфиритам. Это обстоятельство ставит под сомнение отмеченную автором роль роговообманковых порфиритов в сложении средне-эоценовой вулканогенной толщи.

Описанная в этой работе «стекловатая» порода характеризуется наличием альбитовых микролитов: она образует покров против сел. Ркони. Положение и роль этой породы автору не вполне ясны, судя по тому, что он о них, в заключительной части, касающейся возрастных взаимоотношений описанных им пород, совершенно ничего не говорит. По нашему мнению, это альбитовая порода (спилит) из меловых эффузивов, подобные ко-

торой нами в большом количестве описаны из разреза по р. Чкопианис-Геле (приток р. Тедзами). Аналогичные породы в эоцене не встречаются.

Из районов южных склонов Триалетского хребта Г. П. Беликов и С. С. Кузнецов дают геологическую характеристику бассейнов рек Алгетки, Кавтуры и Хекордзулы [21]. В работе описаны спилиты, лабрадоровые, авгитовые, авгито-роговообманковые, роговообманковые порфириты и габбро-диабазы.

По замечанию авторов «эти породы похожи на породы неоднократно описывавшиеся в работах наших экспедиций по геологии Аджаристана и Триалетии», и поэтому они в названной работе дают лишь весьма краткую характеристику перечисленных типов. Мы вкратце коснемся некоторых из них.

Весьма краткая характеристика спилита оставляет сомнение в правильности этого определения. Скорее всего и здесь имеем альбитизированный порфирит, так как спилиты в палеогеновых толщах нигде не встречается.

Полевошпатовые порфириты содержат фенокристаллы лабрадора № 64, а микролитовая основная масса состоит из плагиоклаза № 65 (? Г. Д.) и авгита. Такие породы, содержащие в основной массе авгит, нецелесообразно называть полевошпатовыми: это тоже авгито-лабрадоровые порфириты, но участками, авгитовых фенокристаллов так мало, что они могут не попасть в шлиф и, таким образом, два шлифа изготовленные из одного куска породы дадут авгито-лабрадоровый порфирит, в случае наличия авгитового фенокристалла, и плагиоклазовый—в случае отсутствия таковых. Плагиоклазовыми следует называть такие порфириты, в которых темный силикат определенно отсутствует как в основной массе, так и в фенокристаллах. Они по химическому составу уклоняются в сторону андезито-дацитов. Такие же породы—в эоцене отсутствуют.

В авгитовых порфиритах отмечается наличие вкрапленников битовнита № 73 и авгита. Кроме того встречены хлорито-иддингситовые псевдоморфозы по оливину.

Авгито-роговообманковые порфириты описаны лишь из жилы. По свежести они, возможно, относятся к более молодым образованиям.

Роговообманковые порфириты, по авторам, распространены гораздо реже авгитовых и полевошпатовых. Один образец этой породы взят из останца туфобрекчий среди молодых базальтов Цалкинского плато. Естественно, в таких условиях трудно говорить о возрасте этих туфобрекчий (мел, средний или верхний эоцен). Под микроскопом основная масса стекловатая с плохо различимыми микролитами, повидимому, основного плагиоклаза, роговой обманки (! ? Г. Д.) и пироксена. Фенокристаллы—плагиоклаз № 60, иногда зональный со втеками стекла; роговая обманка зеленая, обыкновенная с $C\wedge g = 15°$; $2v = -85°$; единичные зерна авгита.

Описанные в этой работе дациты района сел. Омливи, Парцхниси, Тбиси, по В. Я. Эдилашвили, относятся к палеоцену или нижнему эоцену [387].

Заканчивая на этом характеристику среднеэоценовых эффузивов Аджаро-Триалетии, по данным прежних исследователей, перейдем к описанию собственных сборов по Боржомскому району. Этот материал позволит пролить свет на некоторые вопросы петрографического состава эоценовых вулканогенных толщ и взаимсотношений между разными типами пород.

2. Петрография среднеэоценовой вулканогенной толщи Боржомского района

Над горизонтом верхнего, так называемого туфового флиша в Боржомском районе, также как и во всем Аджаро-Триалетском хребте, залегает мощная толща грубообломочных туфов, туфобрекчий и реже псаммитовых туфов, среди которых встречаются покровы андезитов; пелитовые туфы в этой толще играют весьма подчиненную роль. По Б. Ф. Мефферту [249], покровы андезитов всегда приурочены к низам вулканогенной толщи, образуя в ней определенный стратиграфический горизонт. Покровы испытывают складчатость вместе с вмещающими туфами. Количество их, естественно, не одинаково в разных районах. В Боржомском районе, по Мефферту, имеется лишь 2—3 покрова, так как маломощные покровы он не принимает во внимание. Б. Ф. Мефферт отмечает одинаковый петрографический состав покровов и вмещающих туфов и цеолитизацию всей вулканогенной толщи.

П. Д. Гамкрелидзе и В. Я. Эдилашвили [89] отмечают, что мощные внутриформационные покровы эссексит-диабазов встречаются преимущественно в низах вулканогенной толщи, но в восточной части листа К-38-XX они наблюдаются и в верхних горизонтах. Общая мощность вулканогенной толщи достигает 1,5—2 *км*. Среднеэоценовый возраст толщи доказан фаунистически.

Боржомский район дает один из лучших разрезов палеогена и, в частности, среднеэоценовой вулканогенной толщи, однако петрографическое изучение эоцена Боржомского района до сих пор не было проведено никем, если не считать описаний отдельных жил. Наряду с этим эоцен Боржомского района дает ценный материал для познания петрологии вулканогенного среднего эоцена всей Аджаро-Триалетской складчатой системы. Ввиду всего этого мы сочли целесообразным привести выполненное нами детальное петрографическое описание среднеэоценовой вулканогенной толщи Боржомского района.

Описание приведем по двум разрезам: 1) по шоссе Боржоми—Ахалцихе до сел. Чобис-хеви и 2) по ж.-д. и по шоссе Боржоми — Ахалдаба.

Разрез Боржоми—Чобисхеви. На 7-м *км* у большого поворота над толщей туфогенного флиша налегает покров порфирита мощностью до 100 *м*. Непосредственно под порфиритом залегает пачка пелитовых туфов мощностью около 10 *м*, в которой попадаются прослои псаммитовых туфов мощностью около 0,5 *м*. Количество последних увеличивается в пачке с приближением к покрову. Эти туфы описаны в предыдущей главе (шл. № 140—144), здесь же лишь вкратце вспомним, что все они оказались агломератными (псаммитовые) или кристаллическими (пелитовые) туфами авгито-плагиоклазового порфирита, причем плагиоклаз полностью замещен анальцимом и другими цеолитами и, если плагиоклаз сохранился, то представлен лабрадором до № 50—55 (шл. № 143). Авгит в туфах свеж, слегка зеленоват, $CNg = 38—40^0$. Цемент туфов—анальцим и другие цеолиты; часто встречаются глобигерины.

Из покрова взяты образцы по мощности в разных местах. У лежачего бока порфирит почти сплавился с пелитовым туфом и отбивается вместе с туфом, а в висячем боку туф залегает нормально на порфирите и их вместе отбить не удается.

Шлиф № 145 представляет порфирит из лежачего бока вместе с туфом.

Под микроскопом порода покрова характеризуется темно-буровато-черноватой, иногда совершенно непрозрачной стекловатой основной массой. Местами, где стекло едва просвечивает, заметно, что оно сложено из округлых телец; повидимому, зачатки сферолитовой или вариолитовой структуры.

Фенокристаллы представлены плагиоклазом и авгитом. Плагиоклаз—в виде крупных идиоморфных, полисинтетически сдвойникованных зерен, всегда заметно пелитизированных и окрашенных в проходящем свете в буроватый цвет. Все зерна имеют преломление меньше канадского бальзама и представлены альбитом. Авгит бесцветный или слегка зеленоватый, всегда вполне свеж. $CNg = 36^0$; встречается в значительно меньшем количестве, чем альбит.

Встречается несколько миндалин, выполненных крупнокристаллическим кальцитом, по краям с каемкой из лучистых агрегатов зеленого хлорита. Кальцит иногда срастается с альбитом.

Туфовая часть шлифа представляет пелитовую породу, состоящую из альбита, авгита и буроватой основной массы, то-есть из тех же минералов, что и покров.

Контакт покрова с туфом неправильный, зигзагообразный. В пустоты

покрова, где сидят кальцитовые миндалины, внедряется туфовый материал.

Шлиф № 146 представляет образец покрова тоже у лежачего бока, но чуть выше контакта. Под микроскопом основная масса состоит из удлиненных лейст плагиоклаза и пироксена, характеризующихся одинаковым идиоморфизмом; много мелких палочек ильменита. Промежутки между лейстами выполнены тонкочешуйчатым зеленым хлоритом и реже пластинчатым цеолитом; последний иногда образует самостоятельные сравнительно крупные скопления.

Фенокристаллы: плагиоклаз и авгит. Плагиоклаз образует крупнопластинчатые зерна, которые чаще интенсивно серицитизированы и покрыты серой соссюритовой массой, но есть в зернах и свежие участки. Альбитизация заметна лишь пятнисто, главным образом же имеем участки плагиоклаза ряда андезина № 50. Часто в плагиоклазе включены неправильной формы хлоритовые скопления, в которых мелкие палочки рудного минерала (повидимому, ильменита) располагаются в виде простой сетки, напоминая сагенит. Возможно, что имеем дело с включениями основной массы, которые испытали хлоритизацию, а содержащийся в ней рудный минерал выделился в виде тонких палочек. В некоторых плагиоклазах встречаются включения авгита. Авгит в фенокристаллах встречается в небольшом количестве, $CNg = 35—36^0$; пироксен же в основной массе часто образует радиальные пучки и всегда ясно зеленоват, с $CNg = 50^0$; интерференционная окраска не выше оранжевого I порядка. Кальцит присутствует в незначительном количестве вместе с цеолитовыми скоплениями. Встречены две псевдоморфозы хлорита; форма одной очень напоминает оливин.

Шлиф № 147 из центральной части покрова. Макроскопически темная порода; под микроскопом характеризуется полнокристаллической офитовой основной массой, состоящей из пироксена и плагиоклаза. Плагиоклаз свеж и представлен андезином № 50; авгит свеж, едва зеленоват, образует ксеноморфные зерна между плагиоклазами. Много мелкоагрегатных скоплений коричневато-зеленого цвета. Фенокристаллы—плагиоклаз и пироксен. Плагиоклаз—в виде крупных пластинчатых зерен; участками замещается серовато-желтоватым пелитовым веществом и пересечен тончайшими жилками бесцветного цеолита. Некоторые зерна плагиоклаза совершенно свежи и относятся к лабрадору № 55 (угол симметричного погасания $= 30^0$). Пироксен—авгит, в виде удлиненных бесцветных зерен с $CNg = 38—40^0$. Ильменита много в виде характерных зерен.

Шлиф № 148 также из центральной части покрова; порода аналогична № 147, только более крупнозерниста. Плагиоклаз в ней полностью пелитизирован и непрозрачен. Цеолита мало.

В висячем боку покрова порода опять делается стекловатой.

Шлиф № 149 недалеко от висячего бока показывает черную стекловатую основную массу с незначительным количеством игольчатых микролитов. Плагиоклаз фенокристаллов замещен непрозрачной пелитовой массой. Авгит свеж.

Шлиф № 150 приготовлен из образца, взятого непосредственно у висячего бока покрова. Порода под микроскопом вполне аналогична шлифу № 145 из лежачего бока. Плагиоклаз представлен пелитизированным альбитом.

Из приведенных описаний видно, что в центральной части порода покрова представлена авгитовым диабаз-порфиритом с плагиоклазом из ряда андезина-лабрадора № 50—55. В краевых же частях как у лежачего, так и у висячего бока порода имеет стекловатую основную массу и плагиоклаз представлен исключительно альбитом. В обоих случаях минералогический состав породы отвечает андезиту или андезито-базальту.

У висячего бока покрова наблюдается интенсивное обогащение породы цеолитами.

Отдельность в порфирите слоистая, совпадающая со слоистостью, имеющей падение—Ю$\sphericalangle$85—90°. Другая система мелких коротких трещин вызывает расчленение покрова на неправильные глыбы. Хорошо выражена также система трещин с падением на СВ 80°$\sphericalangle$60°.

Сверху покров по неровной поверхности перекрывается пелитозым туфом (шл. № 151), который содержит обломки свежего плагиоклаза ряда андезина № 50 и обломки свежего бесцветного авгита. Есть остатки известковой микрофауны. Размеры минеральных обломков 0,05—0,01 *мм*. Мощность пачки пелитовых туфов 5 *м*.

Над ними слой туфобрекчии мощностью 10 *м*. Обломки в брекчии представлены авгито-лабрадоровыми и авгито-альбитовыми порфиритами. Авгито-лабрадоровые (шл. № 154^1, 154^3, 154^6) имеют черную непрозрачную стекловатую основную массу с редкими игольчатыми микролитами ряда андезина № 35—40. Фенокристаллы—совершенно свежий, иногда слабо зональный плагиоклаз; по симметричному погасанию=30° относится к лабрадору № 55; краевая зона зональных зерен отвечает № 35; часто в плагиоклазе включения основной массы. Авгита мало, всегда свеж, слегка зеленоват и всегда имеет неправильные очертания; $CNg=35^0$. В шлифах №№ 154^1 и 154^6 встречены миндалины округлой формы, выполненные или одним желтовато-зеленым, почти изотропным хлоритом, или же главную центральную часть миндалины образуют мезолит и натролит, а хлорит дает лишь узкую каемку вокруг них; есть одна кальцитовая миндалина. Шлифы секутся многочисленными мельчайшими прожилками цеолита, которые иногда секут фенокристаллы плагиоклаза. В шлифе № 154^6 миндалины цеолитовые и одна миндалина кальцитовая.

Авгито-альбитовые порфириты (шлиф №№ 154[2], 154[4], 154[5]) характеризуются грязно-зеленовато-серой основной массой, то интерсертальной, то пилотакситовой; в шл. 154[2] основная масса состоит из микролитов пироксена, расположенных радиально-лучистыми пучками в виде полукруга или неправильно изогнутых линий. Рудный минерал, присутствующий в шлифе в большом количестве, образует такие же агрегаты, иногда прирастая к авгитовым пучкам. Между этими сферолито-вариолитовыми пучками помещается серая изотропная масса. Участия плагиоклазов в этих пучках не удалось установить. Фенокристаллы представлены слабо пелитизированными и серицитизированными альбитами или олигоклаз-альбитами и почти бесцветными авгитами. CNg авгита=47—50°; его гораздо меньше, чем плагиоклаза и наблюдается в виде более мелких зерен. Попадаются зерна плагиоклаза, интенсивно замещенные хлоритом. Редко встречаются неправильные миндалины, выполненные почти изотропным, в проходящем свете красноватым цеолитом. Порода также пересечена многочисленными мелкими жилками цеолита.

Цемент этой брекчии (шлиф № 155) также представлен авгито-лабрадоровым порфиритом с миндалинами цеолита. В общем порода цемента вполне аналогична обломкам № 154[1] и 155[6].

Таким образом, имеем не туфовую, а лавовую брекчию, обломки которой вполне аналогичны породе из описанного выше покрова, причем авгито-альбитовые порфириты соответствуют краевым (висячему и лежачему бокам) частям покрова, а авгито-лабрадоровые—центральной части.

На 200 *м* от I покрова обнажается II вышележащий покров мощностью около 50 *м*. Падение вмещающих пород у лежачего бока Ю. под ∢80° — 85°. Вмещающие туфы не изменены. Отбить образец порфирита вместе с туфом невозможно. Хорошо выражена в покрове одна система трещин отдельности с падением—В 90°∢50°. Участками порфирит содержит мелкие цеолитовые миндалины.

Образец, взятый из лежачего бока покрова (шл. № 159), показывает под микроскопом полнокристаллически-порфировую структуру, основная масса светло-серовато-красновато-зеленая и состоит из короткопризматических и таблитчатых зерен плагиоклаза и зерен авгита. Последний также образует короткопризматические и изометричные зерна с таким же идиоморфизмом, как плагиоклаз; иногда авгит чуть менее идиоморфен. В общем структура основной массы скорее микрогаббровая, чем офитовая. Плагиоклаз основной массы представлен светло-буровато-серыми пелитизированными альбитами. В промежутках между указанными минералами кое-где встречаются изотропный анальцим или другие цеолиты; чаще же промебутки выполняются светлозеленым, почти изотропным хлоритом.

который иногда оставляет впечатление псевдоморфоз по пироксену. Встречено лишь одно зерно, замещенное в центре кальцитом, а по краям хлоритом: форма этой псевдоморфозы оливиновая. В основной же массе много игольчатых зерен ильменита. Попадаются небольшие пустоты, выполненные анальцимом с узкой каемкой из хлорита; без сомнения, имеем дело с микроминдалинами.

Фенокристаллы представлены плагиоклазом, авгитом, ильменитом. Плагиоклаз, в отличие от основной массы, представлен не альбитом, а лабрадором № 60—63, но все фенокристаллы окружены альбитовой каемкой (вероятно под влиянием основной массы), хорошо видной благодаря пелитизации и в проходящем свете. Лабрадор так испещрен тончайшими жилками бесцветного, низкопреломляющего цеолита, что свежие участки остались лишь в виде небольших клочков. Вдоль трещин спайности в лабрадо-

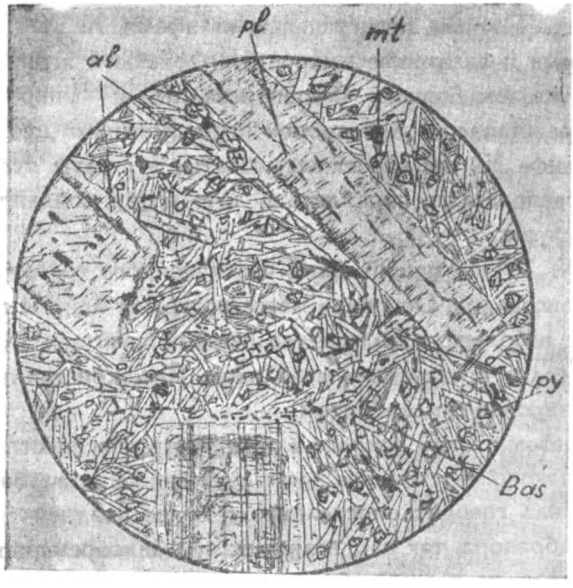


Рис. 12. Шлиф 159. Авгито-лабрадоровый порфирит. pl—лабрадор; al—альбит; py—пироксен; mt—магнетит; Bas—основная масса.

ре часто встречаются скопления или одного рудного минерала или с хлоритом вместе. Авгита меньше, чем плагиоклаза, большей частью в виде удлиненно-призматических зерен, часты также изометричные зерна. В проходящем свете авгит имеет бледно-зеленоватую окраску. Часто авгит параллельно срастается с альбитом, но не с лабрадором. $CNg = 50^0$. В совместных скоплениях плагиоклаза и авгита последний часто явно менее идиоморфен и создает офитовую структуру (рис. 12).

Рудный минерал—ильменит в виде слабо выраженных скелетообразных или тонких длинопризматических зерен.

Шлиф № 159а из центральной части покрова представляет собой порфировое микрогаббро, аналогичное № 159. Основная масса состоит из лейст свежего андезина и буроватого цеолитового базиса. Лейсты андезина окружены альбитовой каемкой. Цеолит представлен как пелитизированной изотропной, так и прозрачной анизотропной разновидностями. В основной массе, кроме призмочек авгита, встречаются небольшие листочки заметно хлоритизированного биотита с изорванными краями и зерна буроватой роговой обманки.

Фенокристаллы здесь также представлены интенсивно пелитизированными лабрадорами № 60—65. Авгит ясно зеленоват, с $CNg = 50—52°$, совершенно свеж. Шлиф сечется двумя анальцимо-цеолитовыми жилками.

Некоторые участки покрова содержат значительное количество цеолитовых миндалин. Таковые представлены шлифами № № 160—162, в которых альбитовые и авгитовые микролиты, лейсты и зерна погружены в буроватом цеолитовом базисе. Фенокристаллы и микрофенокристаллы плагиоклаза представлены лабрадором, испещренным цеолитовыми прожилками. В шлифе № 160 коротко-столбчатые агрегаты рудного минерала (ильменита), располагаясь параллельно друг другу, создают картину решетчатой структуры.

Образец № 161 из центральной части покрова состоит из основной массы и фенокристаллов. Основная масса содержит лейсты пелитизированного альбита и небольшого количества свежего авгита и хлорито-цеолитового базиса. Цеолит представлен мезолитом. Фенокристаллы также образованы пелитизированным альбитом.

Таким образом в этом покрове видим почти повсеместное, но неполное и не везде одинаково интенсивное проявление явления альбитизации. Фактический материал говорит определенно о более позднем происхождении альбита, чем лабрадора, так как, если в шлифе одновременно присутствуют альбит и лабрадор, то первый образует основную массу, а второй—фенокристаллы и вокруг фенокристаллов лабрадора образуется каемка из альбита. Определенно устанавливается пространственная связь альбитовых участков с более богатыми цеолитом участками покрова.

Выше в разрезе встречается мощный слой плотного туфа с включениями обломков зеленоватого порфирита. Под микроскопом (шл. № 163) порода оказалась агломератным туфом авгито-лабрадорового порфирита. Порода состоит из угловатых обломков ясно флюидальной и пористой зеленоватой стекловатой лавы; размеры обломков 0,5—1,5 *мм*. Поры выполнены разными цеолитами. Лабрадор совершенно свеж, микротинового характера. Авгит свеж, едва зеленоват. $CNg = 50°$. Встречено несколько об-

ломков зеленой обыкновенной роговой обманки, некоторые из которых заметно опацитизированы. Обломки пород, содержащие роговую обманку, имеют черную основную массу.

Выше идет пачка мощностью 5 *м* черных плотных сланцевых пород, макроскопически оставляющих впечатление окремнелых. Под микроскопом порода оказалась пепловым туфом, состоящим из мельчайших обломков вулканического стекла и нередких обломков свежего лабрадора. Часты также чешуйки хлорита. Много точечных зерен кальцита и остатки кальцитовых микроорганизмов.

С этой пачкой чередуются слои псаммитовых туфов, оказавшихся агломератно-кристаллическими туфами авгито-лабрадорового порфирита. Цемент этого туфа цеолито-анальцимовый.

После 9-го *км* по шоссе выходит III покров мощностью 20 *м*, сложенный порфиритом с многочисленными миндалинами цеолитов. Под микроскопом порода (шл. № 116) имеет грязно-зеленую гиалопилитовую основную массу, состоящую из стекловатого базиса, микролитов плагиоклаза и авгита и многочисленных, неправильной формы хлоритовых микроминдалин. Фенокристаллы—лабрадор, почти полностью замещенный пластинчатым натролитом. Много миндалин, выполненных большей частью радиально-лучистым натролитом, редко совместно с кальцитом. Иногда миндалины окружены хлоритовой каемкой.

Выше все время продолжаются обогащенные цеолитами брекчиевидные породы, у которых и обломки и цемент оказались лавовыми, а не туфовыми. Цемент этих пород, то-есть главная масса выходов, представлен авгито-лабрадоровым мандельштейновым порфиритом (шл. № 170) с гиалопилитовой основной массой, состоящей из зеленовато-сероватого непрозрачного стекловатого базиса и незначительного количества плагиоклазовых микролитов. Много хлоритовых микроминдалин. Фенокристаллы—лабрадор и авгит. Лабрадора много, но он почти полностью замещен мелко-радиально-лучистым агрегатом бесцветного цеолита. Авгита лишь несколько зерен, $CNg = 50^0$. Миндалины всегда округлые, крупных размеров и представлены радиально-лучистым цеолитом и изотропным анальцимом, с которым по краям иногда срастается кальцит. Одна крупная миндалина выполнена бесцветным анальцимом, в который включены мелкие обломки эффузивных пород.

В этой толще туфов, туфобрекчий и лавовых брекчий на протяжении 2—3 *км* по шоссе встречено 6 даек плотных черных пород с мелкими цеолитовыми миндалинами (обр. № № 168, 172, 174, 175, 176, 177). Такая же дайка была встречена в толще, так называемого туфового флиша тотчас же за территорией Ликанского санатория.

Эти дайки будут описаны в конце настоящей главы после описания следующего разреза.

Разрез Боржоми—Ахалдаба вдоль железнодорожной линии. Над толщей туфогенного флиша, представленного уже отмеченными туфами авгитс-лабрадорового порфирита, залегает толща туфов и туфобрекчий с покровами порфиритов.

Покров выходит в 100 *м* от ж. д. платформы Картонети в сторону Ахалдаба. Мощность покрова 20 *м*. Порода серая с многочисленными белыми фенокристаллами полевого шпата. Падение вмещающих слоев ЮВ 150°∠45°. Под микроскопом (шл. № 187) порода оказалась лабрадоровым порфиритом с гиалопилитсвой основной массой, которая состоит из зеленовато-черного гиалопилитового базиса и небольшого количества мельчайших микролитов плагиоклаза. Фенокристаллы представлены исключительно плагиоклазом в виде крупных пластинчатых зерен и микрофенокристаллов. Угол симметричного погасания их=30—32°, что соответствует лабрадору № 55—57. Лабрадор, большей частью достаточно свеж, но часто содержит мельчайшие вкрапления серицита и кальцита и слегка посерел, микрофенокристаллы же чаще полностью замещены цеолитом. Шлиф сечется несколькими жилками тонкопластинчатого, почти изотропного цеолита, в который вкраплен мелкозернистый кальцит. Авгит не встречен ни в фенокристаллах, ни в основной массе, нет также псевдоморфоз по авгиту.

Над порфиритом залегает слой пелитового туфа, под микроскопом оказавшийся (шл. № 187) пепловым туфом, состоящим из обломков серого, реже зеленоватого цвета стекловатой лавы, имеющей преломление ниже канадского бальзама. В незначительном количестве встречаются мелкие обломки свежего андезин-лабрадора. Много плохой сохранности известковой микрофауны.

Под покровом залегает слой беловатого туфа, под микроскопом (шлиф № 188) оказавшийся агломератно-кристаллическим туфом авгито-роговообманково-плагиоклазового порфирита; состоит из обломков авгита, роговой обманки и обломков разных пород; последние—в резко подчиненном количестве. Плагиоклаз полностью замещен цеолитом. Авгит свеж, зеленоват с $CNg=38—40°$. Роговая обманка по количеству слегка уступает авгиту, характеризуется плеохроизмом от зеленого до светлозеленого цвета; $CNg = 18°$. Обломки пород всегда угловаты или слегка округлены, окрашены в буроватые цвета. Цемент туфа представлен тонкопластинчатым цеолитом, образующим местами крупные скопления.

Под этим белым туфом залегает слой зеленоватого туфа (шл. № 189), который по составу и структуре вполне аналогичен вышеописанному белому туфу № 188. В его шлифе в некоторых обломках встречены свежие плагиоклазы ряда андезина.

В этой же пачке под порфиритом встречаются плотные пелитовые черные и буроватые туфы, которые под микроскопом (шл. №№ 180, 191) оказались стекловато-кристаллическими туфами авгито-плагиоклазового порфирита, причем плагиоклаз, где только он сохранился от цеолитизации, представлен андезином. В шлифе № 191 встречено небольшое количество обломков роговой обманки. Часто встречается известковая микрофауна типа глобигерин.

Через несколько десятков метров расположен выход второго покрова мощностью 20 *м*. Порода покрова серая с белыми фенокристаллами плагиоклаза. Под микроскопом (шл. 192) порода характеризуется темно-зеленовато-серой гиалопилитовой основной массой с мельчайшими микролитами плагиоклаза и хлоритизированным базисом. Микролиты всегда характеризуются прямым погасанием и относятся к олигоклазу. Фенокристаллы — крупнопластинчатые зерна плагиоклаза 1—2 *мм* длиной. Интенсивно замещается цеолитом; свежие участки относятся к андезину № 37. Часты включения основной массы. Иногда происходит замещение хлоритом. Авгита гораздо меньше, чем плагиоклаза; свеж, зеленоват, $CNg=42^0$. Встречаются хлоритовые псевдоморфозы неопределенной формы. Шлиф сечется несколькими жилками цеолита.

Непосредственно над покровом залегает слой интенсивно цеолитизированного, плотного пелитового туфа; у контакта порфирит и туф более интенсивно цеолитизированы. Под микроскопом (шл. № 193) порода оказалась стекловато-кристаллическим туфом, состоящим из мельчайших обломков вулканического стекла и обломков свежего плагиоклаза ряда олигоклаза-андезина.

После небольшой пачки пелитовых туфов выходит третий покров мощностью 30 *м*. Порода покрова черного цвета и богата мелкими вкрапленниками пироксена; в общем она резко отличается от вышеописанных серых порфиритов, содержащих белые вкрапленники плагиоклаза при полном или почти полном отсутствии пироксена.

Порода из лежачего бока покрова (шл. № 194) под микроскопом оказалась альбитизированным диабаз-порфиритом. Структура долеритовая, неполнокристаллически-офитовая. Многочисленные фенокристаллы плагиоклаза и пироксена находятся друг с другом в типично офитовых отношениях, но замкнутые пространства между крупнопризматическими зернами плагиоклаза выполнены сильно пелитизированной и хлоритизированной гиалопилитовой основной массой, общее количество которой составляет около 20% шлифа. Плагиоклаз представлен альбитом с характерной для вторичных альбитов слабой равномерной пелитизацией, придающей плагиоклазу в проходящем свете буровато-серую окраску. Среди альбитизированных зерен встречаются сохранившиеся свежими участки лабрадора

лишь с отдельными пятнами альбита. Лабрадор слегка зонален, причем одно зерно дает угол симметричного погасания в краевой зоне 30°—лабрадор № 55, а в ядре 35°—лабрадор № 65.

Пироксен свеж, бесцветен или слегка зеленоват, всегда ксеноморфен, $CNg=36—38^0$. Рудный минерал представлен скелетными зернами ильменита. Много серпентина в виде волокнистых, петельчатых агрегатов, как при замещении оливина. Межпетельное пространство выполнено бесцветным цеолитом. Форма этих серпентиновых скоплений неопределенная и трудно сказать по каким минералам они образовались. Цеолита очень много в шлифе в виде достаточно крупных скоплений, как бы образующих базис.

В отличие от альбитизированной породы лежачего бока, порода из центральной части покрова (шл. № 195) оказалась лабрадоровым диабаз-порфиритом. Эта порода отличается от № 194 лишь отсутствием альбитизации и присутствием цеолита в значительно меньшем количестве. Плагиоклаз зонален с составом зон от № 47 до № 55.

У висячего бока покров обогащается миндалинами и жеодами цеолитов. Под микроскопом порода из этой части (шлиф № 196) опять оказалась альбитизированным диабаз-порфиритом, того же характера, как и образец № 194 из лежачего бока. Альбиты здесь буровато-красноватые в проходящем свете от пелитизации. Лабрадор совсем не встречен. Цеолита много в виде свежих прозрачных пластинчатых агрегатов, а также прожилков. Хлорита также много, как и в шлифе № 194. В контакте с покровом в висячем боку залегает плотная пелитовая порода, которая под микроскопом оказалась микрозернистым известняком, содержащим большое количество глобигерин. Туфовый материал присутствует в незначительном количестве и представлен обломками авгита и андезина. Пластинчатый свежий цеолит образует небольшие скопления и прожилки.

Над этой породой залегает пелитовая пачка мощностью 2 *м*, в которой встречаются несколько псаммитовых прослоев красного цвета мощностью в несколько сантиметров. Эти прослои под микроскопом (в шл. № 198) оказались агломератными туфами, состоящими из обломков разного цвета пелитовых туфов, среди которых преобладают красные, обогащенные окислами железа обломки; последние, повидимому, образуют и цемент для серых обломков: В красных обломках включены зерна авгита и зеленой роговой обманки, а серые обломки замещены тонкопластинчатым цеолитом.

Нет сомнения, что эти красные железистые обломки пелитового туфа образовались в условиях субаэрального выветривания. Они являются указателями существования в Аджаро-Триалетской геосинклинали островов,

размыв которых и давал небольшое количество субаэрально выветрелого материала для образования этих маломощных красных прослоев.

В этой же пелитовой пачке встречен слой мощностью 1 *м* псаммитового туфа, оказавшегося кристаллическим туфом авгито-плагиоклазового порфирита. Под микроскопом (шл. № 199) порода состоит из обломков авгита и андезина, сцементированных тонкопластинчатым свежим цеолитом и анальцимом; в небольшом количестве кое-где встречается кальцит. Кроме авгита и плагиоклаза в обломках встречаются также рудный минерал, обломки черной пористой стекловатой породы, зеленой роговой обманки и два листочка хлоритизированного биотита. Плагиоклаз почти полностью замещен цеолитом и анальцимом. Встречается известковая микрофауна в небольшом количестве.

Выше этой пачки выходит IV покров мощностью 40 *м*, согласно залегающий с вмещающими слоями с падением—С $\angle 85^\circ$. Порода покрова черная, богатая вкрапленниками пироксена, аналогично III покрову. У лежачего бока она заметно выветрелая (шл. № 200) и представлена альбитовым диабаз-порфиритом, вполне аналогичным породе № 194 из лежачего бока третьего покрова.

В центральной части покров более свеж (шлиф № 201) и представлен лабрадоровым диабаз-порфиритом более крупнозернистым, чем № 200. Основная масса в этой породе присутствует в незначительном количестве и порода кажется полнокристаллической. Плагиоклаз образует свежие зональные зерна № 20 по краям и № 55 в ядре, с постепенными переходами между зон. Некоторые зерна замещаются хлоритом. Альбитизация совершенно не замечена. Цеолита мало в промежуточной массе. Авгит свеж, зеленоват. $CNg = 38—40^\circ$. Ильменита много в виде скелетной формы зерен.

Центральная часть покрова сечется тонкой жилкой пелитовой породы. Шлиф № 201[1] изготовлен из этой породы, а на краю шлифа имеется вмещающая жилу порода покрова, описанная выше (№ 201).

Секущая жила под микроскопом состоит из бесцветной или сероватой пелитовой массы, в которую включены обломки зеленой роговой обманки и авгита, а также многочисленные мелкие скопления кальцита.

По общему характеру породу нужно относить к пелитовым туфам, но не совсем понятно образование «жилы» туфа. Эта пелитовая порода сечется жилкой, состоящей из радиально-лучистых агрегатов прозрачного или местами пелитизированного цеолита (рис. 13).

В середине цеолитовой жилки проходит хлоритовая полоса. Сама цеолитовая жилка приурочена к контакту между пелитовой породой и диабаз-порфиритом. Если эту цеолитовую породу считать за результат гидротермального изменения диабаз-порфирита вдоль трещины, то непонятно появление в ней зеленой роговой обманки при свежести авгита. Повидимому,

на самом деле имеем трещину в покрове, выполненную позже выброшенным туфовым материалом.

Пройдя 1 *км* по железной дороге, встречаемся с пятым покровом мощностью 2 *м*. Порода покрова черная, с авгитовыми вкрапленниками, аналогично III и IV покровам. Порода под микроскопом (шл. № 202) оказалась андезиновым диабаз-порфиритом, в котором зональный свежий андезин имеет состав от № 45 до № 20 по краям. Цеолит присутствует лишь в незначительном, еле заметном количестве в основной массе.

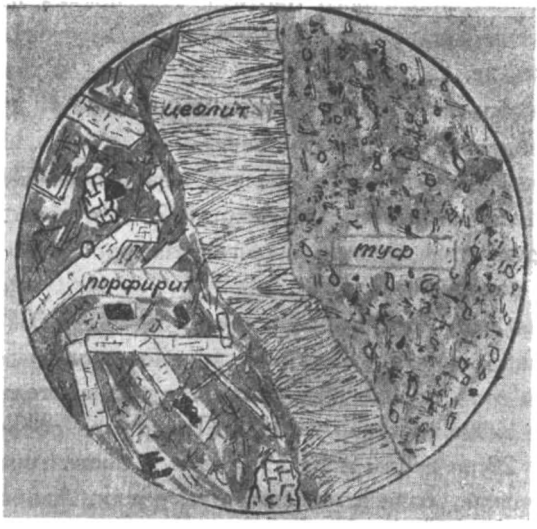


Рис. 13.

Дальше, между 18 и 19 *км* выходит шестой покров мощностью 30 *м*. В лежачем боку покрова (обр. № 203) порода представлена альбитовым диабаз-порфиритом, макроскопически розовато-серого цвета с многочисленными фенокристаллами белого полевого шпата. Под микроскопом (шл. № 203)—полнокристаллически-порфировая структура. Главная масса породы сложена призматическими зернами плагиоклаза, замкнутые пространства между которыми выполнены светлосерой микролитовой основной массой, в которой аморфного базиса совершенно не видно, плагиоклазовые же микролиты, представленные исключительно альбитами, образуют всегда радиально-лучистые агрегаты, приближая структуру к вариолитовой. Кое-где промежутки в основной массе выполнены небольших размеров неправильными скоплениями прозрачного цеолита. Вместе с альбитовыми микролитами редко встречаются и авгитовые микролиты.

Фенокристаллы представлены, главным образом, длиннопризматическими и таблитчатыми альбитами. Размер длинных зерен достигает до

2 *мм;* альбиты всегда слабо пелигизированы и серицитизированы. Серицит равномерно распределен в них в виде мельчайших редких чешуек. Авгит встречается в небольшом количестве в виде небольших зерен, явно ксеноморфных по отношению к альбиту; $CNg = 42—44°$. Ильменита много, как в виде мелких палочек в основной массе, так и более крупных зерен. В основной массе встречаются мелкие хлоритовые скопления, вероятно микроминдалины.

В центральной части покрова порода серого цвета, без розового оттенка. Под микроскопом (шл. № 20) вполне похожа на № 203, только авгита здесь больше и в виде зерен более крупных размеров. Основной массы меньше и радиально-лучистая структура выражена менее ясно. Замечены скелетные формы авгита: вдоль края плагиоклаза тянется узкая полоска авгита, к которой перпендикулярно приросли короткие авгитовые же палочки разных размеров, что вероятно указывает на явление незаконченного роста авгитового кристалла, так как все палочки вместе с основной полоской гаснут одновременно (рис. 14).

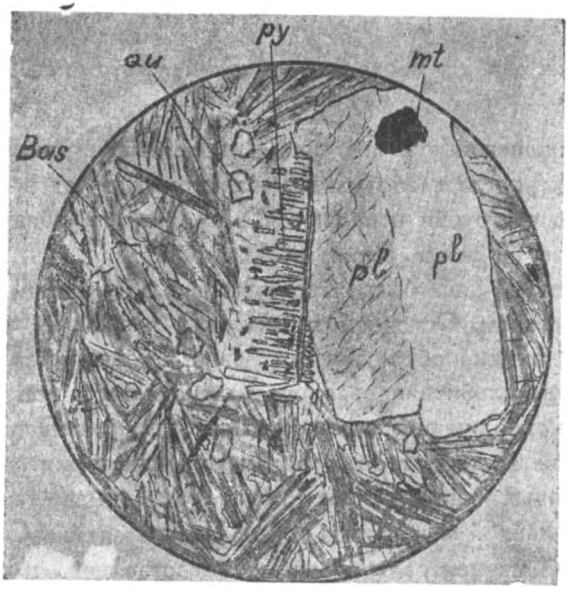


Рис. 14. Шлиф 204. Авгито-альбитовый порфирит; pl—плагиоклаз; py—скелеты роста пироксена; Bas—основная масса сферолитовой структуры; Qu—кварц; mt—магнетит

Как фенокристаллы, так и микролиты плагиоклаза представлены альбитом, аналогично № 203. Цеолито-хлорито-кальцитовые скопления чуть более крупнее и частые.

Порода у висячего бока покрова (обр. № 205) снова розовато-серая,

как и у лежачего бока. Под микроскопом она также похожа на № 203, только в ней альбиты испытывают более интенсивную пелитизацию.

Выше в разрезе встречаются 3 маломощных покрова (шестой, седьмой, восьмой) мощностью от 2 до 10 *м* (№№ 206—208). Из них взято по одному образцу и все они оказались альбитовыми диабаз-порфиритами, аналогичными № 203.

У большого поворота железной дороги, где последняя идет по простиранию слоев, имеется мощный покров серой породы с черными вкрапленниками авгита. Один образец, взятый из центральной части покрова, оказался андезиновым диабаз-порфиритом, аналогичным № 201, 202 и др.

Изучение этого разреза также показывает, что в общем покровы имеют андезитовый или андезито-базальтовый состав. В них широко распространено явление альбитизации, причем или покров по всей мощности полностью альбитизирован (например, VI покров), или же, чаще, альбитизация коснулась лишь лежачих и висячих боков покровов, с постепенным ослаблением этого явления к центру, где обычно встречается первичный свежий, зональный плагиоклаз ряда андезина или лабрадора от № 35 до № 55.

5. Жильные породы в среднеэоценовой вулканогенной толще Боржомского района

В средне-эоценовой вулканогенной толще дайки разной мощности черных, плотных иногда слабо мандельштейновых пород встречаются нередко. Особенно часто они попадаются в верхней туфобрекчиевой части толщи в разрезе по шоссе Боржоми-Ахалцихе.

Все встреченные дайки характеризуются в общем одинаковым петрографическим составом. Основной характерной чертой их является богатство цеолитами, иногда образующими базис полнокристаллической породы, наличие чаще альбитизированного плагиоклаза и всегда свежего пироксена. Ниже приводим описание нескольких шлифов из таких даек.

1. Тотчас же за территорией Ликанского санатория по шоссе пачка слоистых пелитовых и псаммитовых туфов, так называемого туфогенного флиша, сечется дайкой мощностью в 1 *м*. Падение дайки СЗ 280°∠55°. Образец, взятый из центральной части, представляет плотную черную породу.

Под микроскопом (шлиф № 131) порода полнокристаллическая, мелкозернистая, состоит из пироксена, плагиоклаза, биотита, цеолита.

Пироксен-авгит свеж, бесцветен или слегка зеленоват, всегда идиоморфен, $CNg = 48—52^0$, в состав породы входит в большом количестве.

Плагиоклаз—в виде сравнительно мелких зерен, пелитизированных и серовато-бурых в проходящем свете. Всегда представлен альбитом; тесно

перемешан с пластинчатым цеолитом, от которого отличается полисинтетически двойниковой структурой и большим преломлением. Резко ксеноморфен по сравнению с авгитом.

Цеолит трудно отличим от альбита, так как также пелитизирован. Встречается в виде мелкопластинчатых и иногда радиально-лучистых агрегатов, образуя базис, в который погружены авгит, альбит и все остальные минералы. Необходимо отметить, что цеолит нигде не замещает ни альбита, ни авгита.

Биотит встречается в виде крупных и мелких неправильной формы листочков и скоплений; часто содержит включения пироксеновых зерен. Некоторые листочки биотита являются несомненно псевдоморфными, вероятно, по авгиту; испытывает слабую хлоритизацию (рис. 15).

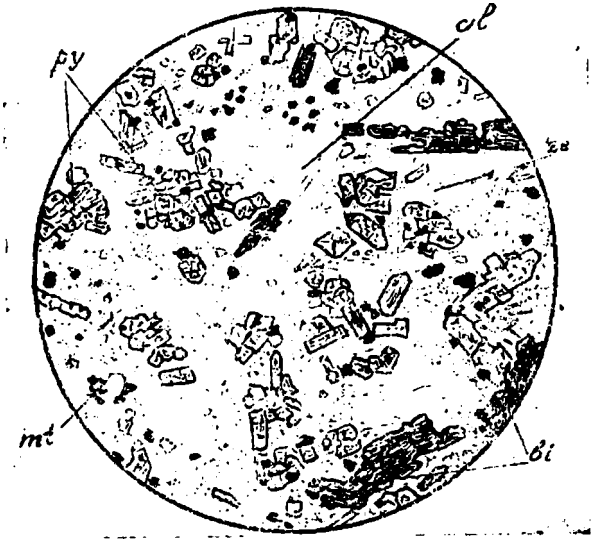


Рис. 15. Шлиф 131; цеолитовое микрогаббро: ру—пироксен: al—альбит: Ze—цеолитовый базис; bi—биотит; mt—магнетит.

В породе встречаются два крупных своеобразных участка, представляющих собой измененные ксенолиты. Они характеризуются мелкоагрегатной серовато-зеленой основной массой с включениями в ней зерен пироксена и основного плагиоклаза. Цеолиты в этих ксенолитовых участках не встречаются и лишь в краевых частях их из базиса проникают отдельные пластинки. Зато биотитом эти ксенолиты обогащены заметно; биотит встречается как в самих ксенолитах, так, в особенности, вокруг них.

Нет сомнения, что эти ксенолиты захвачены из вмещающих лабрадоровых туфов палеогена, которые под влиянием минерализаторов дайки испытали значительное изменение.

Кроме описанных минералов в шлифе встречено одно зерно зеленой, плеохроичной роговой обманки с $CNg = 14^0$. Вместе с цеолитом попадаются несколько неправильных зерен пренита.

Встречаются также тонкие, удлиненно-призматические зерна бесцветного минерала, который с первого взгляда можно было бы принять за апатит, но заметные редкие трещины спайности вдоль удлинения, а также поперечные трещины отдельности говорят против апатита. Погасание прямое. Цвета интерференции низкие; почти изотропен. В коноскопе фигура не резкая, но все таки двуосного отрицательного минерала. Повидимому, андалузит. В шлифе разбросан в разных участках в небольшом количестве.

Рудного минерала много в виде неправильных изометричных или слегка удлиненных зерен; чаще ассоциируется с авгитом, то окружая его, то замещая. Отдельно в цеолите не встречен. Редко наблюдаются скелетные зерна. Средний размер зерен породы (авгита, магнетита)—0,03—0,1 *мм*, чаще 0,05 *мм*.

На периферии дайки (шл. № 182), порода вполне аналогична вышеописанной породе из центральной части, только более мелкозерниста. Миндалины представлены крупнокристаллическим кальцитом.

Обр. № 183 представляет породу из зальбанда; под микроскопом—пелитовый туф (шл. № 133). В зеленовато-буроватой пелитовой массе разбросаны мелкие обломки плагиоклаза, реже авгита. Редко встречаются неправильные скопления и жилки кальцита. Появление кальцита в этой породе является результатом контактного влияния дайки. Описанный выше ксенолит из дайки является обломком такого пелитового туфа.

Исходя из приведенного описания, породу дайки можно назвать альбито-авгитовым цеолитовым микрогаббро.

Такие дайки авгитового цеолитового микрогаббро, которые по составу в общем не отличаются от описанных шлифов №№ 131, 132, встречены в эоценовых туфобрекчиях в 6 местах.

Дайка, представленная образцом № 168, сечет цеолитизированные туфы; мощность дайки 0,5 *м* (содержит мелкие белые миндалины).

Под микроскопом (шл. № 168)—авгитовое цеолитовое микрогаббро, аналогичное шлифу № 132. Порфировая структура; в бесцветном прозрачном цеолитовом базисе погружены идиоморфные, короткопризматические зерна авгита; микролиты плагиоклаза редки и полностью замещены цеолитом.

Фенокристаллы: несколько зерен плагиоклаза, полностью замещенных пластинчатым цеолитом и несколько же идиоморфных зерен бесцветного или слегка зеленоватого авгита с $CNg = 50^0$. Встречаются линзовидные участки, выполненные цеолитом и, вместо авгита, содержащие удлиненные зерна роговой обманки.

Миндалин много; они представлены пластинчатым или радиально-лучистым цеолитом, в котором имеются вростки анальцима в виде округлых телец. Часты также пренитовые миндалины. Кальцитовая миндалина встречена лишь одна. С цеолитом часто срастается темнозеленый, почти изотропный хлорит. Последний образует также псевдоморфозы (повидимому, по плагиоклазу). Рудного минерала много в виде мелких зерен в основной массе, более же крупные зерна встречаются вместе с авгитовыми фенокристаллами.

Совершенно аналогичной по составу и структуре является дайка № 172 мощностью 1 *м* (мандельштейновое порфировое цеолитовое габбро), но здесь плагиоклаз представлен лабрадором № 70—71 (угол симметричного погасания=40°) и пересечен многочисленными тончайшими жилками анальцима; в дайке № 174, все плагиоклазы полностью замещены цеолитами или анальцимом. Углы погасания авгита в обоих дайках=50—52°. Кое-где в цеолите встречаются мелкие зерна зеленой роговой обманки. Много также тончайших иголочек апатита.

Дайки №№ 175 и 176, идя снизу раздельно, выше соединяются в одну дайку (рис. 16).

Простирание этой, как и всех вышеописанных даек, меридиональное, падение на запад под углом 60—80°.

№ 175 представляет западную ветвь этой дайки; мощность ветви около 0,2 *м*; вторая восточная ветвь (№ 176) имеет мощность 0,6—0,7 *м*. По структуре и составу обе дайки являются цеолитовыми микрогаббро и вполне аналогичны описанным выше № 168, 172 и 174. Во всех дайках были встречены редкие серпентиновые псевдоморфозы, по форме похожие на оливин.

Такого же характера и следующая дайка № 177.

Аналогичная дайка встречена и в разрезе Боржоми-Ахалдаба. Вблизи ж. д. платформы Кортанети в туфогенном флише выходит дайка, сложенная черной мандельштейновой породой с крупными фенокристаллами авгита и миндалинами цеолита. Элементы залегания и мощность неясны.

Под микроскопом (шл. № 186) порода оказалась авгито-лабрадоровым цеолитовым биотитовым микрогаббро. Структура полнокристаллически-порфировая. В базисе, образованном из радиально-лучистых агрегатов цеолита, находятся лейсты плагиоклаза, короткопризматические или изометрические зерна авгита и зерна рудного минерала. Фенокристаллы: плагиоклаз, авгит и биотит. Плагиоклаз фенокристаллов вместе с лейстами в основной массе интенсивно замещен цеолитом и хлоритом; сохранившиеся свежими участки относятся к лабрадору № 55 (угол симметричного погасания 30°). Авгита больше, чем всех остальных компонентов; он свеж, ясно светло-зеленоват, идиоморфен, но с зубчатыми контурами. CNg не превы-

шает 43°. Биотита много в виде узких, тонких удлиненных листочков с характерным плеохроизмом от темнокоричневого, почти черного, до соломенно-желтого, почти бесцветного; погасание прямое; местами слабо хлоритизирован. Иногда прирастает к авгитовым зернам. Роговая обманка встречена в виде двух тонких призматических зерен с плеохроизмом от желтовато-зеленого до светло-зеленого; угол погасания = 15°. Есть серпентиновые псевдоморфозы, по форме похожие на оливин. Часто встречаются иголочки апатита, большей частью вокруг листочков биотита.

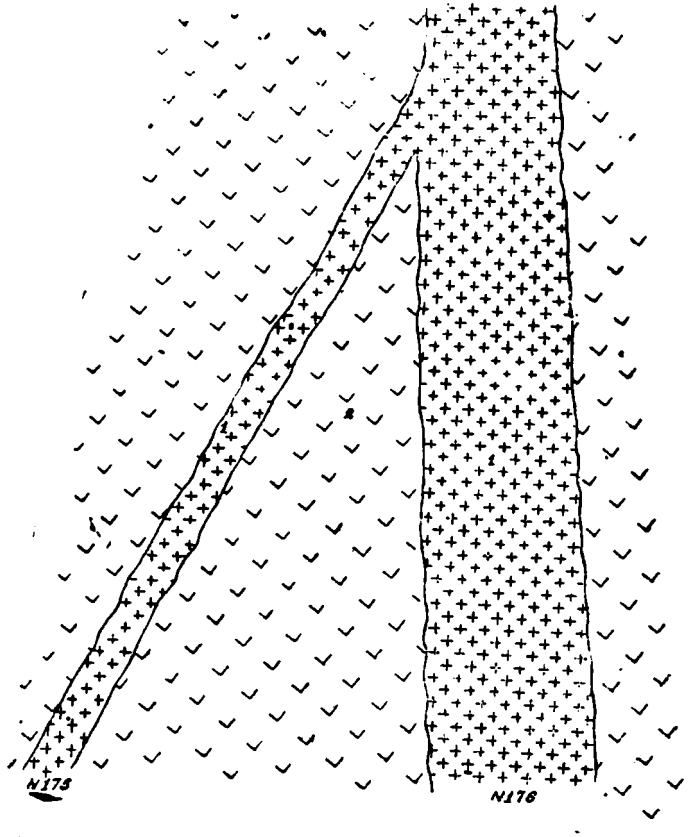


Рис. 16. Соединение двух даек (NN 175 и 176) цеолитового микрогаббро.
1—Цеолитовое микрогаббро; 2—цеолитизированные туфобрекчии.

Совершенно такие же жильные породы, представленные цеолитовыми микрогаббро, описаны нами из Маяковского района по материалам М. Ф. Дзвелая. Последний отмечает в низах толщи всего две жилы небольшой мощности, сложенные темной, иногда мандельштейновой породой.

Под микроскопом (шл. №№ 65 и 100) характеризуются, как и описанные выше породы из жил, наличием цеолитового базиса, иногда с неболь-

шим количеством анальцима; в этот базис погружены лейсты заметно пелитизированного плагиоклаза, который в шлифе № 65 полностью альбитизирован; в шлифе № 100 имеются остатки лабрадора № 65.

Пироксен образует идиоморфные, большей частью изометричные зерна, слегка зеленоват; $CNg = 37—39^0$; совершенно свеж. Много мелких листочков темнокоричневого биотита, плеохроирующего до почти бесцветного. Встречены серпентиновые псевдоморфозы по оливину. Фенокристаллы представлены тем же плагиоклазом и авгитом в небольшом количестве.

4. Общая характеристика среднеэоценовой туфо-андезитовой толщи Боржомского района

Приведенное выше описание разрезов и микроскопическое изучение собранного материала позволяют сделать следующие выводы:

1. Вулканогенная толща среднего эоцена, имеющая мощность до 2000 метров, слагается из ясно- или грубослоистых, иногда почти неслоистых пирокластолитов и чередующихся с ними андезитовых и андезито-базальтовых покровов и небольшого количества секущих или согласно залегающих жил того же состава.

2. Пирокластолиты играют резко преобладающую роль над лавами. Среди пирокластолитов, в отличие от туфогенного флиша, господствующее положение занимают псефитовые пирокластолиты в виде туфобрекчий и агломератных туфов. Последние путем уменьшения размеров слагающих обломков дают переходные разности к псаммитовым туфам, которые в толще встречаются сравнительно редко как в виде агломератных, так и агломератно-кристаллических разновидностей. Пелитовые же туфы в этой толще играют резко подчиненную роль. Очень редко попадаются прослои известковых пород, содержащих микрофауну.

3. Количество лавовых покровов не одинаково в разных разрезах. В резрезе Боржоми—Чобис-Хеви встречено всего 3 покрова, а в разрезе Боржоми—Ахалдаба—10 покровов. Максимальная мощность покровов 100 *м*, минимальная—2 *м*.

4. По петрографическому составу ясно намечается разделение всех покровов на два типа: 1) приуроченные к низам толщи светлосерые андезитовые покровы с белыми фенокристаллами плагиоклаза, при почти полном отсутствии макроскопически видимого авгита и 2) приуроченные к верхним горизонтам черные породы с многочисленными фенокристаллами авгита.

5. Первые под микроскопом характеризуются бедностью авгитом, в некоторых шлифах попадаются лишь единичные зерна. Цеолита в этих породах очень мало, лишь в центральных частях замечается незначительное обогащение цеолитами.

6. Вторые являются меланократовыми породами, богатыми авгитом и

всегда содержащими большое количество цеолитов. Они определяются как цеолитовые микрогаббро, иногда содержащие биотит.

7. Первичный характер плагиоклаза в первых чаще андезин до лабрадора от № 45 до № 55, во вторых же чаще лабрадор № 55—60, реже выше.

8. Явление альбитизации хорошо выражено в обоих типах: оно обычно приурочено к лежачему и висячему бокам покровов, в центральной же части чаще сохранился первичный свежий андезин-лабрадор.

9. Таким образом, вторичная природа альбита несомненна, но явление альбитизации определенно тесно увязывается с самой вулканической фазой, давшей покровы. Повидимому минерализаторы, содержавшиеся в лаве, стремясь выделиться из покрова, накапливались в его верхней части, производя процесс альбитизации, меньшая же часть их скоплялась у подошвы покрова, вызывая менее интенсивную альбитизацию. Вероятно этим и объясняется ассоциация альбитизированных участков и участков обогащенных цеолитами, наблюдаемая нами во многих шлифах. Возможно, что морская вода также играла в этом процессе значительную роль.

10. Генетической связью явления альбитизации с теми покровами, в которых оно встречено, вероятно объясняется факт отсутствия альбитов в пирокластолитах. Все описанные нами агломератные и кристалические туфы содержат первичный свежий андезин-лабрадор. Если бы явление альбитизации было связано не самими покровами, а с другими факторами более позднего возраста, то оно интенсивнее должно было проявиться в пирокластолитах, как более рыхлых породах, способствующих легкому проникновению в них минерализаторов. Слабое проявление альбитизации мы наблюдали лишь в туфе, контактирующем с покровами в кровле.

11. О связи во времени явления альбитизации с самими покровами наглядно говорит тот факт, что над первым покровом после пелитовой пачки 5 *м* мощности залегает слой туфобрекчии мощностью 10 *м*. Обломки порфиритов в этой брекчии представлены как авгито-андезиновыми, так и авгито-альбитовыми разностями в то время, как цементирующим туфом является авгито-лабрадоровый материал.

Несомненно, что обломки этой туфобрекчии заимствованы из лавы, которая излилась раньше выбрасывания данных туфов, то-есть из лавы, представителем которой является нижележащий покров. Значит, ко времени выбрасывания этих туфобрекчий альбитизация нижней и верхней части покрова уже далеко зашла. Раздробление покрова при последующем взрыве дает обломки для образования туфобрекчии как из краевых, так и из центральной части покрова, вследствие чего в обломках имеем как альбитовые, так и андезино-лабрадоровые порфириты, вполне аналогичные соответствующим типам самого покрова.

12. По существу говоря, разница между нижележащими андезитовыми и вышележащими андезито-базальтовыми покровами не резкая и некоторые их разновидности под микроскопом очень близко стоят друг к другу.

13. Жильные породы, встречающиеся в толще представлены авгито-лабрадоровыми, иногда альбитизированными, цеолитовыми микрогаббро, которые по минералогическому составу вполне аналогичны верхним черным андезито-базальтам, от которых совершенно не отличаются макроскопически. Вполне понятна небольшая разница, скорее структурная, между менее кристаллическим покровом и более кристаллической дайкой. Поэтому эти дайки мы считаем за жильную фацию той вулканической фазы, которая дала верхние андезито-базальты. Не менее понятно их обогащение цеолитами как с геологической (дайки), так и с петрологической (более поздняя, богатая минерализаторами остаточная магма) точек зрения.

5. *Диабазовые породы Боржомского района*

Почти на всем протяжении Аджаро-Триалетского хребта—от Аджарии до Тбилиси—встречаются пластовые жилы или небольшие штокообразные тела темнозеленых пород, приуроченных, главным образом, к флишевым отложениям палеогена. Последнее обстоятельство подчеркивается всеми исследователями Аджаро-Триалетской складчатой системы. Внешний облик этих пород типично диабазовый, вследствие чего они так и называются большинством геологов и петрографов, но некоторые авторы их описывают под названием габбро-диабазов, эссексит-диабазов или габбро. О целесообразности и правильности этих названий мы скажем ниже, теперь же перейдем к описанию этих пород по нашим сборам из Боржомского района.

Диабазовые породы в палеогеновом флише особенно часто встречаются в Боржомском районе и все они приурочены к толще литокластического флиша, так называемой свите Боржомского флиша Б. Ф. Мефферта.

Диабазы непосредственных окрестностей г. Боржоми впервые весьма детально были описаны в поле и микроскопически С. В. Обручевым [257], который изучил диабазы из четырех мест: 1) Террас Боржоми, 2) Крестовой горы, 3) Бешеной балки (два последние с левого берега р. Куры) и 4) г. Папис-цери—диабазовые порфириты. Для этих диабазов автор отмечает в случае порфировой структуры наличие фенокристаллов плагиоклаза в разных жилах от андезина № 30 до битовнита № 82; плагиоклазы основной массы колеблются от олигоклаза № 25 до битовнита № 80. Из темных силикатов наряду с диопсид-авгитом с $CNg = 37—45^0$, отмечается наличие эгирин-авгита с CNg от 65 до 83^0. Большинство диабазов содержит значительное количество биотита, а две жилы содержат кварц, причем в одной из них его много. В одной жиле отмечается наличие перовскита.

Весьма детально описаны также контакты диабазов. В контактных роговиках отмечаются новообразования гроссуляра, андалузита, дистена, пренита и везувиана.

Из этих весьма детальных определений, как видно, весьма редкими являются: 1) из диабазов—перовскит, который нами не был встречен и за который, повидимому, принят вторичный, по ильмениту, окрашенный окислами железа сфен, 2) из контактных роговиков—дистен и везувиан, которые также не были нами встречены.

Перейдем к описанию собранного нами материала. Нами были изучены следующие диабазы: 1) 4 жилы диабаза, которые обнажаются на протяжении 1 км по шоссе Боржоми—Бакуриани, чуть выше поселка Ардагани, 2) 2 жилы диабаза в парке минеральных вод и 3) одна мощная жила диабаза по шоссе Боржоми—Хашури около сел. Вашловани.

I жила диабаза по шоссе Боржоми—Бакуриани. Эта жила мощностью около 1 м, залегающая в ядре Боржомской антиклинали, изгибается вместе с вмещающими слоями. Диабаз наблюдающийся в СЗ крыле антиклинали описывается нами как I жила. Нижний контакт непосредственно не обнажен, но хорошо видны контактные роговики; в верхнем контакте тонкополосчатые глинистые сланцы слабо ороговикованы.

Диабаз у верхнего контакта под микроскопом (шл. № 98[1]) обнаруживает полнокристаллическую структуру; короткопризматические зерна плагиоклаза образуют замкнутые участки треугольной или иной формы, полностью выполненные ксеноморфным кварцем. Плагиоклаз представлен пелитизированным, в проходящем свете буроватым альбитом, который часто содержит включения хлорита, мелких чешуек серицита и иногда слегка зеленоватых зерен цоизита. Вокруг альбитовых зерен, особенно в местах соприкосновения с кварцем, часто образуется каемка калишпата, то свежего, то заметно пелитизированного и в проходящем свете имеющего красноватую, отличную от альбита окраску (рис. 17).

Иногда срастается с кварцем в виде отдельных полос и пластинок. Иногда видна спайность по (001) и (010). Много листочков и скоплений биотита, находящихся на разной стадии хлоритизации. Биотит явно ксеноморфен по отношению к альбиту и калишпату, а с кварцем иногда дает прорастания. Встречено лишь одно зерно авгита слегка зеленоватого, изрезанного тончайшими жилками серпентина, $CNg = 48^0$. Приходится допустить, что некоторые скопления серпентина и хлорита, выполняющие промежутки между плагиоклазами, возможно образованы за счет пироксена, а не биотита. Кварц образует линзовидные участки и занимает значительную площадь (около 8%).

Один такой кварцевый участок переполнен игловидными кристаллами апатита. Во многих местах промежутки между плагиоклазами выполнены

кальцитом, иногда вместе с кварцем, с которым даже срастается. Кальцит не замещает других минералов и оставляет впечатление первичного, выделившегося вместе с кварцем минерала. Иногда образует радиально-лучистые агрегаты. Много мелких зерен ильменита, частично или полностью перешедших в лейкоксен или ясно буровато-коричневый сфен, который вероятно и был С. В. Обручевым принят за перовскит.

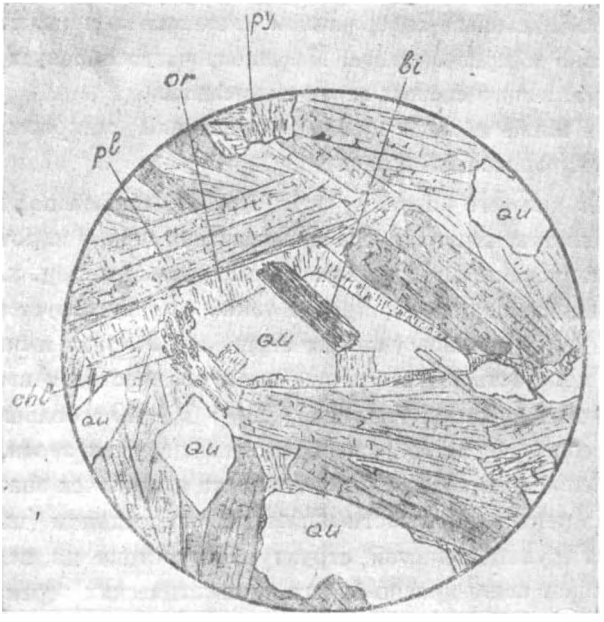


Рис. 17 Шлиф 98; монцонит-диабаз; or—калишпат; py—пироксен; Qu—кварц, chl—хлорит; pl—плагиоклаз; bi—биотит.

Образец № 98 взят еще ближе от верхнего контакта и отличается от описанного шлифа меньшим содержанием калишпата, который даже трудно обнаружить; в нем гораздо меньше также кальцита. Пироксена всего 3—4 мелких зерна с CNg=44°. В промежутках встречается незначительное количество пренита. Чуть меньше также кварца. У самого контакта порода делается настолько плотной, что в поле была принята за роговик. Но под микроскопом (шл. № № 100, 101) она оказалась мелкозернистой полнокристаллической порфировой породой. Между лейстами альбита помещаются зерна пироксена ксеноморфные, короткопризматические или даже идиоморфные. Некоторые идиоморфные зерна пироксена по своим размерам выделяются в виде микрофенокристаллов. Биотита, кварца и кальцита здесь также много, как и в шлифе № 98', калишпата мало. CNg авги-

та=38°. Как видно этот шлиф от предыдущих шлифов отличается лишь большим количеством авгита.

Обр. № 99 также из контакта оказался порфиритом, в микролитовой основной массе которого много микрофенокристаллов альбита; авгита мало; кварц присутствует в незначительном количестве.

В средней части жилы на 5-м метре вниз от верхнего контакта порода делается более зернистой. По составу и структуре она аналогична № 98[1], от которой отличается большей крупнозернистостью, чуть большим содержанием авгита, значительным содержанием калишпата и наличием в двух местах несомненно микропегматита. Калишпат часто образует узкую каемку вокруг кварца. Много свежих зерен ильменита.

Диабазовая жила из ЮВ крыла антиклинали микроскопически не отличается от уже описанной жилы.

На 0,5 *м* от нижнего контакта (обр. № 104) порода под микроскопом имеет мелкозернистую структуру. В промежутках между короткопризматическими пелитизированными альбитами помещаются кварц, хлорит и пренит; кварца сравнительно мало; пренит также присутствует в небольшом количестве в виде радиально-лучистых агрегатов. Хлорит и переходящий в хлорит-биотит присутствуют в значительном количестве. Авгит слегка зеленоват, с начавшейся хлоритизацией, CNg = 38—40°; большей частью в виде мелких ксеноморфных или слегка призматических зерен. В кварце — вростки незначительного количества калишпата и иголочек апатита.

Образец из центральной части жилы под микроскопом (шлиф № 108) характеризуется крупнозернистой структурой и состоит из пелитизированных, в проходящем свете красно-бурых призматических зерен альбита размером 0,3 × 0,1 *мм*. Промежутки между ними выполнены кварцем, кальцитом, пренитом, хлоритом. Авгит также образует короткопризматические зерна, разбросанные между зернами альбита в достаточном количестве; испытывает интенсивную хлоритизацию и часто присутствует в виде небольшого остатка в крупных скоплениях хлорита. Пренит образует крупные скопления радиально-лучистых агрегатов, а также замещает альбит. Кварц, в виде крупных участков, выполняет промежутки и как бы образует базис породы. С ним часто срастается калишпат как в виде отдельных зерен, так и в виде микропегматита; калишпат всегда интенсивно пелитизирован и почти непрозрачен, чем легко отличается от альбита даже в проходящем свете. На обращенной к кварцу стороне альбита всегда имеется узкая каемка калишпата. Биотита много в виде сравнительно крупных листочков, частично или полностью перешедших в хлорит. Иногда с ним срастается пренит. Кальцит также, как и кварц, выполняет промежутки и встречается в значительном количестве. Апатит в виде игловидных

кристаллов встречается часто, главным образом в кварце. Рудный минерал в виде мелких свежих зерен разбросан по всему шлифу.

Образцы, взятые из верхнего контакта (№№ 99 и 109), имеют роговиковый облик. Под микроскопом мелкозернистая порфировая структура. Между длинными лейстами альбита, имеющими вид микрофенокристаллов, помещается микролитовая масса, состоящая из альбита и авгита. Много биотита свежего и хлоритизированного. Встречаются несколько фенокристаллов авгита и один фенокристалл альбита; кварца в промежутках здесь меньше, чем в образце из центральной части жилы. Вместе с кварцем наблюдается небольшое количество калишпата. Шлиф сечется тонкой жилкой кварца, содержащей также несколько зерен калишпата. Присутствует несколько крупных зерен пирита как в кварцевой жиле, так и вне ее. Встречаются серпентиновые псевдоморфозы, вероятно, по пироксену.

Шлиф № 105 из нижнего контакта также представляет мелкозернистую альбито-авгитовую породу, но без фенокристаллов; интенсивно кальцитизирован.

Контакты диабазов. Контактное изменение вмещающих диабаз мергелистых сланцев проявляется с разной интенсивностью у разных жил, местами контактный ореол достигает мощности до 5 метров.

В верхнем контакте (№ № 96, 96[1], 97) изменение породы заключается как-бы в разделении глинистого и карбонатного вещества с одновременной перекристаллизацией кальцита. Кальцит образует базис и в нем разбросаны многочисленные округлые или овальные темнозеленые или черновато-зеленые агрегатные скопления. Эти скопления состоят из тесной смеси кальцита и черного пигмента. Рельеф этих скоплений, благодаря этим черным примесям, гораздо выше, чем окружающей кальцитовой массы. Это обстоятельство, а также тот факт, что в контактовых роговиках этих же диабазов (шл. № № 102, 106 и др.) встречено большое количество прекрасно образованных кристаллов гибшита, также обогащенного черным пигментом, дает право допустить, что эти скопления также состоят из смеси кальцита и еще из неиндивидуализированных зерен гибшита, то-есть гибшит здесь находится в пылеобразном зачаточном состоянии.

В разных шлифах количество этих скоплений то меньше, то больше.

В небольшом удалении от контакта, над описачными роговиками взят образец из слоя мощностью 20 *см*, который в поле определен как светло-окрашенный, рыхлый цеолитизированный туф. Изучение этого образца под микроскопом (шл. № 102) показало, что порода состоит из кристаллического кальцита, в котором в большом количестве разбросаны идиоморфные зерна бесцветного гибшита, размер зерен 0,02—0,07 *мм*. В центре зерен

часто скопляется черный пигмент, а краевая зона бывает совершенно чистой, прозрачной. Гибшит составляет значительную часть шлифа (рис. 18).

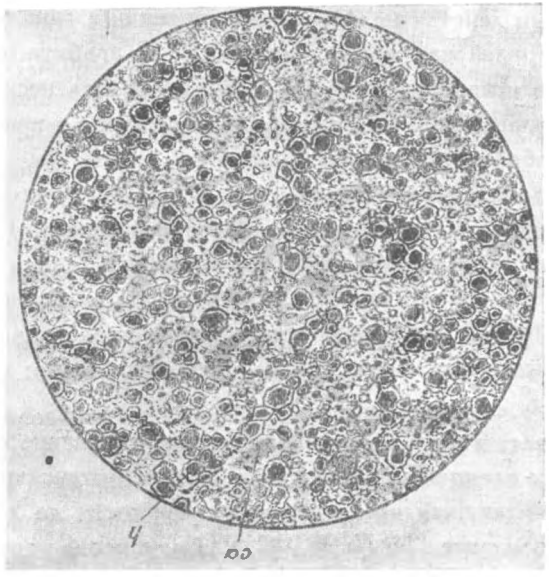


Рис. 18. Шлиф 106. Гибшитовые новообразования
h — гибшит; са — мелкокристаллический кальцит.

Также богатой гибшитом оказалась порода в небольшом удалении от нижнего контакта (шл. № 106), где гибшитовые зерна чаще полностью выполнены черными включениями. Между гибшитовыми зернами иногда скопляется бесцветный пластинчатый цеолит, а в шлифе № 106[1] чаще промежутки занимает зеленый слабо-волокнистый серпентин. Этот же шлиф сечется тонкой кальцито-цеолитовой жилкой.

Из контактных роговиков, взятых ближе к контакту, представляет интерес образец № 107[1], оказавшийся андалузито-скаполитовым роговиком. Первичная порода мергель, кальцит которого испытал перекристаллизацию и образует зернистые скопления. В этом зернистом кальците сидят крупные кристаллы бесцветного андалузита, размеры которого достигают $0.5 \times 0{,}2$ *мм*. Формы призматические, без конечных граней, иногда с заостренными концами. Удлинение всегда отрицательное. Цвета интерференции не выше серых. Андалузиты часто окружены скоплениями неправильных зерен бесцветного скаполита, который переполнен мелкими включениями кальцита. Характерна в + Ni пятнистая интерференционная окраска от светложелтого до синего. В коноскопе показывает фигуру одноосного

отрицательного минерала, иногда проявляя слабую двуосность. Иногда же скаполит образует скопления без андалузитовых включений.

II жила диабаза мощностью 2 *м*. Порода зеленоватая, зернистая, в контактах плотная, афанитовая, похожа на роговик. Под микроскопом образец (№ 110) из центральной части жилы показывает офитовую структуру, хотя местами плагиоклаз и пироксен обнаруживают одинаковый идиоморфизм. Плагиоклаз в виде короткопризматических и крупнопластинчатых зерен представлен от альбита до лабрадора № 55—58. Альбитизация лабрадора происходит чаще с периферии зерен к центру. Плагиоклаз часто замещается кальцитом, серицитом и хлоритом, причем лабрадоры более свежи, чем альбиты.

Пироксен—слегка зеленоватый авгит, который настолько интенсивно хлоритизируется, что иногда в хлоритовых скоплениях видны лишь небольшие остатки авгита. Хлорит заполняет промежутки в виде крупных, неправильных скоплений; вместе с хлоритом, иногда и отдельно, встречаются скопления крупнокристаллического кальцита. Вместе с хлоритом и кальцитом присутствуют сферической или полусферической формы агрегаты кварца, со слабо выраженной радиальной структурой, который ксеноморфно выполняет промежутки между другими минералами. Иногда кварц образует каемку вокруг плагиоклаза. Вместе с кварцем встречается незначительное количество сильно политированного калишпата. Много скелетных зерен ильменита, перешедших в лейкоксен и зернистый сфен.

Образец, взятый у лежачего бока диабаза похож на роговик, но под микроскопом (шл. № 111) оказался мелкозернистым порфировым диабазом, по составу не отличающимся от описанного диабаза из центральной части. В кварце иногда ясно видна радиально-лучистая халцедоновидная структура, но в коноскопе он показывает ясную фигуру одноосного положительного минерала. В центре кварцевых зерен иногда видны включения хлорита и иголочек апатита.

III жила диабаза, мощностью 5 *м*. Эта жила диабаза представляет большой интерес. Как у лежачего, так и у висячего бока порода ясно зернистая, но в центральной части делается слегка брекчиевидной плотной и порфировой. В поле было неясно: имеем ли мы дело со структурной разновидностью диабаза, или же диабаз сечется жилой порфирита.

Микроскопическое изучение показало, что порода жилы из лежачего и висячего боков (шл. №№ 112 и 113) представлена крупнозернистым альбито-авгитовым диабазом с типичной офитовой структурой. В промежутках между плагиоклазами кроме пироксена присутствует хлорит в значительном количестве. Встречается лишь одно скопление пренита. Кварц отсутствует. Кальцит замещает авгит и образует самостоятельные скопления.

Альбит в проходящем свете серый от пелитизации и содержит вклю-

чения серицита и пренита, иногда хлорита. Остатки лабрадора встречаются в незначительном количестве. Много скелетных зерен ильменита, перешедших в лейкоксен и сфен. Пироксен имеет едва заметный зеленоватый оттенок, $CNg = 38—40^0$. Интенсивно замещается серпентином и хлоритом; есть полные псевдоморфозы.

Образец же из плотной центральной части, принятой в поле за порфиритовую жилу, действительно оказался авгито-альбитовым порфиритом (шлиф № 114). Основная масса породы гиалопилитовая и состоит из микролитов альбита, зернышек авгита и хлоритового базиса. Фенокристаллы—альбит и авгит. Альбит—крупнопластинчатые и призматические зерна; полностью, но равномерно пелитизирован и пятнисто замещается хлоритом. Авгит большей частью в виде идиоморфных зерен, слегка зеленоват, наряду со свежими зернами имеются полностью замещенные хлоритом и кальцитом; $CNg = 38^0$. В шлифе присутствует в значительном количестве. Порода заметно пиритизирована: пирит образует отдельные зерна и жилки.

Порода очень похожа на темные, богатые авгитом верхние порфириты, описанные нами из покровов среднего эоцена. Нет сомнения, что в данном случае имеем пересечение порфиритом диабаза более ранней стадии.

IV жила диабаза мощностью 5 *м*. Обнажается эта жила на расстоянии 150 *м* выше по шоссе от III жилы. Верхняя часть жилы представлена зеленоватой зернистой породой, нижняя же часть—порфировой породой с белыми фенокристаллами полевого шпата.

Порода верхней части жилы (шл. № 115) под микроскопом характеризуется полнокристаллической офитовой структурой и состоит из крупных таблитчатых и короткопризматических зерен слегка зонального плагиоклаза № 40—45 (угол симметричного погасания 20—25°), промежутки между которыми выполнены зернами авгита, мелкозернистым плагиоклазом и хлоритом. Авгит чаще резко ксеноморфен, но иногда встречается в виде призматических зерен, бесцветен, свеж; $CNg = 43^0$. Вокруг авгита часто скопляются мелкие чешуйки коричневого биотита, почти полностью перешедшего в хлорит. Последний минерал образует бледнозеленые, ясно плеохроичные радиально-лучистые агрегаты, выполняя промежутки между другими минералами. Иногда бывает включен в плагиоклаз. Кварц встречается в промежутках, чаще вместе с хлоритом, в незначительном количестве.

Плагиоклаз чаще совершенно свеж, иногда же крупные зерна интенсивно серицитизированы. Некоторые зерна плагиоклаза содержат включения ксеноморфного авгита весьма прихотливых очертаний, оставляющих впечатление распада твердого раствора. Много скелетных зерен ильменита, переходящих в сфен.

По минералогическому составу, как видно из описания, порода соответствует авгитовому диориту, но принимая во внимание ее офитовую структуру и общий зеленокаменный облик, породу можно назвать диорито-диабазом.

Порода из нижней части жилы (№ 116) характеризуется порфировой структурой, по составу же вполне аналогична № 115, только более мелкозерниста. Шлиф пересечен кальцито-пренитовой жилкой. Местами плагиоклаз интенсивно замещается пренитом.

I жила диабаза в парке минеральных вод. Мощность жилы около 10 *м*. Вмещающие породы—глинисто-мергелистые породы флиша. Нижние и верхние контакты хорошо выражены.

Непосредственно у нижнего контакта диабаз имеет плотный роговиковый облик и представлен диабазовым афанитом. Под микроскопом (шл. № 118) обнаруживает порфировую структуру с фельзитоподобной основной массой серовато-зеленого цвета. Микрофенокристаллы представлены тонкопризматическими плагиоклазами ряда олигоклаз-альбита и в меньшем количестве идиоморфными короткопризматическими и изометричными зернами бесцветного авгита. Оба минерала свежи.

На 0,5 *м* от нижнего контакта (шл. № 219) порода имеет полнокристаллически-офитовую структуру и состоит из удлиненно-призматических зерен бесцветного, лишь слегка рыжеватого от пелитизации плагиоклаза ряда олигоклаза. Между плагиоклазами помещается бесцветный пироксен, коричневатый биотит, интенсивно хлоритизированный, светлозеленый, иногда радиально-лучистый хлорит и неправильные зерна кварца. Все эти минералы явно ксеноморфны по отношению к плагиоклазу, но кварц все же самый ксеноморфный из них. Ильменит в виде небольших зерен чаще совместно с авгитом. CNg авгита 45°. Кое-где промежутки между минералами выполняются кальцитом. Кварца в породе около 5—6%.

Образец, взятый в 2 *м* от лежащего бока (шл. № 220) оказался среднезернистым кварцево-биотитовым альбитовым диабазом, аналогичным № 219, от которого отличается лишь большей крупнозернистостью, чуть большим присутствием кварца и большей изрешеченностью плагиоклаза кальцитом (CNg авгита 45°).

На 8-м метре от лежачего бока (шл. № 221) порода еще более крупнозернистая, но здесь, по сравнению с предыдущими, больше кварца, в который часто внедряются концы плагиоклазовых зерен; иногда кварц прорастает сильно пелитизированным, в проходящем свете бурым калишпатом, который часто образует узкую каемку вокруг плагиоклаза. Очень много крупных игловидных и призматических зерен апатита. В общем по структуре и составу этот диабаз отклоняется в сторону монцонитов.

Диабаз у верхнего контакта (шл. № 223) оказался биотитово-альбитовым диабаз-порфиритом с незначительным содержанием кварца. В общем порода вполне аналогична № 219, наблюдаемой на 0,5 *м* от лежачего бока.

Образцы, взятые из нижнего контакта диабаза, показывают значительное изменение. Образец № 213, отбитый на расстоянии 3 *м* от диабаза, состоит из кристаллического кальцита и зеленовато-черного слабо поляризующего вещества, в котором при большом увеличении видны мельчайшие призмочки с углом погасания до 36°. Аналогичные образования из контакта тешенитов с известняками в Никорцминда определены Д. С. Белянкиным и В. П. Петровым как пироксен (45а).

Вероятно, в нашем случае имеем дело также с пироксеном. Кальцит иногда образует тончайшие прожилки. Кое-где попадаются мельчайшие зерна кварца.

Приближаясь к диабазу, на 2-м и на 1-м метре от контакта (шл. №№ 214 и 215), в роговиках появляются скопления и отдельные пластинки бесцветного волластонита с оранжевыми, красными и синими цветами интерференции.

В 0.5 *м* от контакта взят образец, который оказался гранато-волластонитовым роговиком (шл. № 216), состоящим из скоплений черно-зеленого пироксенового вещества, в промежутках которого находится кальцит. Бесцветный волластонит без ясной спайности образует неправильные зерна вместе с кальцитом, иногда и самостоятельно. Измерение преломления в иммерсионных жидкостях дало: $Ng' \geq 1.635 > Np'$. Часто встречаются новообразования бесцветного граната-гроссуляра, большей частью в виде характерных разрезов ромбических додекаэдров. Гранат чаще вполне изотропен, но иногда краевая зона обнаруживает заметную анизотропию, давая темносерые цвета, при этом ядро является мутным, менее прозрачным, ввиду включения пелитовых частиц породы. Размеры гранатовых зерен—0,7 *мм* и меньше. В одном месте волластонитовая жилка сечет гранатовое зерно. Этот факт указывает на позднее образование волластонита, чем граната и на пневматолитно-гидротермальный характер его генезиса тем более, что в шлифе № 216¹ он встречен в кальцитовой жилке.

Еще ближе к диабазу, на 0,2 *м* от него, в роговике не обнаружено ни граната, ни волластонита, а лишь чернобурое агрегатное пелитовое вещество и разбросанные в нем пятна кальцита и мельчайшие зерна кварца. Есть также тончайшая жилка кварца.

У висячего бока вмещающие породы изменены слабее. Шлиф № 222 представляет собой песчанистый мергель с новообразованиями пятен кальцита, кварца и хлорита. Кварц и кальцит образуют также тончайшие прожилки. Шлиф № 222а—глинистая порода; в одной половине шлифа

порода содержит округлые пятна кальцита, реже бледно-зеленого хлорита, а в другой половине—только хлорита; последний образует пятна и переплетающиеся полосы. Редко встречаются тончайшие прожилки кальцита и пренита. Оба шлифа оставляют впечатление спилозитов.

На 0,5 *м* от висячего бока мергелистая порода (шл. № 224) уже показывает слабое изменение: кальцит перекристаллизован и дает крупнозернистые скопления, а глинистое вещество образует округлые участки темно-серого цвета.

II диабазовая жила в парке минеральных вод. Вмещающие породы—глинисто-мергелистые слои флиша. Мощность жилы около 12 метров. Диабаз сечется жилой порфирита мощностью 1,5 метра. На нижеприводимой схеме (рис. 19) показано соотношение порфирита и диабаза и указаны места взятия образцов, которые описываются ниже.

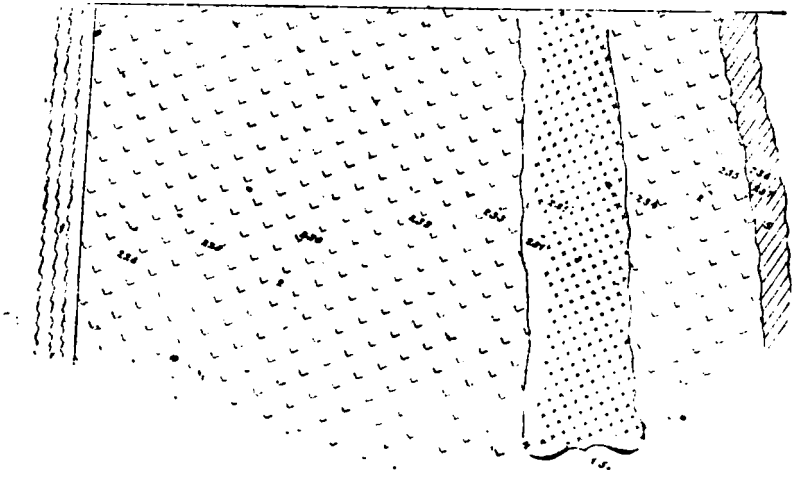


Рис. 19. Пересечение диабаза порфиритом. 1—сланцы лежачего бока; 2—диабаз; 3—порфирит; 4—туф; 5—контактно-измененные туфы висячего бока. Цифры указывают места взятия соответствующих образцов.

Образец из лежачего бока диабаза (шл. № 228) под микроскопом представляет собой крупнозернистый диабаз с офитовой структурой. Плагиоклаз ряда альбит-олигоклаза образует призматические, реже таблитчатые зерна, между которыми заключены зерна авгита и скопления хлорита. Плагиоклаз слегка серицитизирован, но интенсивно замещается зеленым изотропным хлоритом. Размер плагиоклазовых зерен 0,7 × 0,2 *мм*, а в фенокристаллах часто 1,2 × 0,7 *мм*. Авгит по количеству немногим уступает плагиоклазу, всегда ксеноморфен, образует зерна от мелких до 0,4 × 0,2 *мм* или изометричные 0,3 × 0,3 *мм*; свеж, бесцветен или слегка зеленоват, иногда со следами хлоритизации, $CNg = 38—39^0$. Хлорит в виде крупных

пластинок, с ясной спайностью и плеохронизмом, заполняет промежутки между другими минералами; судя по остаткам в хлорите биотита, он повидимому, полностью образован по биотиту и, в таком случае, количество последнего в породе доходит до 4—5%. Много пренита в виде бесцветных радиально-лучистых или неправильных пластинчатых скоплений, замещающих плагиоклазы. Ильменит встречается в виде мелких зерен частично или полностью перешедших в лейкоксен, иногда в сфен.

В 2 метрах от лежачего бока (шл. № 229) порода вполне аналогична № 228 и отличается лишь 1) большей крупнозернистостью, 2) значительным идиоморфизмом авгита (что приближает структуру к габбровой), 3) более интенсивной пренитизацией, 4) присутствием незначительного количества кварца и 5) наличием крупных скелетных зерен ильменита с лейкоксеновой каемкой.

В центральной части диабаза (шлиф № 230) порода аналогична описанной, только в ней кварц не встречен.

Приближаясь к висячему боку, в диабазе появляется полоса мощностью 1,5 *м* черной, сильно перетертой порфировой породы, оставляющей впечатление порфиритовой жилы, внедрившейся в диабаз.

Микроскопическое изучение двух шлифов этой породы показало, что шлиф № 231 представлен типичным туфом, состоящим из обломков плагиоклаза, авгита, зеленой роговой обманки и мелких обломков пород. Шлиф № 231[1] же оказался порфировой породой с полнокристаллической основной массой, состоящей из тесной смеси микролитов плагиоклаза, зеленой роговой обманки и зерен бесцветного авгита, причем авгит составляет главную массу породы, а плагиоклаз и роговая обманка присутствуют в незначительном количестве. В промежуктах редко наблюдается незначительное количество хлорита. Фенокристаллы—исключительно авгит—бесцветный, свежий, идиоморфный, $CNg=42—45^0$. Порода совершенно свежа и пренит присутствует в виде 2—3 небольших скоплений в то время, как порода диабаза, недалеко от лежачего бока этого порфирита (шл. № 232), представляет крупнозернистый диабаз, аналогичный № 230, с заметной пренитизацией, а порода диабаза в непосредственном нижнем контакте порфирита (шл. № 233) является полностью пренитизированной породой, состоящей из бесцветного мелкочешуйчатого и радиально-лучистого пренита, в котором сидят зерна бесцветного авгита разных очертаний. Повидимому, все компоненты диабаза, кроме авгита, испытали замещение пренитом. Кварц присутствует в промежутках между пластинками пренита в небольшом количестве, кроме того образует мелкие прожилки, в которых пренитовые призмочки внедряются свободными концами.

В висячем боку порфирита опять имеем крупнозернистый диабаз (шл. № 234), аналогичный № 232 и другим, а у верхнего контакта диабаза с

вмещающими породами (шл. № 235) порода принимает порфировый облик, имея основную массу, состоящую из лейст плагиоклаза-альбита, зернышек авгита и небольшого количества хлоритового мезостазиса. Фенокристаллы представлены слегка пелитизированными альбитами и свежими авгитами. Мелкие зерна ильменита испытывают лейкоксенизацию.

Приведенные описания ясно показывают, что здесь также, как и в случае III диабазовой жилы Боржоми-Бакурианского шоссе, имеем дело с пересечением авгитовым порфиритом диабазовой жилы. Как тогда, и в этом случае, секущий порфирит вполне аналогичен верхним, богатым авгитом порфиритам среднеэоценовой вулканогенной толщи и, таким образом, диабазы оказываются древнее верхов среднего эоцена. Что касается присутствия в порфиритовой жиле туфовой породы того же состава, то нам в настоящее время не совсем ясно: образовалась ли эта туфовая структура в зальбанде порфирита в результате тектонических трений вдоль жилы или же имеем дело с некком, который выполнен туфом и порфиритом вместе. Решение этого вопроса требует дополнительных полевых наблюдений.

Верхние контакты диабаза также интересны. В непосредственном контакте (шл. № 236) имеем туфовую породу, состоящую из обломков пелитизированного кальцита, сцементированных крупнозернистым кальцитом.

В небольшом (10 *см*) удалении от контакта встречена белая мягкая порода (шл. № 237), оказавшаяся пелитовым туфом, но более интенсивно кальцитизированным; образованы скопления радиально-лучисто расположенных призмочек и зернышек желтовато-зеленоватого минерала, различимого лишь при большом увеличении; повидимому, имеем дело со скоплением мельчайших новообразований пироксена. Встречены сравнительно крупные призматические зерна андалузита с серыми цветами интерференции. В другой половине шлифа встречаются идиоморфные, шестиугольные или квадратные зерна бесцветного, изотропного гибшита.

Пластовая жила диабаза около сел. Вашлования. Жила выходит по шоссе Боржоми-Хашури в 2,5 *км* от Боржома. Вмещающие породы—сланцы и песчаники флиша. Нижние и верхние контакты не обнажены. По шоссе проходит сброс небольшой амплитуды, вследствие чего жила по простиранию приходит впритык с флишем (рис. 20).

Общая мощность жилы около 30 *м*. Хорошо выражены три системы трещин отдельности: I—простирание—СВ 35°, падение 90°, II—падение СВ ∠75°75° и III—падение ЮЗ 140° ∠25°.

Эти трещины создают ясно выраженную параллелепипедальную отдельность.

Макроскопически порода похожа на тешенит, но она не однородна по всей мощности. В верхней части жилы в ней встречаются три полосы мощностью 0,5 *м* каждая, чередующиеся с нормальной породой жилы. Эти по-

лосы оставляют впечатление сильно измененной породы и, в отличие от зеленовато-серых или черных пород жилы, они окрашены в серовато-желтоватый цвет и являются более рыхлыми. В них макроскопически заметны иголочки роговой обманки, которые в нормальной части жилы отсутствуют.

В нижней части жилы имеем породу черного цвета со сфероидальной отдельностью. Под микроскопом (шл. № 248) она оказалась крупнозернистым авгито-лабрадоровым диабазом с офитовой структурой. Короткопризматические и таблитчатые зерна плагиоклаза и ксеноморфные зерна авгита образуют главную массу породы. Местами авгит и плагиоклаз одинаково идиоморфны. Плагиоклаз свеж, бесцветен, относится к ряду лабрадора № 61 (угол симметричного погасания—33°). Размеры плагиоклазовых зерен 0,5—0,7 × 0,2—0,3 *мм*. Авгит свеж, бесцветен, чаще в виде крупных

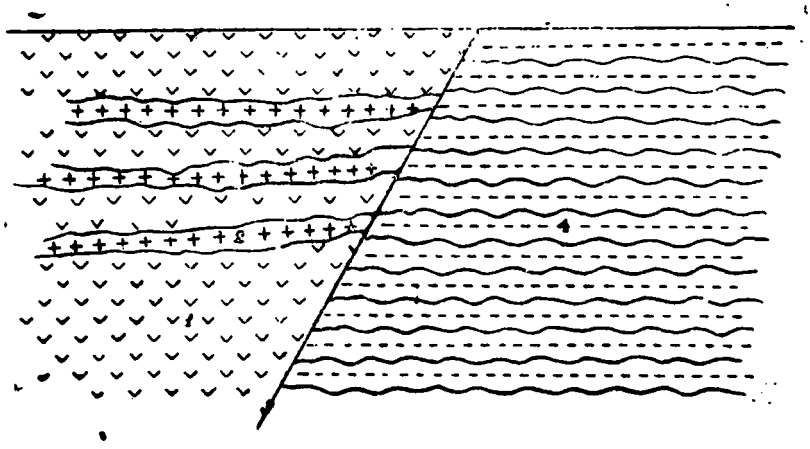


Рис. 20. Пересечение диабаза жилами монцонит-диабаза. 1—диабаз; 2—монцонит-диабаз; 3—плоскость сброса: 4—вмещающие слои флиша.

зерен 2 × 1 или 1 × 0,7 мм, CNg = 45—47°; количественно не уступает плагиоклазу. Много хлорита в виде отдельных листочков и скоплений с хорошей спайностью. Некоторая часть хлорита, повидимому, образована по биотиту. Встречаются неопределенной формы псевдоморфозы серпентина и мелкочешуйчатого талька, возможно, по оливину. Ильменит встречен в виде неправильных крупных зерен в небольшом количестве. Подсчет количественно-минералогического состава сетчатым окулярмикрометром дает следующие результаты:

Авгита—33%, лабрадора—56%, хлорито-серпентино-тальковых скоплений—8%, ильменита—3%.

В средней и верхней части жилы порода делается значительно более светлой и приобретает серую окраску, но микроскопически (шл. № 249) отличается от уже описанной породы лишь гораздо меньшим содержанием

авгита. Ее минералогический состав таков: лабрадора—89,2%, авгита—5,4%, хлорито-серпентина—3,8%, ильменита—1,6%, много апатитовых игл.

Порода из первой измененной полосы (шл. № 250) характеризуется полнокристаллической крупнозернистой офито-монцонитовой структурой. Крупные таблитчатые и призматические зерна плагиоклаза образуют главную массу породы. Авгит ясно более ксеноморфен и находится в промежутках между плагиоклазами. Но промежутки выполнены, главным образом, калишпатом, который образует довольно широкую каемку вокруг плагиоклаза или встречается в виде неправильных зерен и микропегматитовых прорастаний с кварцем. Кварц иногда образует и самостоятельные зерна. В промежутках в небольшом количестве присутствует пренит.

Плагиоклаз полностью пелитизирован, в проходящем свете окрашен в грязно-серый цвет и почти совершенно непрозрачен. Калишпат также пелитизирован, но с образованием рыжеватых пелитовых продуктов; обычно пелитизация калишпата менее интенсивная, часто слабая. Вокруг плагиоклаза замечены мирмекитовые образования (рис. 21).

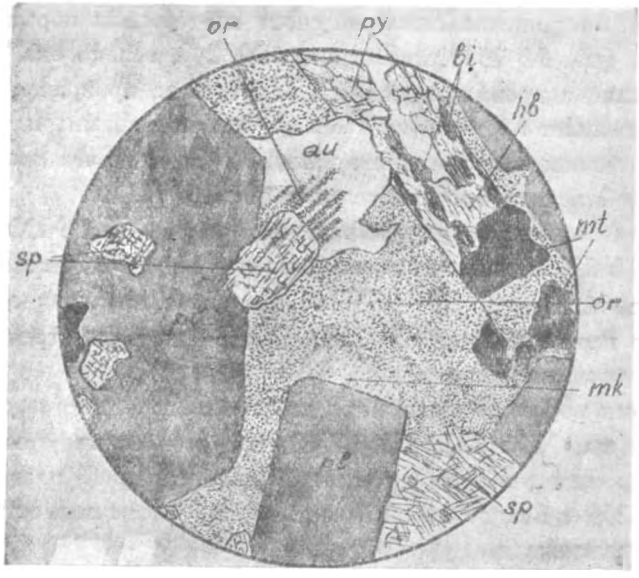


Рис. 21. Шлиф 250. Монцонит-диабаз: or—калишпат, mk—мирмекит; pl—плагиоклаз; sp—серпентиновые псевдоморфозы; Qu—кварц; hb—роговая обманка; bi—биотит; py—пироксен; mt—магнетит.

Авгит бесцветен, с ним срастается зеленая роговая обманка. Большинство зерен авгита по краям и вдоль трещин интенсивно замещается мелкочешуйчатым серпентином, причем в шлифе наблюдаются все переходы от зеленых до совершенно бурых разностей, напоминающих иддингсит или

бовлингит. Этот шлиф снова ставит перед нами вопрос: не являются ли так называемые бовлингиты железистыми серпентинами? В небольшом количестве встречается светлозеленая роговая обманка, с $CNg = 13^0$; обычно она срастается с авгитом и, повидимому, образовалась путем уралитизации последнего. Ильменит встречается в виде характерной формы зерен и часто окружен бурым серпентином.

Размеры плагиоклазовых зерен $0,5 \times 0,3$ до $2 \times 0,5$ *мм*, авгитовых зерен—$0,5 \times 0,2$ до $0,7 \times 0,3$ *мм*, серпентиновые скопления достигают $0,8 \times 0,3$ *мм*, но обычно гораздо меньше. Количественно-минералогический состав породы: плагиоклаза 69,5%, авгита—6,6%, калишпата—3%, микропегматита—6,6%, кварца—0,9%, серпентина—9,5%, роговой обманки—0,4%, ильменита—2,7%, пренита—0,9%. Таким образом, общее количество калишпата и микропегматита достигает 10%, и, если принять кроме того монцонитовый характер структуры, то получается, что имеем диабазовую (или габбро-диабазовую) породу, уклоняющуюся в сторону монцонитов, то-есть это—порода переходная между диабазом и монцонитом и поэтому ее следует называть монцо-диабазом.

Над этой монцонитовой полосой снова идет свежая нормально диабазовая порода (шл. № 251), аналогичная № 249, только она интенсивно цеолитизирована и пренитизирована. Цеолит свеж, прозрачен и вместе с пренитом выполняет промежутки между плагиоклазами или замещает их. Авгит интенсивно серпентинизирован. Много иголочек апатита. Шлиф сечется жилкой пелитизированного анальцима.

Породы из остальных двух измененных полос (шл. №№ 252 и 254) аналогичны № 250 и также содержат значительное количество калишпата и микропегматита (около 10—12%). Плагиоклаз пелитизирован слабее, чем в породе первой полосы (№ 250). В промежутках встречается незначительное количество цеолита.

Над этими монцонитовыми породами опять находятся нормальные породы жилы (шл. №№ 253, 255 и 256), представленные цеолитовым-авгито-лабрадоровым диабазом с частичной альбитизацией плагиоклаза, но в шлифе № 256 из самой верхней части жилы, имеем полностью альбитизированный плагиоклаз.

Вышеприведенное детальное описание Вашлованского силла ясно показывает, что здесь мы имеем дело со сложной или смешанной жилой. Пластовая жила авгито-лабрадорового диабаза пересечена тремя согласно с ней залегающими, параллельными жилами монцо-диабаза (или монцо-габбро), которые в поле нами условно назывались измененными полосами в диабазе, так как нам казалось, что имеем дело с гидротермально-пневматолитным изменением диабаза вдоль определенных трещин. Но как показало микроскопическое исследование, эти полосы (жилы) существенно отли-

чаются от вмещающих диабазов присутствием в их составе калишпата и микропегматита в количестве до 10—12%. Ясно, что появление в породе микропегматита никак нельзя считать результатом гидротермально-пневматолитного процесса.

К этому следует добавить, что границы между этими жилами и вмещающим диабазом достаточно ясны и диабаз вблизи этих жил испытывает интенсивную цеолитизацию, пренитизацию, серпентинизацию, что в столь сильной степени не наблюдалось в других частях диабазового силла.

Описанное явление пересечения монцонит-диабазом нормального диабаза дает возможность ближе подойти к выяснению возрастных взаимоотношений разных типов пород палеогена Аджаро-Триалетии.

6. Жильные интрузивные породы, аналогичные боржомским диабазам в палеогене Аджаро-Триалетского хребта

В Аджаро-Триалетском хребте среди палеогеновых толщ нередко встречаются пластовые или секущие жилы, сложенные породами аналогичными описанным нами жилам окрестностей Боржоми.

Эти породы описаны в работах Д. С. Белянкина [39], В. П. Петрова [278], Б. П. Беликова [20] В. П. Еремеева [152]. Сводка по этим породам дана в последней работе Д. С. Белянкина и В. П. Петрова [50].

Для полноты картины и получения необходимых выводов, приведем краткую характеристику этих пород.

В Аджарии породы габбро-диабазового облика известны в следующих местностях: Цихис-дзири, Хала-цхали, Чаквис-тави, Махалакидзе, Джочо, Марадиди, Дгвани, Горджоми.

Цихисдзирский интрузив обнажается около жел. дор. платформы Цихис-дзири на берегу моря. Порода макроскопически темная, мелкозернистая, габбрового облика.

Минералогический состав: серицитизированный и кальцитизированный зональный плагиоклаз ряда андезина от 27 до 54 номера, пелитизированный анортоклаз, авгит, частично уралитизированный и хлоритизированный. Порода авторами названа габбро-диоритом, но некоторые разновидности, содержащие значительное количество анортоклаза, определены как сиенито-диориты.

В окрестностях с. Чакви, по р. Хала-цхали, среди частично пелитизированных авгитовых порфиритов среднего эоцена выходит интрузив внешне диабазового облика. Минералогический состав породы изменчив. Попадаются как авгитовые, так и роговообманковые разности или с обоими минералами вместе. Плагиоклаз—зональный, от альбита № 10—12 в кра-

ной зоне до лабрадора в ядре; анортоклаз образует каемки вокруг плагиоклаза.

Чаквиставская интрузия слагается из породы вполне аналогичной основным разностям Цихисдзирского интрузива.

Марадидская интрузия около сел. Нижний Марадиди, залегает в виде жилы или линзы среди эоценовых пород. Порода описана как диоритовый порфирит со следами анортоклаза.

Около сел. Махалакидзе в Хулойском районе обнажена дайка свежей, среднезернистой породы мощностью 20—25 *м*. Структура породы типично монцонитовая; состав—свежий плагиоклаз ряда андезина № 40—45, уралитовая роговая обманка и хлоритизированный биотит. Промежутки между ними выполнены ксеноморфным кварцем и анортоказом.

Интрузии Джочо, Горджоми и Дгвани также не отличаются от приведенных выше и носят габбро-монцонитовый характер с незначительным содержанием анортоклаза. Лишь порода Горджоми содержит анортоклаза до 15—20%, а остальные содержат калишпата не выше 10%; иногда количество калишпата опускается до незначительных примесей.

Аналогичные монцо-габбровые породы из района Зекарского перевала и окрестностей минеральных источников Саирме описаны Н. И. Схиртладзе, из первого района по сборам П. Д. Гамкрелидзе, впервые обнаружившего эту интрузию в 1944 году [90], а из местности Саирме по материалам Ш. Чубинидзе, производившего гидрогеологическое изучение минеральных источников в 1939 году.

Первая порода из Зекарского перевала Н. И. Схиртладзе определяется как габбро-диорит, так как состоит из зонального плагиоклаза ряда андезина, авгита, который местами ксеноморфен по отношению к плагиоклазу, листочков биотита, хлорита, и незначительного количества кварца.

Порода Саирме аналогична Зекарской породе, но в промежутках содержит хорошо выраженный микропегматит в значительном количестве.

Несколько жил аналогичного авгитового диабаза с частично или полностью альбитизированным плагиоклазом и кварцево-калишпатовой массой в интерстициях описано нами из Маяковского и Ванского районов по материалам геолога М. Ф. Дзвелая (шл. №№ 4, 4а, 5, 7. 36 и 39 1938 г. и шл. № 4 1939 года).

Из этих пород два образца подвергнуты химическому анализу, поэтому приведем их краткую микроскопическую характеристику.

Шлиф № 4 (1939 г.). Порода взята по дороге Вани-Двалишвилеби, на левом берегу р. Силори. Здесь—в среднеэоценовой толще обнажены 2 жилы, мощностью до 2 *м* каждая. Под микроскопом—порфировая структура. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза и хлоритово-анальцимового базиса; попадаются палочки и зерна темнофиолетового авгита и

зернышки магнетита. Фенокристаллы—крупные, таблитчатые зерна интенсивно пелитизированного и частично хлоритизированного плагиоклаза-альбита, который в неизменных участках представлен лабрадором № 65. Авгит образует свежие, идиоморфные, слегка зеленоватые зерна с $CNg=45^0$; по количеству уступает плагиоклазу. Встречаются хлорито-серпентиновые псевдоморфозы по оливину. Рудный минерал представлен ильменитом.

Для этой породы характерно присутствие в основной массе небольшого количества заметно пелитизированного калишпата, который обрастает также вокруг плагиоклазовых фенокристаллов в виде узкой каемки.

Порода № 39 из жилы, секущей эоценовую вулканогенную толщу в Маяковском районе, не отличается от уже описанной.

Анализы этих диабазов приведены в таблице вместе с химическими анализами других среднеэоценовых пород (табл. 21, анал. 22 и 23).

В Восточной Грузии, в эоцене Триалетского хребта также встречаются силловые диабазовые породы, которые по составу не отличаются от описанных выше монцонито-диабазов и монцонито-габбро.

Наиболее типичными представителями таких пород из Триалетского хребта будут: 1) габбро-монцонитовая интрузия р. Болованис-хеви и 2) цеолитовое габбро Гверджинети.

Болованисхевская интрузия описана С. С. Кузнецовым и Б. П. Беликовым [22], по данным которых она залегает в виде пластовой жилы мощностью 20—70 *м* в палеоценовом флише. Краевая часть интрузива представлена порфировой породой, состоящей из мелкокристаллической основной массы и фенокристаллов частично цеолитизированного плагиоклаза № 59. Основная масса слагается альбитизированным плагиоклазом, калишпатом, короткопризматическими зернами авгита и листочками биотита; в интерстициях замечено бесцветное стекло. Это стекло, повидимому, нужно считать за анальцим, так как вряд ли в такой мощной интрузии возможно наличие стекла; кроме того, в основной породе габбрового состава стекло не должно быть бесцветным (Г. Д.).

Это суждение тем более кажется нам правильным, что в центральной части жилы установлено наличие анальцима вместе с другими цеолитами. В этой части жилы порода крупнозернистая и состоит из частично альбитизированного лабрадора, калишпата в промежутках и в виде каемок вокруг плагиоклазов, авгита и биотита. Отмечается присутствие вторичного (? Г. Д.) цеолита, анальцима и томсонита. В этом же интрузиве установлено наличие неизмененного оливина.

Гверджинетская интрузия описана В. А. Еремеевым [152], по которому она образует пластовую жилу мощностью 35—40 *м* в флишевой толще нижнего эоцена. Порода состоит из заметно альбитизированного и замещенного цеолитом плагиоклаза № 45—50, авгита, плеохроичного биотита, хлорита, томсонита и сколецита.

Для облегчения сравнения и обзора приведем таблицу количественно-минералогического состава силловых пород палеогена Аджаро-Триалетского хребта (табл. 18а).

Приведенные характеристики и сопоставление количественно-минералогического состава диабазовых образований Аджаро-Триалетской складчатой системы позволяют сделать следующие выводы:

1. Среди палеогеновых образований Аджаро-Триалетского хребта довольно часто встречаются диабазовые тела, приуроченные главным образом к флишевой толще нижнего эоцена.

2. Форма залегания этих тел, где только удается установить—пластовые жилы разной мощности от 0,5 *м* до 30—40 *м*.

3. Макроскопически это зеленые, серо-зеленые или зеленовато-серые, иногда темнозеленые зернистые породы с диабазовым обликом. В периферических частях жил структура мелкозернистая, порфировая или, в приконтактовых частях, роговикоподобная.

4. Микроструктура пород всегда более или менее ясно выраженная офитовая, уклоняющаяся в сторону габбровой или монцонитовой. В последнем случае калишпат образует каемки вокруг плагиоклаза.

5. В минералогическом составе главную роль играют плагиоклаз ряда андезина-лабрадора, часто интенсивно альбитизированный, и бесцветный или слегка зеленоватый моноклинный пироксен ряда авгита. Калишпат присутствует в виде более или менее пелитизированного анортоклаза в количестве от следов до 9—10%. Часто в одной и той же жиле, наряду с разностями совершенно не содержащими калишпата или содержащими лишь его следы, бывают разновидности с значительным содержанием его в интерстициях, иногда в виде микропегматита.

Реже встречаются породы с содержанием калишпата до 18—20%.

Обыкновенная роговая обманка встречается редко, чаще совместно с авгитом и, повидимому, носит уралитовый характер.

Почти постоянными компонентами являются биотит и образовавшийся за счет биотита и авгита, хлорит. Оливин констатирован лишь в одном случае и то полностью серпентинизированный, в количестве до 2,3%.

Цеолиты и анальцим за редким исключением отсутствуют полностью.

Кварц в виде самостоятельного минерала присутствует не всегда и то в незначительном количестве.

6. По структурно-минералогическим особенностям в этой серии пород имеем все переходы от нормальных авгито-лабрадоровых диабазов до монцонитов, через диабазы, содержащие малые количества калишпата.

7. Эти переходные разности правильнее называть монцодиабазами, аналогично монцодиоритам Джохансена, а не эссекситдиабазам, как иногда называются породы некоторыми авторами, так как в них отсутствуют

Таблица 18а[1]

Интрузивы / Минералы	Цихисдзири		Халацхали	Чаквистави	Джочо	Дгвани	Горджоми	Болованисхеви	Гверджинети	Махалакидзе	Окрестности Боржоми			
											Диабазы			Секущая жила в Вишлованском силле
	Диорит сред. из 3-х	Диорит сред. из 2-х	Среднее из 4-х	Обр. № 745	Среднее из 4-х		Среднее из 2-х		Среднее из 3-х		№ 221 1 ж. в парке Мин. вод	Вашлов. жила в ниж. части	Вашлов. жила центральн. часть	
Плагиоклаз	56,2	57,1	60,9	52,7	54,8	76,2	47,5	—	59,3	60,5	69,8	56	89,2	69,5
Калишпат	6,5	18,0	8,2	8,6	17,5	8.8	18,0	—	—	6,5	5,0	—	—	9,5
Кварц	—	3,3	0,4	1,2	1.4	—	—	—	—	21,1	6,0	—	—	0,9
Пироксен	21,1	12,5	8,1	—	15,1	2,7	14,4	—	9,0	—	6,0	33	5,4	6,6
Риотит	4,1	1,5	6,4	—	1,1	6,8	5,8	—	4,1	0,5	2,5	—	—	—
Роговая обманка	—	1,0	9,3	33,9	4,9	—	—	—	11,0	8,6	—	—	—	0,4
Хлорит и серицит	1,0	2,0	1,1	—	2,5	0,5	7,9	—	0,9	4,7	8,0	8	3,8	9,5
Будные	7,6	3,5	4,4	3,4	2,5	3,0	5,2	—	4,1	1,1	2,5	3	1,6	2,7
Оливин	2,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Апатит	—	0,9	0,4	0,1	0,1	1,4	—	—	1,5	—	0,1	—	—	—
Анальцим	—	—	—	—	—	—	1,2	—	—	—	—	—	—	—
Разных цеолитов и пренита	—	—	—	—	—	—	—	—	10,0	—	—	—	—	0,9

[1] Материал для сравнения взят из „Петрографии Грузии".

признаки эссекситовых пород (щелочная роговая обманка, титан-авгит, анальцим) в то время, как имеются налицо характерные признаки монцонтовых пород.

8. По минералогическому составу эти монцо-диабазы вполне аналогичны нижним, бедным авгитами порфиритам средне-эоценовой вулканогенной толщи. Нет сомнения, что монцо-диабазы представляют силловую фацию первой фазы среднеэоценового эффузивного вулканизма.

9. Это положение подтверждается фактом пересечения диабазов Боржомского района верхними, богатыми авгитом порфиритами среднего эоцена.

10. Среди этих пород особняком стоит цеолитовое габбро Гверджинети, характеризующееся полным отсутствием калишпата и кварца, присутствием баркевикитовой роговой обманки до 11% и пренита и разных цеолитов до 10%. Эта порода по составу вполне аналогична изученным В. П. Петровым [278] жильным цеолитовым породам Аджарии и описанным нами в этой работе таким же жильным породам Боржомского района.

11. В соответствующем месте мы показали полное сходство этих пород с верхними авгитовыми порфиритами среднеэоценовой толщи и поэтому вполне естественным является вывод, что жильные цеолитовые породы Аджаро-Триалетского хребта, являясь образованиями синхронными верхним авгитовым порфиритам среднего эоцена, представляют собой их жильную фацию.

12. Таким образом, жильные цеолитовые породы Аджаро-Триалетского хребта принадлежат к среднеэоценовому вулканическому циклу, но являются сравнительно более молодыми, чем монцо-диабазы и нижние порфириты среднего же эоцена.

7. Интрузивы, генетически связанные со среднеэоценовой вулканогенной толщей

В Аджарии и Гурии известны многочисленные крупные и мелкие выходы интрузивных пород сиенито-диоритового типа. Впервые они были описаны И. Григорьевым в бассейне р. Мериси [105].

Детальное исследование Аджарских и Гурийских интрузивов провели работники Академии Наук СССР Д. С. Белянкин, В. П. Петров и В. П. Еремеев [42, 43]. Позже этими же интрузивами занимался В. Р. Надирадзе [253]. Г. М. Заридзе в своей сводной работе приводит описание всех Аджарских и Гурийских интрузивов, по данным выше названных авторов. По Г. М. Заридзе, возраст этих интрузий определяется границами—средний эоцен—сармат, так как они внедрены в среднеэоценовую вулканогенную толщу, а их галька была найдена в нижнесарматском конгломерате. Самую же новую сводку по этим породам мы видим в труде Д. С. Белян-

кина и В. П. Петрова [50], в котором использованы не только опубликованные и фондовые материалы, но и богатый фактический материал, собранный самими авторами и до сих пор не опубликованный.

Нашей задачей не является дать сводку по этим интрузивам, поэтому их описание мы приводить здесь не будем. Вспомним лишь вкратце основные моменты характеризующие эти интрузивы.

1. Они всегда приурочены к среднеэоценовой вулканогенной толще, которая контактно изменена пиритовой пропилитизацией.

2. В отношении минералогического состава характерно: а) полное отсутствие кварца или присутствие его в количестве лишь нескольких процентов. Исключительно редко встречаются породы, содержащие кварц до 18—20%, и то такие типы представлены аплитовыми разностями, б) редкое преобладание калишпата над плагиоклазом, то-есть большей частью монционитовый и монцо-диоритовый характер этих пород, в) почти всегда присутствие темного силиката, главным образом в виде авгита, над которым редко преобладает биотит и амфибол.

3. Характерна большая неоднородность интрузивов. В центре чаще сиенитовые, они по краям слагаются монцо-диоритами, которые минералогически, химически и иногда даже структурно аналогичны мелким силловым породам, описанным нами в предыдущей главе.

Таким образом, не вызывает сомнения тесная генетическая связь этих интрузий с среднеэоценовым вулканизмом. Они представляют лишь слегка обогащенные калием диференциаты той магмы, которая дала средне-эоценовые породы, также характеризующиеся хоть и меньшим, чем интрузивы, но все таки значительным содержанием калия.

Возраст этих интрузий также не может значительно отличаться от среднего эоцена.

Согласно существующим взглядам Бубнова [56], Штауба [384] и других тектонистов, которые были приведены нами при характеристике среднеюрского вулканизма, с развитием геосинклинали совпадает мощный эффузивный вулканизм, образующий характерный комплекс спилито-порфиритовых зеленокаменных пород, свойственных для всех геосинклинальных гор. Это так называемые офиолиты складчатых систем.

С началом орогенетических движений прекращается эффузивный вулканизм и начинается интрузивная фаза. Естественно, что эти интрузии главным образом внедряются в те эффузивные толщи, которые перед этим были накоплены в геосинклинали, так как интрузивный процесс питается из тех-же магматических очагов, что и эффузивный.

В Аджаро-Триалетском хребте наблюдаем картину, полностью соответствующую приведенной схеме: в процессе прогибания дна Аджаро-Триалетской геосинклинали накапливается мощная вулканогенная толща, в

конце среднего эоцена начинается орогенетическое движение, вызвавшее складчатость в геосинклинали. Эта оро-фаза фиксируется повсеместно трансгрессивным налеганием верхнего эоцена на среднеэоценовую вулканогенную толщу. С этими орогенетическими движениями и связаны синорогенные сиенито-диоротовые интрузии Аджарии и Гурии. Значит, их возраст до-верхнеэоценовый и их внедрение, повидимому, нужно приурочить к недрам среднего эоцена.

Это мнение о среднеэоценовом возрасте сиенито-диоритовых интрузивов Аджарии и Гурии в настоящее время подкреплено находкой Н. А. Канделаки гальки сиенит-порфира в базальном конгломерате верхнего эоцена в районе Насакиральских минеральных источников. Сборы Н. А. Канделаки были им переданы мне для петрографического изучения и наличие сиенит-порфира впервые было нами установлено микроскопически.

Благодаря этой находке, Н. А. Канделаки [185] близко подошел к решению вопроса о возрасте Аджаро-Гурийских интрузивов, хотя его выводы в некоторой части требуют исправления. Приведем дословно его высказывания по этому вопросу:

«С наибольшей вероятностью можно говорить о том, что сиенитовые интрузивы Гурии приурочены тоже к верхнеэоценовой фазе вулканизма и горизонт анальцимовых трахитов и биотитовых туфов представляет эффузивную фацию той же магмы» ([185], стр. 66).

Во-первых—сиенито-диоритовые интрузивы Гирии, кроме анальцимовых сиенитов, являются не верхне-эоценовыми, а, как было указано выше, до-верхнеэоценовыми. Во-вторых, их эффузивная фация выражена не верхне-эоценовыми трахитами, а предшествовавшими интрузиям среднеэоценовыми эффузивами, о сходстве которых с интрузивами уже было сказано выше.

Что касается анальцимовых трахитов и анальцимовых сиенитов, они нами будут разобраны в главе о верхнеэоценовом вулканизме.

8. Характеристика химизма магматических пород среднего эоцена

В нижеприводимой таблице собраны почти все известные анализы покровных и силловых пород среднего эоцена. Из них 6 анализов впервые публикуются нами. Для сравнения в таблице помещено лишь несколько анализов как сиенито-диоритовых, так и сиенитовых разновидностей интрузивов (табл. 21).

Приведены числовые характеристики всех пород, которые использованы для графического изображения химизма пород на диаграмме А. Н. Заварицкого. Диаграмма дает возможность установить следующие характерные черты химического состава среднеэоценовых пород (рис. 24, стр. 290).

1. Рой векторов распределяется в виде определенной, сравнительно узкой, полосы вдоль кривой IV. Означенная кривая на оводной диаграмме типов естественных ассоциаций вулканических горных пород, по А. Н. Заварицкому, ограничивает справа линии известково-щелочных ассоциаций и характеризует породы, переходные от известково-щелочных к щелочным типам. Этой кривой характеризуются породы вулкана Этны.

2. Ясно видно, что большинство начальных точек векторов попадает левее этой линии, и лишь четыре породы находятся недалеко от нее, если не считать сиенита в правом верхнем углу поля ASB. На поле CSB также почти все породы находятся левее этой кривой.

3. Сказанное делает ясным, что породы среднего эоцена относятся к известково-щелочному типу и больше всего приближаются к типу Иеллоустонского парка. Из этого типа к нашим породам больше всего подходят породы вулкана Крандалл, представленные также габбро-порфиритами, базальтами и ортоклазовыми базальтами, габбро-диоритами, монцонитами и пр.

4. В отличие от пород Иеллоустонского парка наши породы характеризуются сравнительно меньшим содержанием магния и большим извести в темных силикатах пород, что выражено более пологим направлением векторов на ASB.

5. Для сравнения на диаграмму нанесены средние составы, по Дели, диабаза, монцонита, эссексита и эссексит-габбро. Линия М—Д, соединяющая начальные точки среднего диабаза и монцонита, является как-бы осевой линией, вдоль которой располагается большинство точек эоценовых пород. Это подтверждает высказанное нами мнение о монцо-диабазовом характере пород среднего эоцена. Лишь небольшое число пород уклоняется в сторону линии, соединяющей эссексита и эссекситового габбро, давая разновидности эссексито-диабазового характера.

6. В верхней части роя несколько векторов наклонены влево, показывая пересыщение глиноземом. Это главным образом биотит-содержащие породы.

7. На плоскости CSB диаграммы видно сравнительное богатство пород калием, выраженное сравнительно пологим направлением векторов.

Г) ВЕРХНЕЭОЦЕНОВЫЕ ЭФФУЗИВЫ АДЖАРО-ТРИАЛЕТИИ

I. Введение

В Триалетском хребте верхний эоцен в вулканогенной фации отсутствует и представлен лишь свитой песчаников и глинистых сланцев.

В пределах Аджарии и Гурии С. С. Кузнецов [214] выделяет мощную верхнеэоценовую вулканогенную толщу богатых авгитом туфов и порфи-

ритов, для которых характерно наличие многочисленных вкрапленников прекрасно образованных кристаллов авгита.

К верхнему же эоцену С. С. Кузнецов и Б. П. Беликов относят описанные ими калибазальты с левого берега р. Чорохи у поста Капандиби, а также из покрова шаровых лав близ сел. Нацхватеви и Ачи.

Несомненно к верхнему эоцену относят П. Д. Гамкрелидзе и Н. А. Канделаки вулканогенную толщу, трансгрессивно залегающую над среднеэоценовой вулканогенной серией в Ахалцихско-Адигенском районе, названную ими адигенской свитой [90].

Эта толща состоит из чередования карбонатных песчаников и глин с туфобрекчиями и порфиритовыми покровами базальтового облика. В туфобрекчиях встречаются глыбы нуммулитовых песчаников.

Петрографически адигенская свита изучена слабо. Несколько образцов из коллекции П. Д. Гамкрелидзе и Н. А. Канделаки описано Н. И. Схиртладзе, который характеризует их как андезиты, андезито-базальты и базальты, состоящие из гиалопилитовой основной массы с микролитами андезина № 45—50 и стекловатым базисом. Фенокристаллы—свежий зональный плагиоклаз от лабрадора № 65 в центре до андезина № 45—50 по краям и авгит, свежий, бесцветный, $CNg = 40—42^0$. В незначительном количестве в некоторых шлифах встречаются хлорито-серпентиновые псевдоморфозы, по форме похожие на оливин.

Следует отметить более свежий характер верхнеэоценовых порфиритов по сравнению с порфиритами среднего эоцена.

В Гурии Н. А. Канделаки [185] выделяет верхний эоцен, трансгрессивно залегающий над среднеэоценовой вулканогенной толщей и представленный в мергелисто-глинистой и вулканогенной фациях. (см. карту, рис. 22).

По автору, над среднеэоценовой толщей в районе Чохатаури залегает:

1. пачка светлых биотитовых, санидиновых анальцимовых трахитов и их туфов мощностью от 0 до 100 *м* в разных местах,

2. выше идут грубослоистые биотитовые туфопесчаники с прослоями песчанистых глин желтоватого цвета, мощностью 40—60 *м*,

3. выше голубые и желтовато-серые мергели с пропластками глин, образовавшихся из биотитовых туфов, с сохранившейся структурой туфа. Мергели переполнены глобигеринами и другими фораминиферами, которые, по определению М. В. Качарава, представлены верхнеэоценовыми формами.

В вулканогенной части свиты Н. А. Канделаки различает:

1. биотитовые трахиты и их туфы и
2. авгито-биотитовые андезито-базальты и их туфы.

Последние образуют так называемые Самебо-Накубарский, Насакиральский и Баилетский массивы, которые геологически и петрографически детально изучены Д. С. Белянкиным, В. П. Петровым и К. С. Масловым

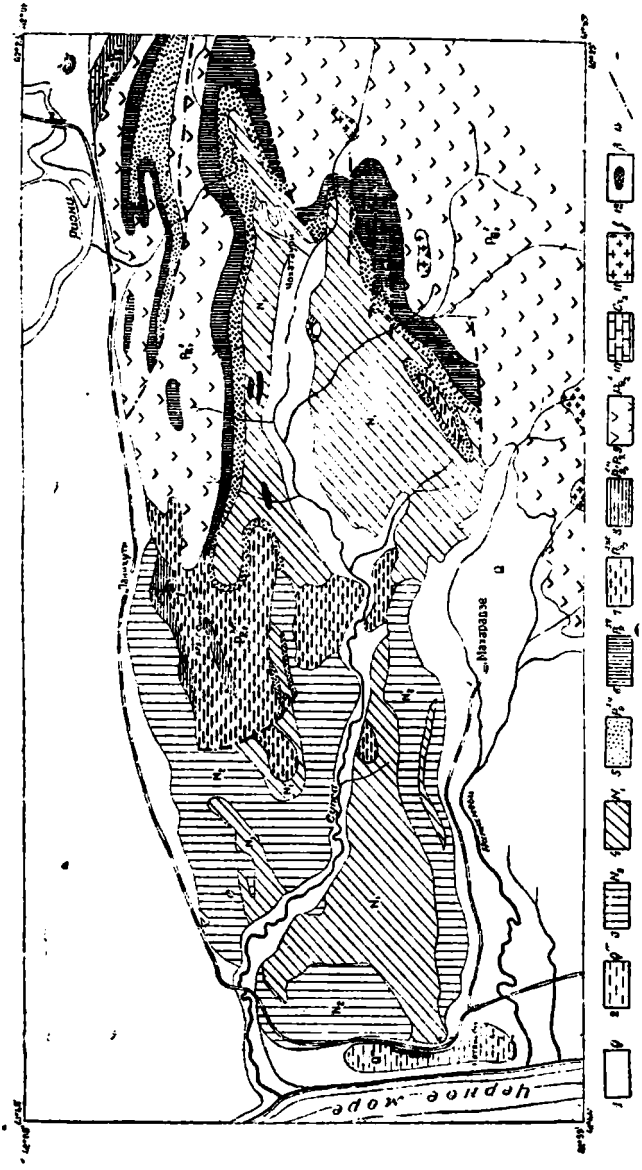


Рис. 22. Распространение верхнеэоценовых щелочных эффузивов Северной Гурии (по Н. А. Канделаки). 1—древние аллювиальные отложения; 2—отложения заболоченных равнин; 3—плиоцен; 4—миоцен; 5—фораминиферовые мергели верхнего эоцена; 6—горизонт биотитовых трахитов и туфов в. эоцена; 7—щелочные базальты и тефриты в. эоцена (Кодори—Насакиральский, Самебо-накубарский и Баилетский „массивы"); 8—средний и нижний эоцен и палеоцен; 9—вулканогенный средний эоцен; 10—верхний мел; 11—сиениты; 12—базальты; 13—разрывы.

[42], при чем в вопросе о возрасте этих массивов К. С. Маслов не соглашается с первыми двумя авторами, считавшими эти массивы эоценовыми, и относит их к посткиммерийскому времени.

Н. А. Канделаки [185] удалось установить переслаивание пород, слагающих эти «массивы», с их туфами, которые выше перекрываются фораминиферовыми мергелями верхнего эоцена. Таким образом, по Н. А. Канделаки, это не массивы, а грубослоистые вулканогенные толщи, в которых на определенных участках лавы преобладают над рыхлыми продуктами извержения и создают впечатление «массивов». Последнее название, по Н. А. Канделаки, можно сохранить лишь с целью выразить их морфологический характер, а не в генетическом смысле.

Исходя из приведенных фактов, правильность взгляда Д. С. Белянкина и В. П. Петрова о эоценовом возрасте этих эффузивных тел не может вызывать сомнений. Однако, здесь требуется уточнение: они являются не среднеэоценовыми, а верхнеэоценовыми.

2. Петрографическая характеристика пород

Приведем краткую петрографическую характеристику верхне-эоценовых эффузивных пород Гурии и Аджарии.

Трахиты. Горизонт так называемых биотитовых туфов, впервые выделенный Б. Ф. Меффертом в Гурии, протягивается в восточном направлении вдоль предгорий Аджаро-Имеретинского хребта и переходит в Ванский и Маяковский районы.

Впервые петрографический характер пород, слагающих горизонт «биотитовых туфов», был изучен нами по богатой коллекции М. Ф. Дзвелая, переданной нам для обработки. Описания шлифов приложены к работе М. Ф. Дзвелая [125], хранящейся в фондах Грузнефти. В результате этих исследований была установлена трахитовая природа этого горизонта, состоящего из переслаивания трахитовых туфов с покровами того же состава. Толща иногда сечется жилами таких же трахитов, не выходящими за пределы данного горизонта.

Приведем описание нескольких шлифов из этого горизонта. В сел. Тобаниери, в долине р. Кумури, по М. Ф. Дзвелая, имеем следующую картину: в слоистые биотитовые туфы внедряется небольшой массивчик светлосерой, почти белой породы. Аналогичная же порода образует дайку в тех же слоях. Схематически это соотношение выражено на приведенном ниже рисунке, где указаны номера шлифов соответствующих пород (рис. 23).

Шлиф № 14 оказался трахитом с порфировой структурой. Под микроскопом основная масса состоит из лейст санидина и альбита и тонких листочков биотита. Базис, повидимому, анальцимовый, но присутствует в незначительном количестве. Фенокристаллы—таблитчатые зерна альбита в большинстве случаев с замещенной анальцимом центральной частью, а

узкая каемка совершенно свежа и представлена санидином. Биотит—в фенокристаллах в виде нескольких совершенно свежих листочков; авгит присутствует лишь в виде трех неправильных, бесцветных свежих обломков.

Шлифы №№ 15 и 16 имеют типичную туфовую структуру. Состоит из обломков крупных кристаллов санидина, авгита, листочков биотита и обломков трахитовых пород, сцементированных анальцимом. Анальцим интенсивно замещает полевые шпаты. Много хлорита, пересекающего по неправильным трещинкам анальцим.

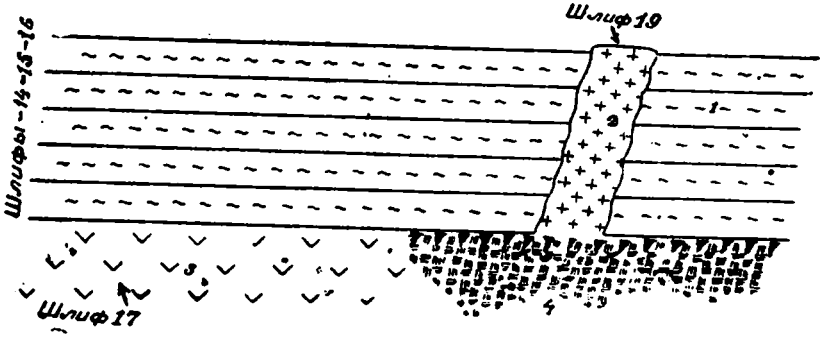


Рис. 23. 1—слои биотитовых туфов; 2—дайка трахита; 3—покров трахита; 4—наносы.

Шлиф № 17 из небольшого трахитового тела оказался биотитовым анальцимовым трахитом, который под микроскопом имеет порфировую структуру. Основная масса трахитовая и состоит из лейст санидина и альбита; стекловатый базис, повидимому, отсутствует. Фенокристаллы—совершенно свежие санидин и альбит, а также биотит. Анальцим в виде несомненно первичного минерала выполняет промежутки между другими компонентами, а также замещает плагиоклаз. Апатит встречается в виде идиоморфных зерен в небольшом количестве.

Шлиф № 19 из жилы также представляет собой биотитовый анальцимовый трахит, аналогичный № 17, но чуть более крупно-зернистый.

Шлиф № 22, взятый по той же р. Кумури, по М. Ф. Дзвелая, из горизонта биотитовых туфов, оказывается биотитовым анальцимовым трахитом, аналогичным вышеописанным.

В окрестностях сел. Опети из горизонта биотитовых туфов взяты шлифы №№ 37, 38, 39. Шлифы №№ 37 и 39 оказались биотитовыми анальцимовыми трахитами, аналогичными вышеописанным породам из р. Кумури, с переменным количеством анальцима, а шл. № 38 агломератным туфом трахита, сцементированным анальцимом.

Такого же трахитового состава оказался этот горизонт в окрестностях сел. Букис-цихе на берегу р. Супса (шл. №№ 40, 41, 42).

В эти породы здесь внедряется небольшой интрузив анальцимового сиенита (шл. № 43), по М. Ф. Дзвелая, несомненно эоценового возраста. Порода под микроскопом полнокристаллическая, гипидиоморфно-зернистая; состоит из плагиоклаза, ортоклаза, биотита, авгита, анальцима. Плагиоклаз свеж, представлен олигоклазом часто с антипертитовыми вростками калиевого полевого шпата. Калишпат заметно пелитизирован, выполняет промежутки между другими минералами и присутствует в породе в значительном количестве. Биотит вполне свеж, образует идиоморфные листочки. Авгиты—свежие, бесцветные, идиоморфные зерна. Анальцима мало; наблюдается в промежутках между другими минералами, как самый поздний продукт кристаллизации.

В окрестности сел. Джапана, на берегу р. Джапана, из горизонта биотитовых туфов взята порода, по М. Ф. Дзвелая, синхронная вмещающим слоям. Под микроскопом (шл. № 56) порода оказалась биотитовым трахитом с порфировой структурой. Основная масса состоит из многочисленных лейст санидина и олигоклаза и светло-желтоватого фельзитового базиса. Фенокристаллы—совершенно свежий плагиоклаз № 30, часто заметно корродированный основной массой. Все без исключения фенокристаллы олигоклаза окружены ярко выделяющейся свежей каемкой санидина. Биотит—три свежих листочка. Попадаются два небольших обломка авгита.

Шлиф № 57 также представляет трахит, но заметно пиритизированный.

Порода № 56 проанализирована по нашему заданию в лаборатории Грузинского отделения ИМС'а. Результаты приведены в таблице 22 (анализ № 1).

Нами же изучен под микроскопом материал Н. А. Канделаки из горизонта биотитовых туфов Гурии. Приведем краткое описание некоторых шлифов.

Шлиф № 25. Агломератно-кристаллический туф трахита. Порода состоит из обломков витрофировых пород с флюидальной структурой стекла, обломков плагиоклаза, санидина с включением стекла и часто разъеденного анальцимом, обломков зеленоватого авгита и листочков свежего, темнокоричневого резко плеохроичного биотита. Есть несколько зерен апатита; одно зерно имеет резмеры $0{,}5 \times 0{,}2$ *мм*. Цементируются все обломки анальцимом и слабо анизотропным радиально-лучистым цеолитом. Порода слабо пиритизирована.

Шлиф № 28. Биотитовый санидиновый трахит (или туф). Под микроскопом порода имеет скорее туфовый облик, чем лавовый. Основная, гряз-

но-серовато-зеленоватая масса состоит из хлоритизированного стекла и имеет хоть и не ясный, но все таки заметный обломочный характер. Редко встречаются обломки эффузивных пород с другой основной массой. Обломки минералов представлены многочисленными свежими зернами андезина с тонкой двойниковой штриховкой, по углу симметричного погасания = 25° стносятся к № 45. Санидин встречен в количестве 4—5 совершенно свежих зерен, в коноскопе показывающих ясную фигуру двуосного отрицательного минерала с малым 2v. Много совершенно свежих листочков биотита. В плагиоклазах часты включения слегка буроватых апатитов. Анальцим в этой породе не встречен. Трахитовый покров, распространенный в окрестностях сел. сел. Ванис-Кеди, Мтис-Пири, Чачиети, Вакисджвари, Шемокмеди и Макванети Махарадзевского района является синхроничным горизонту биотитовых туфов. Все эти выходы по наблюдениям М. Роква [302] и К. Екизашвили [150], образуют покров, к которому и приурочены месторождения асканита в сел. Аскана и каолина в окрестностях сел. Шемокмеди и Макванети.

Детальное описание этого трахита выполнено М. Роква [302], по которому и приводим ниже краткую характеристику.

Макроскопически порода плотная, желтоватого цвета; в ней различаются вкрапленники биотита и полевого шпата.

Под микроскопом—структура трахитовая; основная масса состоит из микролитов санидина и чешуек биотита.

Фенокристаллы представлены идиоморфными, совершенно свежими санидинами с углом $2v = -20°$ и $-26°$ и редко зернами плагиоклаза. Темный силикат представлен биотитом и авгитом. Биотит заметно опацитизирован. Авгит встречается сравнительно редко и чаще заметно хлоритизирован. Из акцессориев присутствуют апатит и магнетит. Автор приводит анализ породы (22 таб., анализ 2).

Нами из этого покрова описаны шлифы по материалам К. Екизашвили. Они характеризуются интенсивным замещением основной массы бурыми окислами железа и наличием скоплений кварца, среди которых часто встречаются идиоморфные, совершенно бесцветные кристаллы клиноцоизита.

Произведенное нами измерение оптических констант санидина на Федоровском столике дало следующие результаты:

$$2v = -38°.\ P\ (010)\begin{cases} Ng - 3° \\ Nm - 89°; \\ Np - 87° \end{cases} \qquad P\ (001)\begin{cases} Ng - 86° \\ Nm - 2° \\ Np - 88° \end{cases}$$

$\sphericalangle$ между (010) и (001) $= 89°$. По этим данным, минерал скорее относится к анортоклазу, чем к санидину.

По минералогическому и химическому составу порода из жилы в биотитовых туфах около сел. Ванис-Кеди относится также к анортоклазовым трахитам. Для этой породы характерно наличие анортоклазовых каемок вокруг плагиоклаза (табл. 22, анализ 3). Она описана М. Роква под названием андезито-трахита. К таким же трахитам принадлежит, судя по химическому составу, порода № 284 из окрестностей сел. Аскана, описанная Б. Аревадзе [12] под названием андезита (таб. 22, анализ 4).

Таким образом, приведенные описания шлифов ясно показывают, что горизонт биотитовых туфов состоит из своеобразных, часто анальцимовых биотитовых трахитов со свежими санидинами, и их туфов, а также внедренных в эту толщу геологически одновозрастных жил и штоков тех же пород. Эти породы по своей структуре, минералогическому и химическому составу резко отличаются как от пород среднего эоцена, так и от верхнеэоценовых пород адигенской и авгитовой свит, которые в основном сложены породами андезито-базальтового ряда.

Щелочные базальты. В некоторых разрезах стратиграфически выше над горизонтом биотитовых туфов в верхнеэоценовой вулканогенной толще залегают покровы и, повидимому, также жилы черных темных пород, внешне похожих на базальты. Они встречаются в нескольких местах и выходы их в геолого-петрографической литературе известны под названием Самебо-Накубарских, Баилетских и Насакиральских массивов. Эоценовый их возраст и их принадлежность к эоценовой вулканогенной толще впервые вполне убедительно были показаны Д. С. Белянкиным и В. П. Петровым [42]. Н. А. Канделаки уточнил возраст этих эффузий и отнес их к верхнему эоцену.

Детальное изучение этих пород провели Д. С. Белянкин и В. П. Петров [42], которые, несмотря на своеобразие их петрографического характера, все-таки оставили за ними название авгитовых порфиритов, принятое для эоценовых пород.

Приведем в сокращенном виде характеристику породы из южной окраины Самебо-Накубарского массива по вышеназванным авторам.

Структура породы типично порфировая. Основная масса витроандезитовая и состоит из: 1) плагиоклаза, 2) скелетов магнетита в виде тонких и сильно вытянутых и разветвленных дендритов, 3) тонких пластиночек желтобурого биотита и 4) желтовато-бурых агрегатов-продуктов разложения стекла. Пироксен в основной массе встречается лишь в виде мельчайших лонгулитов, которые с уверенностью даже нельзя диагностировать. Микролиты плагиоклаза свежи, лишь иногда в центре каолинизированы, чаще сильно зональны, с колебаниями в составе от лабрадора № 62 в центре до андезина № 40 по краям, или соответственно, от андезина № 33 до олигоклаза № 26. Наблюдается обрастание плагиоклаза, каемками орто-

клаза или анортоклаза. По светопреломлению Ng = 1.559; Np = 1.553 микролиты соответствуют № 45. Стекло основной массы полностью замещено тонкоагрегатным слюдисто-хлоритовым веществом n = 1.574. Судя по комбинации стекла с биотитом в основной массе, авторы приходят к выводу о богатстве этого стекла водой.

Фенокристаллы представлены: 1) моноклинным пироксеном, 2) основным плагиоклазом и 3) кальцито-хлоритовыми псевдоморфозами по оливину.

Пироксен вполне свеж, но содержит большое количество включений магнетита, апатита и основной массы; CNg = 41° и 2v = 58°. Размеры кристаллов 1—1,5 *мм*.

Плагиоклаз меньших размеров—0,5—1 *мм*: часты включения основной массы. По составу относится к ряду лабрадора-битовнита № 65—85, заметно изменен и замещается кальцитом и тонкочешуйчатыми буроватыми агрегатами. Хлорито-кальцитовые псевдоморфозы по оливину встречаются в небольшом количестве.

К порфировидным вкрапленникам относятся крупные выделения апатита и магнетита, изолированные или в срастании с пироксеном и оливином. Мелкие миндалины выполнены кальцитом.

Аналогичной оказалась порода из Баилетского массива, но она отличается от уже описанной: 1) преобладанием плагиоклазовых фенокристаллов над пироксеновыми, 2) отсутствием оливиновых фенокристаллов, 3) наличием в основной массе несомненных зерен пироксена, 4) бедностью основной массы магнетитом и богатством биотитом, 5) наличием не кальцитовых, а цеолитовых миндалин, 6) окружением фенокристаллов и микролитов плагиоклаза узкими каемками ортоклаза.

Приведенный авторами химический анализ показывает богатство породы окисью калия. В результате подсчета количественно-минералогического состава и его сопоставления с химическим анализом они приходят к выводу, что почти весь K_2O приходится на биотит и на девитрификат основной массы породы и заключают «вероятно накопление K_2O шло в ней не только в магматический, но и в постмагматический периоды развития горной породы».

Сопоставляя химический состав Насакиральской породы с составом описанного Б. П. Беликовым калибазальта Аджарии, авторы устанавливают явление гетероморфизма—полное сходство их химического состава при различии в минералогическом составе.

Н. А. Канделаки передал нам для петрографической обработки свои сборы по Гурии. Выполненные нами описания приложены к его работе [185]. В нашем распоряжении было по несколько образцов из каждого из вышеназванных массивов. После приведенной весьма детальной характери-

стики этих пород нет необходимости приводить наши описания. Отметим лишь некоторые факты, полученные нами: 1) в основном одинаковый характер пород всех массивов, 2) постоянное присутствие в основной массе биотита, иногда в очень большом количестве, 3) почти всегда присутствие в основной массе перышкообразных и других скелетных форм магнетита, 4) присутствие не стекловатого, а анальцимового базиса (стекло в них нами не установлено и породы характеризуются более или менее полнокристаллической основной массой), 5) присутствие в основной массе некоторых шлифов ясно выраженных пластинчатых зерен калишпата (рис. 24).

Необходимо привести описание кали-базальта Аджарии, по Б. П. Беликову [19]. Кайнотипная порода макроскопически в общем сходная с базальтами. Порода неясного залегания на левом берегу р. Чорохи против

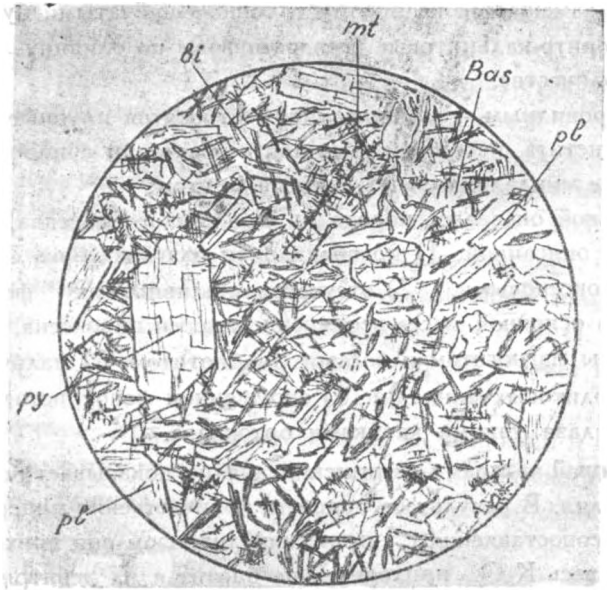


Рис. 24. Ортоклазо-биотитовый базальт; py—пироксен; pl—плагиоклаз; bi—биотит; mt—магнетит; Bas—ортоклазо-анальцимовый базис.

поста Капандиби; имеет порфировую структуру и состоит существенно из авгита, полевых шпатов и оливина. Фенокристаллы представлены свежим авгитом: $CNg = 47°$, $2V = +58°$; более редко оливином, единичными зернами альбитизированного, сильно выветрелого плагиоклаза. Основная масса полнокристаллическая, сильно хлоритизированная, состоит из авгита, сильно разложенного ортоклаза ($n = 1.526 \pm 0.003$) и, реже, альбитизированного плагиоклаза, первоначально представленного лабрадором. Много

магнетитовых зерен. Спорадические зерна гематита. Жеоды выполнены обычно альбитом и щетками зеленой, плеохроичной, роговой обманки. Другие жеоды выполнены хлоритом, пренитом или цеолитами: анальцимом и сколецитом (Ng = 1.519, Np = 1.512).

Более типичным представителем этой группы Б. П. Беликов считает породу № 1047, образующую покров мощностью в несколько десятков метров в окрестностях сел. Нацхватеви и Ачи.

Порода, имея в общем тот же состав, что и предыдущая, отличается от нее отсутствием плагиоклаза как среди вкрапленников, так и в основной массе, и скелетными формами магнетита (как и в Гурийских породах. Г. Д.).

Если принять во внимание указания Б. П. Беликова на: 1) измененность описанных им пород, 2) полнокристалличность основной массы и 3) богатство основной массы хлоритом, получается, что Аджарские калибазальты структурно и минералогически вполне похожи на породы из указанных Гурийских массивов, так как хлорит в Аджарских породах образован несомненно за счет биотита, а не стекла (полнокристаллическая основная масса). Среди описанных нами шлифов имеются такие, основная масса которых казалась под микроскопом темной из-за присутствия большого количества мельчайших, всегда удлиненных, листочков биотита. Полная хлоритизация подобного биотита, конечно, может создать впечатление хлоритизированной основной массы.

Получается, что и Аджарские породы, аналогично Гурийским, до изменения состояли из биотита, калишпата, авгита, редко плагиоклаза и скелетов магнетита. Анальцим «в жеодах» возможно частично является первичным.

Позволительно допустить, что и в образце, описанном Д. С. Белянкиным и В. П. Петровым, в основной массе имеем не стекло, перешедшее «в желтовато-бурое слюдисто-хлоритовое вещество тонкоагрегатного радиально-лучистого строения», а эти радиально-лучистые агрегаты желто-бурого слюдисто-хлоритового вещества представляют хлоритизированные скопления биотита основной массы. Если вспомнить, что в этой породе авторы указывают на обрастание микролитов плагиоклаза каемками из ортоклаза или анортоклаза шириной 0,008 *мм*, то вероятно мезостазис также в основном должен состоять из калишпата настолько тонкого, что его трудно заметить.

Таким образом, кажущийся гетероморфизм, отмеченный авторами, между Гурийскими и Аджарскими породами исчезает и их химическое сходство делается вполне понятным ввиду их минералогического сходства.

Но яркое явление гетероморфизма мы имеем в самой Гурии между тефритовыми породами и вышеназванными калибазальтами. К описанию этого явления мы и приступим.

Т е ф р и т ы. Тефритовые породы в Гурии найдены лишь в нескольких местах и, повидимому, имеют незначительное распространение.

Один образец тефритовых пород описан Д. С. Белянкиным и В. П. Петровым [42] из коллекции К. С. Маслова. Авторы о геологических условиях нахождения этой породы пишут: «тефрит неясного залегания из южного выступа Кодори-Насакиральского массива».

Приведем описание этой породы по Д. С. Белянкину и В. П. Петрову.

Темная базальтовидная порода с мелким вкраплением зеленого авгита и с мелкими же пустотами, покрытыми пленками кальцита. Под микроскопом, кроме авгита, различаются также и порфировидные вкрапленники плагиоклаза и отчасти кальцито-хлорофеитовых псевдоморфоз по оливину.

Авгит совершенно свежий, слегка зональный, 2V большой; содержит включения магнетита, плагиоклаза, апатита, а также бурого стекла. Плагиоклаз также свежий, № 65—70, нередко с включениями основной массы.

Основная масса гиалопилитовая; фон ее образует стекло, пронизанное тончайшими микролитами плагиоклаза и авгита. Показатель преломления стекла = 1.525, отчасти оно разложено с образованием тончайших сферолитовых агрегатов хлорофеита. Тот же хлорофеит находится в виде подстилочки в пустотах, заполненных затем кальцитом.

Наиболее замечательной и характерной особенностью породы является присутствие в ее основной массе многочисленных мелких кристалликов фельдшпатида округлой или шестиугольной формы в шлифе. Фельдшпатид пронизан часто тончайшими микролитами плагиоклаза и авгита, причем нередко они зонально накапливаются преимущественно в периферических частях фельдшпатидовых кристаллов. Диаметр зерен фельдшпатида—0,1 *мм*; светопреломление его = 1.502 ± 0,003. Хотя преломление и не подходит к лейциту, но химический состав породы и его сопоставление с минералогическим составом дает авторам основание сделать единственно правильный вывод о лейцитовой природе этого фельдшпатида.

Другой образец тефрита описан Т. Г. Казахашвили и М. Л. Рокба [181] из сел. Лихаури Махарадзевского района. По авторам тефрит встречается среди эоценовых пород и обнажается на довольно большом протяжении; форма залегания неизвестна.

Макроскопически порода плотная, темносерого цвета, видны вкрапленники полевого шпата и пироксена.

Под микроскопом—порфировая структура. Основная масса состоит из бурого стекловатого базиса и светлобурых короткостолбчатых кристаллов полевого шпата. По показателю преломления ниже канадского бальзама и прямому погасанию в разрезах ⊥ PM авторы их относят к калишпату.

Фенокристаллы представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном и лейцитом.

Плагиоклаз образует крупные кристаллы, почти полностью замещенные серицитом и пелитовым веществом, иногда содержит включения основной массы и кристаллов апатита.

Моноклинный пироксен в небольшом количестве в виде крупных кристаллов бледнозеленного цвета $CNg = 46°$. По количеству пироксена гораздо меньше, чем плагиоклаз.

Лейцит образует крупные кристаллы, в большинстве случаев округлой формы; иногда встречаются плохо выраженные восьмиугольники; содержит зонально расположенные включения. Вполне изотропен; $n = 1.506-1.507$; нередко встречаются псевдоморфозы анальцима по лейциту.

Анальцим выполняет поры, всегда изотропен; $n = 1.486—1.489$. В шлифе встречается довольно часто.

Иголочки рудного минерала часто образуют пучки (вероятно перышкообразные скелеты, аналогично калибазальтам; Г. Д.).

Приведен химический анализ породы, показывающий ее богатство K_2O (табл. 22, анал. № 8).

Из этого же района М. Л. Роква [302] описывает туфовую лаву, состоящую из лейцитового тефрита.

3. О генетической связи Гурийских тефритов с Гурийскими и Аджарскими калибазальтами

Приведенное описание показывает полное структурно-минералогическое сходство Кодори-Насакиральских и Лихаурских тефритов, но это вполне естественно и в этом нет ничего особенного.

Важнее сходство, обнаруживающееся в структуре и минералогическом составе между тефритом и щелочным базальтом Гурии. Для иллюстрации этого сходства приведем количественно-минералогические составы их по Д. С. Белянкину и В. П. Петрову [42].

Приведенная таблица показывает полное сходство между этими двумя породами. Различие заключается лишь в следующем: 1) в тефрите имеется стекло, а в щелочном базальте его нет, 2) в тефрите имеется лейцит, а в щелочном базальте лейцита нет, но зато есть биотит и ортоклаз, которых нет в тефрите (табл. 19).

Получается, что при полном химическом сходстве этих пород разница заключается в присутствии в одной из них биотита и ортоклаза, вместо лейцита в другой и, таким образом, биотит является минералогическим эквивалентом лейцита. Следует учесть, что вместе с биотитом в основной массе Кодори-Насакиральских пород авторы отмечают также калишпат, который совместно с биотитом и выполняет роль лейцита в этой породе.

Это явление гетероморфизма легко объяснить условиями кристаллизации описанных пород.

Таблица 19

Компоненты	Кодори-Насакиральский тефрит		Щелочной базальт из Самебо-Накубарского массива	
I. Вкрапленники				
Плагиоклаз № 65—70	12,5%	31,3%	7,9%	25,9%
Авгит	14,7%		14,6%	
Псевдоморфозы по оливину	3,4%		1,5%	
Магнетит	0,7%		1,9%	
II. Основная масса				
Плагиоклаз из ряда андезина № 35—45	9,6%	64,1%	11,9%	72,8%
Фельдшпатид	5,1%			
Стекло+магнетит+девитрификат	49,4%			
Биотит+магнетит+девитрификат+ортоклаз			60,9%	
III. Жеоды кальцитовые	4,6%		1,3%	

Тефриты и калибазальты являются разновидностями геологически одного покрова (или жилы). В условиях быстрого остывания в периферических частях покрова из богатой калием основной массы выделяется лейцит; присутствие в этих породах стекла указывает на такое быстрое остывание.

В условиях же сравнительно медленного остывания в центральных частях покрова (или жилы) вместо лейцита того же состава основная масса дает биотит и калишпат. Этим и объясняется отсутствие в основной массе стекла и присутствие многочисленных мельчайших листочков биотита вместе с небольшим количеством калишпата именно в основной массе и полное отсутствие его в виде фенокристаллов.

Исходя из сказанного, можно не сомневаться, что во всех периферия Кодори-Насакиральского, Баилетского и Самебо-Накубарского массивов, а также в периферической части Аджарских калибазальтовых тел, можно будет найти лейцитовые фации, эквивалентные биотито-калишпатовым фациям центральных частей тех же массивов. Ведь нельзя же считать случайным, что несколько шлифов из Насакиральских пород, описанных нами по материалам Н. А. Канделаки, имеют биотито-ортоклазовую основную массу, а один образец, взятый с периферии того же массива, оказался выше описанным лейцитовым тефитом.

Сказанное делает ясным принадлежность калибазальтов к тем же тефритовым породам, но отсутствие в них лейцита не дает права называть их тефритами.

Ввиду того, что биотит и ортоклаз в этих породах являются эквивалентными лейциту тефритов и весьма характерными для них минералами, можно было бы их назвать биотито-ортоклазовыми базальтами в противовес лейцитовым, нефелиновым и прочим щелочным базальтам. На самом деле, ведь в Гурийских базальтах биотит и ортоклаз являются заместителями фельдшпатида.

Предложенное нами название применимо тогда, когда мы хотим в названии породы выразить особенности ее минералогического состава. Что же касается химической природы этих пород, то предложенное Д. С. Белянкиным название «кали-базальты» вполне точно передает сущность их химического состава—это базальтового состава породы, обогащенные калием.

Явления гетероморфизма магматических горных пород описывались разными авторами. Особенно хороший пример приводят Иддингс и Морлей, описавшие горные породы Явы и Целебеса [177]. По их наблюдениям, лейцитовые породы с горы Муриаг и шонкинитовые породы с Пик де Марос химически одинаковы. Они обе богаты авгитом. При этом лавы первой характеризуются богатством лейцитом, а полнокристаллические породы второй содержат ортоклаз и биотит. Естественно, что в химически однородных породах такое различие в минералогическом составе обусловлено быстрым остыванием лейцитовых лав Муриаг и интрузивными условиями кристаллизации биотито-ортоклазовых пород Пик де Марос.

А. Н. Заварицкий этот гетероморфизм также объясняет заменой лейцита и оливина эффузивных пород биотитом и ортоклазом в глубинных породах. Это явление характерно для калиевых пород. Для примера он также называет Берпоу-Маунтинс и район Марос, где лейцит встречается главным образом в эффузивных породах, а при застывании на глубине вместо того появляется биотит вместе с ортоклазом [162].

4. Интрузии, генетически связанные с верхнеэоценовой вулканогенной толщей

В Гурии, кроме нормальных сиенитов и чаще сиенито-диоритов, известны также щелочные анальцимовые сиениты, впервые описанные Т. Г. Казахашвили и П. А. Тепурия [180]. Эта интрузия обнажена по дороге между сел. сел. Букис-Цихе и Диди-Вани и приурочена к эоценовым породам ущелья р. Супса. Форма залегания, повидимому, дайковая, мощность 500—600 *м*.

Второе меньших размеров интрузивное тело анальцимового сиенита описано М. Л. Роква [302] из ущельев рек Калаша и Сашвала, левых притоков р. Губазеули. Интрузив находится в ассоциации тех же щелочных по-

род, трахитов и тефритов, широко развитых именно в этом районе. Мощность интрузива 100—150 м. Он дает мелкие апофизы мощностью до 10 м того же состава.

К анальцимовым же сиенитам относится описанная тем же автором под названием габбро-сиенита порода из жилы СВ склона г. Сакория, южнее Бахмаро.

Мы, конечно, не будем задерживаться на описании этих пород, так как с ними можно ознакомиться по вышеназванным первоисточникам. Отметим лишь вкратце, что породы характеризуются средне- и мелкозернистой гипидиоморфной структурой и состоят из калишпата, плагиоклаза, биотита и анальцима; авгита мало в первых двух интрузивах, а в третьем его количество доходит до 13%. В Супсинском интрузиве присутствует незначительное количество роговой обманки. Акцессорные—апатит, магнетит. Характерной особенностью этих пород, кроме богатства калишпатом, является присутствие в них значительного количества анальцима. В химическом составе это находит отражение в богатстве породы Na_2O и K_2O.

Сопоставление химических анализов анальцимовых сиенитов с анализами щелочных эффузивов верхнего эоцена и, в частности, с анальцимовыми трахитами показывает их полное сходство. Этот факт, а также нахождение анальцимовых сиенитов в районах развития верхнеэоценовых щелочных эффузивов Гурии с несомненностью говорят об их генетическом родстве и происхождении из одного магматического очага. Анальцимовые сиениты представляют собой интрузивную фазу верхнеэоценового вулканизма Гурии.

С окончанием верхнеэоценового эффузивного вулканизма начинается орогенетическая предолигоценовая фаза—пиренейская фаза складчатости, которая и вызвала внедрение анальцимовых сиенитов. Естественно, что раз интрузии питались из тех же магматических очагов, которые дали верхнеэоценовые эффузивные толщи, они распространены именно в пределах развития последних.

5. *Химическая характеристика магматических пород верхнего эоцена*

В нижеприводимой таблице даны химические анализы верхнеэоценовых магматических пород, там же приведены их числовые характеристики по А. Н. Заварицкому. Для удобства обозрения и сопоставления разных типов, анализы расположены по группам: трахиты, кали-базальты, тефриты, анальцимовые сиениты.

Приведенные химические анализы и числовые характеристики позволяют сделать следующие выводы (таб. 22):

1. Все породы характеризуются ясновыраженным обогащением щелочами;

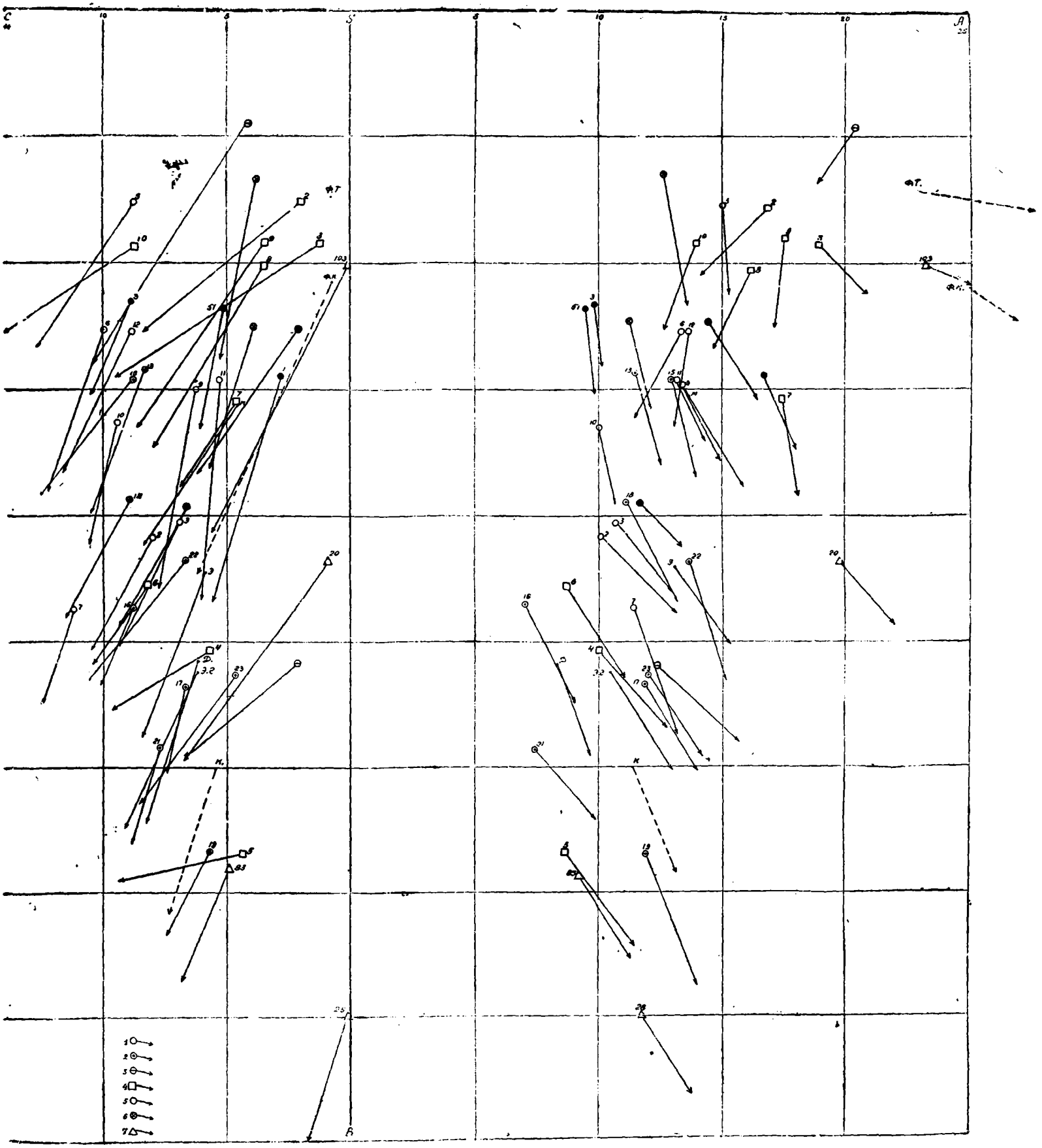


Рис. 25. Диаграмма химизма мелово-палеогеновых пород, связанных с развитием Аджаро-Триалетской геосинклинали. 1—3. породы среднего эоцена: 1—эффузивы; 2—жилы силлового типа; 3—интрузивы сиенито-диоритов; 4—породы верхнего эоцена; 5—породы мела Аджаро-Триалетского хребта; 6—породы мела Сомхитской глыбы; 7—породы мела Грузинской глыбы; Д—средний диабаз по Дели; М—средний манцонит; Э—средний эссексит; Э. Г.—средний габбро-эссексит; Ф. Т.—фонолит с острова Таити; Ф. К.—фонолит из Конии; К—камптонит окр. г. Кутаиси. (Масштаб: 1 см=2%).

2. В большинстве случаев видно заметное преобладание калия над натрием;

3. По общему химизму разделяются на две группы:

а) более кислая группа—трахиты и их интрузивные аналоги—анальцимовые сиениты, обнаруживающие поразительное сходство химического состава друг с другом; они характеризуются Q в пределах от + 0,8 до + 15,39 и б) более основная группа—кали-базальты и тефриты, которые по кислотности относятся к базальтам и по значению Q —4, до—15 попадают в 5 класс слабонасыщенных SiO_2 пород, а по отношению a : c в пределах 1—4 представляют породы от умеренно богатых щелочами до бедных.

4. Общая щелочность трахитовой группы выше, чем тефритовой.

На диаграмме (рис. 25) верхнеэоценовые породы естественно образуют две группировки векторов: 1) в верхней части плоскости ASB и 2) в нижней левой части.

Первые представлены трахитами, а вторые кали-базальтами—тефритами. Трахиты являются более ранними, чем калибазальты-тефриты; такой порядок извержения от кислых к основным, по А. Н. Заварицкому, называется антидромным. А. Н. Заварицкий антидромное появление продуктов вулканической деятельности объясняет извержением лавы из дифференцированного очага [162].

По химическому составу эти породы приближаются, из тихоокеанских вулканических областей, к типу Марос-Хайвуд, а из средиземноморских областей — к вулканическим породам Италии, из коих ближе всех стоят породы Римского района [162], в отличие от которых верхнеэоценовые калиевые породы отличаются меньшим содержанием суммы щелочей.

Такую же последовательность, трахит-лейцитовый базальт, показывает Сомма, при чем излияние такой серии повторялось несколько раз [162].

б. Аналоги в Закавказье

В Армении, на Памбакском хребте В. Н. Котляром [202] описан комплекс щелочных пород. По В. Н. Котляру, на Памбакском хребте над мощной вулканогенной толщей среднего эоцена залегает верхнеэоценовая вулканогенная толща мощностью 700—1000 *м*, состоящая из разного рода порфиритов, ортофиров, эпилейцитовых порфиров, базальтов и их туфов и туфобрекчий. В нижних горизонтах свиты намечается повышение щелочности эффузивов и появляются породы трахи-андезитового состава, сменяющиеся затем ортофирами и далее, в непосредственной близости с щелочными интрузиями, эпилейцитовыми порфирами, туфами и туфобрекчиями.

На верхнеэоценовый (доолигоценовый) возраст кислых и щелочных интрузий указывает нахождение обломков их в нижних горизонтах олигоцена.

Отмечается исключительная приуроченность щелочных интрузивов к толще щелочных эффузий, что указывает на существующую между ними генетическую связь.

По возрасту щелочные интрузии моложе гранодиоритов, монцонитов и нормальных сиенитов, хотя и принадлежат к той же верхнеэоценовой фазе орогенеза.

В петрографическом отношении интересно отметить наличие в основной массе тефритов, вместе с калишпатом, мелкочешуйчатого зеленого биотита; повидимому, имеем породы, аналогичные Гурийским и Аджарским кали-базальтам.

Как видим, между Гурийским и Памбакским комплексами щелочных пород в основных чертах имеется полное геолого-петрографическое сходство. Некоторые щелочные породы, описанные из Памбакского хребта, в Гурии еще не установлены, но это объясняется слабой петрографической изученностью Гурии. Поэтому нам кажется, что в последней, после соответствующих работ, возможно, будут открыты и нефелиновые породы.

7. О характере верхнеэоценового вулканизма в Грузии
(Выводы)

1. После орогенической фазы, имевшей место между средним и верхним эоценом, вновь начинается вулканическая активность, которая дала две отличные друг от друга серии пород: а) известково-щелочную и б) щелочную.

2. Известково-щелочная серия существенно не отличается по своему химико-минералогическому составу от пород среднего эоцена и представлена породами андезито-базальтового ряда. Пространственно эти породы приурочены к самой складчатой Аджаро-Триалетской системе, образуя известную адигенскую свиту и одновозрастные и однотипные с ней свиты в горной Гурии и Аджарии. Излияние этих пород происходило в пределах продолжающей развиваться Аджаро-Триалетской геосинклинали.

3. Щелочная серия, наоборот, заметно отличается от пород среднего эоцена по химико-минералогическому составу и представлена породами ряда трахиты-тефриты. Пространственно они приурочены не к Аджаро-Триалетскому хребту, а к его предгорьям, к так называемой Гурийской пологосладчатой зоне, представляющей собой зону, переходную между геосинклиналью и Грузинской глыбой. Аджарские кали-базальты также встречаются на юго-западной периферии Аджаро-Триалетского хребта, на Кахаберской долине.

Несомненно, что излияние этих пород происходило из вулканов, расположенных на южной периферии Грузинской глыбы.

4. Щелочная серия эффузивов имеет своих интрузивных аналогов в виде анальцимовых сиенитов, которые чаще внедряются в трахитовую толщу и встречаются всегда в ассоциации с ними. По возрасту их интрузия приурочивается к предолигоценовой пиренейской орогенетической фазе.

5. Интрузивные аналоги адигенской свиты пока точно не установлены. Возможно, к ним относятся некоторые габбро-диоритовые и диоритовые жилы и интрузивы, нередко встречающиеся в Аджаро-Триалетском хребте. Не исключено, что в этой же фазе образовались Дзамский (Квиранский [153]) интрузив роговообманковых диоритов и Кутаисский интрузив аналогичных пород [137].

6. Геологические наблюдения определенно показывают, что трахиты изливались раньше, чем тефрито-калибазальтовые лавы.

7. В Закавказье аналогичный комплекс щелочных пород, при том в аналогичных геолого-петрографических условиях, пока известен только на Памбакском хребте в Армянской ССР.

д) О ХАРАКТЕРЕ ПАЛЕОГЕНОВОГО ВУЛКАНИЗМА АДЖАРО-ТРИАЛЕТИИ (Общие выводы)

1. После значительного проявления вулканизма в мелу, в Аджаро-Триалетской геосинклинали наступает период затишья. В это время отлагаются сильно песчанистые известняки верхнего мела, которые в палеоцене сменяются флишевой толщей, состоящей из чередования известняков, глин, мергелей и песчаников. Последние представлены полимиктовыми аркозовыми и граувакковыми разностями, состоящими из продуктов размыва как Грузинской и Сомхитской глыб, так и меловых отложений самой геосинклинали. Туфогенные песчаники появляются лишь в верхах толщи, а незначительное количество окатанных обломков порфиритовых пород встречается и в нижних горизонтах. Наблюдаются также окатанные обломки кварцевых альбитофиров.

2. Факт размыва меловых пород в палеоцене вероятно указывает на проявление ларамийской фазы орогенеза в периферических частях геосинклинали, так как согласное налегание палеоцена на верхний мел исключает наличие таких движений в центральной части геосинклинали.

3. В палеоцене вновь начинается пробуждение вулканизма в этой области. Как и следовало ожидать, первые наиболее ранние вспышки имеем не в самой геосинклинали, а на границе с глыбой, как наиболее слабой в тектоническом отношении части. В результате этой вспышки появились кислые продукты извержения на Сомхитской глыбе в бассейне р. Алгетки. Веро-

ятно, продукты этих излияний достигали до центральных частей геосинклинали в виде указанных выше обломков кварцевых альбитофиров.

4. В нижнем эоцене начинаются мощные вулканические извержения в самой геосинклинали, продолжавшиеся с переменной интенсивностью до верхнего эоцена. В результате этого вулканизма образовалась мощная вулканогенная толща, часто называемая вулканогенным флишем, представленная чередованием псефитовых, псаммитовых и, гораздо реже, пелитовых туфов и иногда порфиритовых покровов разной мощности и разного количества. Количество покровов увеличивается в западной части Аджаро-Триалетского хребта в Аджарии и Гурии, а в восточном направлении наоборот уменьшается.

5. Терригенный материал в толще встречается весьма редко. Зато нередки прослои мергелистых пород. Часто присутствует первичный кальцит с глобигеринами в виде цемента пирокластолитов.

Этот факт определенно указывает на то, что в Аджаро-Триалетской геосинклинали в эоцене, также, как в мелу и палеоцене, продолжалось бы отложение богатого карбонатом флиша, если бы этому не помешало появление в бассейне вулканогенной фации.

6. Параллельно с мощными экструзивными процессами из вулканов центрального типа, что видно по резкому преобладанию пирокластолитов над лавами, эффузивный вулканизм проявился образованием мощных силловых тел в нижележащих палеоцен-нижнеэоценовых осадках. По этому поводу уместно привести высказывание М. А. Усова: «Не всегда эффузивный вулканизм проявляется в настоящей экструзивной фации; при наличии иногда даже не особенно мощного рыхлого покрова осадков лава даже предпочитает инъецировать слоистую толщу, давая силловые образования. Поэтому в геосинклиналях с мощными, еще не окрепшими осадками, которые с трудом разрываются сквозными трещинами, чаще должна проявляться именно силловая фация эффузива». [362].

Поэтому, породы диабазового облика ряда диабаз-монцониты, встречающиеся в Аджаро-Триалетии в виде пластовых жил и часто описываемые как «мелкие интрузивы», относятся не к интрузивной, а к эффузивной фазе геосинклинального вулканизма. Естественно, что они по составу вполне тождественны породам из покровов, а от образцов из центральных частей покровов не отличаются даже структурно.

7. Породы среднего эоцена по химическому составу относятся к типу известково-щелочных, так называемых тихоокеанских серий, характерных для геосинклинальной зоны, охватывающей Тихий океан по его периферии. Такие породы вообще связаны с орогенными зонами, как это установлено исследованиями многих геологов и петрологов [56, 162, 358].

8. Таким образом, породы среднего эоцена образуют собой диабазо-порфиритовую формацию, эквивалентную офиолитовым формациям, характерным для геосинклинальных гор.

Этим объясняется зеленокаменный облик этих пород и их внешнее сходство с породами среднеюрской порфиритовой серии аналогичного генезиса. Этим же объясняется их большая степень измененности по сравнению с более древними—верхнеюрскими и меловыми эффузивными породами Грузинской глыбы.

9. В период орогенетической фазы, имевшей место до верхнего эоцена, произошло внедрение сиенито-диоритовых интрузивов Аджарии и Гурии, имеющих, таким образом, среднеэоценовый возраст. Их химическое сходство с эффузивными породами среднего эоцена и приуроченность исключительно к среднеэоценовой вулканогенной толще полностью подтверждают эту мысль.

На несомненно среднеэоценовый возраст указывает нахождение гальки этих сиенито-диоритов в низах верхнеэоценовой щелочной вулканогенной серии Гурии.

10. После небольшого перерыва в вулканизме имело место его возобновление в верхнем эоцене. Продукты верхнеэоценового вулканизма выражены двумя отличными друг от друга сериями:

1) известково-щелочной, представленной адигенской свитой в пределах самой геосинклинали. Этот тип является продолжением среднеэоценового типа пород, и

2) калиевой, слагающейся из трахитов, калибазальтов и тефритов.

11. Калиевый тип пород является щелочным, но показывая обогащение щелочами, особенно калием, он не резко отличается от пород среднего эоцена, образуя переходный тип от последних к сильно щелочным сериям. Поэтому линия, характеризующая верхнеэоценовую серию, располагается правее между IV линией и линиями щелочных серий на сводной диаграмме типов А. Н. Заварицкого. Такие переходные породы являются переходными и по геологическому положению, встречаясь в передовых областях (форландах) горных цепей.

12. Сказанное делает ясным появление своеобразных калиевых пород в Гурии. Как уже было отмечено в соответствующем месте, Гурийские калиевые породы находятся в переходной зоне между Аджаро-Триалетской складчатой системой и Грузинской глыбой.

13. Во время предолигоценовой (пиренейской) фазы орогенеза произошло внедрение анальцимовых сиенитов, являющихся интрузивными аналогами названных калиевых пород.

14. Таким образом, в палеогене Аджаро-Триалетского хребта определенно устанавливается наличие двух малых магматических циклов: 1) сред-

Характер мелово-палеогенового вулканизма, связан

Время	Известково-щелочные		
	Основные породы ряда андезит-базальт, приуроченные к геосинклинали и связанные с главными фазами геосинклинального вулканизма		
	Эффузивный вулканизм		Интрузивный вулканизм
	Силловая фация	Экструзивная фация	
Мел—начальная фаза	—	—	—
Мел	?	Авгитовые и роговообманковые порфириты и их туфы (р. Чхеримела, р. Тедзами и др.)	—
Палеоцен—начальная фаза палеогенового вулканизма			
Нижний и средний эоцен	Диабазы, монцодиабазы и др. породы диабазовой группы в Аджаро-Триалетии	Мощная вулканогенная толща, аьгито-лабрадоровые, реже роговообманковые порфириты, их туфы и туфобрекчии	—
Орофаза предверхнеэоценовая	—	—	Сиенито-диоритовые интрузивы Аджарии и Гурии
Верхний эоцен	?	Адигенская свита, авгитовая свита Аджарии и Гурии. Состав — авгито-лабрадоровые порфириты и их туфы.	
Орофаза предолигоценовая (пиренейская)			Некоторые диоритовые и габбро-диоритовые интрузивы (Двама, Нагеби, Кутаиси)

Таблица 20

ного с развитием Аджаро-Триалетской геосинклинали

серии					
Кислые породы типа кварцевого альбитофора, приуроченные к глыбовым участкам в геосинклинали и связанные с начальными фазами геосинклинального вулканизма			Щелочные серии, приуроченные к переходной зоне между геосинклиналью и глыбой или к глыбе и связанные с посторогенными фазами геосинклинального вулканизма		
Эффузивная фаза		Интрузивная фаза	Эффузивная фаза		Интрузивная фаза
Экструзивная фация	Жильная фация		Экструзивная фация	Жильная фация	
Кислые эффузивы басс. р. Храми—дациты и альбитофиры	Дайки и мелкие купола в кислой эффузивной толще		—	—	
—	—	Гранодиоритовая интрузия окр. сел. Брдавори	Анальцимовые пикрит-базальты, трахибазальты, фонолиты туронской свиты „мтавари“	Тешенито-камптонитовые жилы окр. г. Кутаиси	
Кислые эффузивы басс. р. Алгетки	?	—	—	—	
—		—	—	—	
?	?		Трахиты, калибазальты и лейцитовые базальты (тефриты) Гурии и Аджарии	Жилы анальцимовых трахитов и тефритов	
					Интрузивы анальцимовых сиенитов Гурии

Таблица 21

Химические анализы среднего ценовых пород

Эффузивные породы

№№ по пор.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Авторское название породы и № образца	Рогообманковый андезито-базальт	Авгито-лабрадоровый базальт	Андезито-базальт	Стекло вулканическое 1339	Лабрадоро-авгитовый порфирит 3377	Андезит 22	Андезит	Порфирит	Авгито-лабрадоровый порфирит № 145	Авгито-лабрадоровый порфирит № 147	Авгито-лабрадоровый порфирит № 150	Авгито-лабрадоровый порфирит № 159
SiO_2	50,15	47,99	53,35	57,20	54,07	50,29	48,03	46,14	54,29	51,74	55,05	51,80
TiO_2	0,16	0,48	—	0,78	0,76	—	—	1,81	0,54	0,62	0,73	0,64
Al_2O_3	19,10	18,04	18,25	15,61	21,69	23,48	20,98	17,26	18,24	19,32	16,52	21,29
Fe_2O_3	5,13	6,32	5,66	2,12	2,65	2,50	7,67	5,19	3,75	5,00	5,30	3,33
FeO	4,51	2,37	4,05	3,81	1,80	2,92	—	3,17	4,06	3,92	3,66	3,68
MnO	0,21	0,16	—	0,14	0,16	—	—	0,13	0,22	0,17	0,14	0,17
MgO	4,66	3,72	3,42	1,21	1,56	2,53	7,09	5,60	2,71	3,20	2,13	2,62
CaO	9,21	9,99	9,53	6,40	6,50	7,28	11,83	4,32	6,70	8,04	5,60	6,54
Na_2O	0,56	2,77	3,18	1,84	3,64	4,05	2,52	5,84	4,87	3,23	5,14	3,59
K_2O	0,48	2,41	2,51	1,14	3,96	2,21	1,19	3,14	1,53	1,27	0,82	2,83
BaO	—	—	—	—	—	—	—	0,04	0,08	0,07	0,10	0,15
P_2O_5	0,03	0,24	—	—	—	0,32	0,36	—	0,27	0,25	0,29	0,44
SO_3	0,11	0,12	—	—	—	—	—	—	0,25	0,10	0,30	0,11
$H_2O—110^\circ$	1,01	1,01	—	2,50	1,10	4,97	0,44	2,60	1,23	2,26	2,31	0,91
Пот. при пр.	5,36	5,22	0,65	7,12	2,06	—	—	4,90	0,99	0,74	1,61	1,69
Сумма	100,15	99,83	100,60	99,87	99,95	100,57	100,11	100,14	99,73	99,93	99,70	99,79
Литер. источн.	Янушкевич, 392	Янушкевич, 392	Смирнов, 2	Белянкин, Еремеев, 40	Беликов, 19	Смирнов, 320	Глинка, 100	Левченко, 233	Приводится впервые	Приводится впервые	Приводится впервые	Приводится впервые
Аналитик	Пакашидзе	Размадзе	Смирнов, Г. М.	Молева	В. А. Молева	Смирнов, Н.	Боч	Молева	Джапаридзе	Гиоргобиани	Давиташвили	Надарейшвили
Место взятия образца	Гурия, Верхн. Суреби	Боржоми	Сагалуг-ская осынь	Аджария, окр. с. Эрге	Аджария	Бакуриани	Чаква	Сохория	Боржоми	Боржоми	Боржоми	Боржоми

Продолжение таблицы 21

№№ по пор.	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Авторское название породы и № образца	Монцонит № 885	Габбро (тешенит) № 605	Анортоклазовое габбро № 257	Анортоклазовое габбро	Габбро	Ортоклазовое габбро № 259	Меланократовое габбро № 1588	Оливиновое габбро № 438	Диорит № 57	Диабаз-порфирит 4, 1939	Диабаз-порфирит №39, 1938
SiO_2	54,47	52,27	50,16	49,48	48,02	47,94	47,75	47,61	46,14	46,68	46,85
TiO_2	0,57	1,13	0,76	1,13	0,92	0,80	1,07	0,74	0,44	0,86	0,67
Al_2O_3	19,79	16,19	20,56	17,02	16,72	19,75	15,98	13,66	16,43	18,62	15,87
Fe_2O_3	3,32	4,77	2,24	4,26	4,58	3,53	8,48	5,65	0,08	2,18	2,65
FeO	3,27	3,27	4,47	5,26	4,46	3,46	3,31	5,26	4,83	5,67	7,86
MnO	0,13	0,13	0,15	0,15	0,15	0,14	0,08	0,17	0,15	0,03	0,02
MgO	3,35	5,70	3,39	5,15	5,87	4,56	5,58	11,29	5,14	5,81	5,14
CaO	7,81	4,39	7,43	10,34	9,09	9,76	10,11	10,75	12,04	7,46	9,23
Na_2O	3,58	5,08	3,01	2,02	3,81	2,97	2,11	1,91	1,32	3,18	3,31
K_2O	2,12	3,76	3,70	1,50	1,63	2,54	3,25	1,75	2,15	3,80	3,69
BaO	—	—	—	—	—	0,13	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	0,71	—	—	—	0,13	—	—
SO_3	—	—	—	—	—	—	—	—	0,12	0,35	—
H_2O—110°	0,16	0,46	0,92	0,36	0,56	0,46	0,70	0,51	0,42	0,92	0,24
Пот. при пр.	1,45	2,59	3,54	2,50	3,11	3,84	0,07	2,85	1,076	4,41	4,05
Сумма	100,02	99,74	100,33	99,17	100,13	99,88	99,85	100,15	99,55	99,97	99,58
Литер. источ.	Белявкин Петров, 50	Белявкин, Петров, 50	Беликов, Кузнецов, 22	Белявкин Петров, 50	Еремеев, рукопись, 152	Беликов и Кузнецов, 22	Белявкин Петров и Ерем. 43	Беликов, Кузнецов, 22	Гамкрелидзе, 90	Приводится впервые	Приводится впервые
Аналитик	Егоров	Егоров	Егоров	Егоров	—	Егоров	ВИМС	Егоров	Разманзе	Янушкевич	Янушкевич
Место взятия ороды	Аджария, сел. Джоч о	Аджария, Горджоми	Боловани	Аджария, Хала-Цхали	Гверджи-вети басс. р. Двалы	Болова-нис-хеви	Аджария, Цихис-Дзири	Болова-нис-хеви	Зекарский перевал	Вапский р-н	Маяковский район

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№№ пп.	Основные				Дополнительные					
	a	c	b	s	f'	m'	c'	a'	n	Q
1	2,17	12,71	20,07	65,1	50,1	44,7	—	5,2	64,2	13,2
2	10.67	7,9	20,93	60,5	40,5	33	26,5	—	68,3	— 8,2
3	10,96	6,87	20,3	61,9	43,1	33,4	23,5	—	65,8	— 5
4	6,45	8,8	8,8	75,95	71,5	26,7	1,8	—	70,7	31,65
5	15,10	8,50	7,6	69,08	58,4	38,6	3	—	58	— 0,82
6	13,42	9,9	12,73	67,95	43,1	37,9	—	19	73,8	— 4,25
7	11,55	11,04	23,71	55,65	29,28	53,35	17,3	—	75,5	—24,75
8	18,41	3,11	21,09	57,30	40,57	47,8	11,6		74,0	—25,26
9	13,52	6,04	14,97	65,45	50,7	32,2	17,3		82,9	— 2,16
10	9,84	9,17	16,23	64,85	54,6	36,3	9,1		78,7	— 0,76
11	13,37	5,22	14,70	66,71	59,5	26	14,5		90,0	1,46
12	13,17	8,67	12,8	65,36	56,2	38	5,8		65,9	— 4,35
13	11,55	8,22	14,22	65,99	45,18	42,14	12,68		72,5	0,68
14	16,72	2,54	19,8	60,86	36,9	48,5	14,5		67,2	—14,19
15	13,08	8,57	14,64	63,68	47,6	43,2	9,2		55,2	— 7.34
16	6,98	8,64	23,39	60,99	40,0	39,7	20,4		66,6	— 0,62
17	12,04	6,56	26.59	54.87	35,78	42,1	22,4		78	—20,96
18	11,19	8,87	19,45	60,29	35,63	43,30	21,07		64	—10,59
19	12,09	5,68	33,48	54,23	21,8	56,3	21,8		50	—10,47
20	6,55	5,63	34,07	53,63	25	56	19		63,2	—10,47
21	7,30	7,63	29,36	55,37	43,9	30,6	25,6		26,4	—11,75
22	13,72	6,64	21,85	57,85	36	49	15		56,5	—18.4
23	12,11	4,55	26,31	57	35	32	33		57,6	—14,74

Таблица 22

Химические анализы верхнеэоценовых пород

Типы пород	Трахиты				Кали-базальты		Тефриты		Анальцимовые сиениты	
№№ по пор.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Авторское название пород и № обр.	Биотитовый трах. № 56	Трахит № 59а	Андезито-трахит № 10	Андезит № 284	Авгитовый порфирит № 205	Калибазальт № 1047	Тефрит № 1029	Тефрит № 336а	Анальцимовый сиенит № 3	Анальцимовый сиенит № 106а
SiO_2	52,08	62,03	60,12	52,27	47,15	46,14	48,24	50,89	59,88	60,10
TiO_2	0,58	0,39	0,58	0,36	0,83	0,88	0,79	0,58	0,53	0,53
Al_2O_3	21,12	18,51	15,90	22,45	14,82	12,89	16,38	18,82	19,59	18,90
Fe_2O_3	5,10	3,58	5,61	3,13	6,82	5,54	5,83	5,00	3,65	3,68
FeO	1,78	0,31	0,51	1,69	2,70	4,04	2,99	3,01	1,46	1,42
MnO	0,01	0,03	0,07	0,26	0,14	0,16	0,16	0,10	0,18	0,16
MgO	2,83	1,22	1,29	1,70	4,66	8,25	4,95	3,71	2,10	2,21
CaO	3,32	1,50	2,60	6,25	10,25	12,50	10,05	4,40	2,75	2,70
Na_2O	3,22	3,65	3,22	2,45	1,57	0,61	2,21	3,95	4,51	4,56
K_2O	6,67	6,07	8,10	5,05	4,03	5,02	2,36	5,45	4,15	5,12
BaO	—	—	—	—	0,17	—	0,16	—	—	—
P_2O_5	—	0,31	0,35	0,15	0,71	—	0,64	0,31	—	—
SO_3	0,26	0,96	—	0,22	—	—	—	—	0,11	0,12
H_2O—110°	1,59	0,97	0,66	1,53	1,74	0,70	2,33	0,74	0,73	0,69
Пот. при пр.	1,51	1,80	1,55	2,67	2,19	3,20	2,44	3,95	1,28	1,18
Сумма	100,07	101,23	100,56	100,18	99,76	100,19	99,90	101,90	100,92	101,37
Литерат. источн.	Приводится впервые	Рокба, 302	Рокба, 302	Аревадзе, 12	Белянкин и Петров, 42	Беликов, 19	Белянкин и Петров, 42	Казакашвили и Рокба, 181	Казакашвили и Топуриа, 179	Рокба, 302
Аналитик	Янушкевич	Квирикашвили, Бугианишв.	Кобиашвили	Калашников	Егоров	Молева	Егоров	Кобиашвили	Накашидзе	Кобиашвили
Место взятия образца	Грузия, сел. Джапана	Грузия, сел. Шемокмеди	Грузия, с. Ванискеди	Грузия, Цихисубани	Грузия, Самебо-Накубарский массив	Алжария, сел. Нацхватеви	Грузия, Кодори-Насакиральск. мас.	Грузия, сел. Литаури	Грузия, р. Сунса	Грузия, р. Сапвала

Продолжение табл. 22

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№№ п. п.	Основные				Дополнительные					
	a	c	b	s	f'	m'	c'	a	n	Q
1	19,08	4,34	13,52	63,06	48,9	37,4	—	13,7	42,2	—13,0
2	17,34	2,9	7,81	79,0	45,0	27,0	—	28	47,9	+15,39
3	19,17	1,23	9,40	70,2	56,2	23,3	20,5	—	38,0	+ 0,83
4	14,2	8,6	9,5	67,7	52,9	34,1	—	13,0	42,3	— 1,6
5	10,0	5,6	25,4	59,0	36,2	33,3	30,5	—	37,3	— 7,6
6	8,63	4,3	33,56	53,51	25,7	41,6	32,7	—	15,8	—15,0
7	8,6	8,0	22,8	60,6	37,4	39,5	23,1	—	58,6	— 4,6
8	17,55	4,57	15,43	62,55	49,2	43,1	7,7	—	52,9	—14,67
9	16,26	3,31	10,31	70,12	47,3	35,1	—	17,6	62,4	+ 4,3
10	17,78	3,33	9,08	69,81	51,0	42,0	—	7	57,7	+ 0,73
ср.	14,85	4,51	15,68	65,55	44,98	35,60	—	—	45,5	— 3,49

неэоценовый—представленный среднеэоценовой эффузивной толщей авгито-лабрадоровых порфиритов, в которую в предверхнеэоценовую фазу орогенеза внедрились интрузии сиенито-диоритов, монцонитов и гранодиоритов и 2) верхнеэоценовый—состоящий из щелочных эффузивов—трахитов и тефритов, в которые во время предолигоценовой орофазы интрудировали анальцимовые сиениты.

Г. М. Заридзе, опираясь на схемы К. Н. Паффенгольца и В. Н. Котляра, отнес все разнообразные интрузивы Аджаро-Триалетского хребта к верхнему эоцену и олигоцену [175]. Как видно из вышесказанного, эта схема должна быть исправлена в указанном нами направлении, так как наши выводы основаны на более богатом и новом фактическом материале.

Нижеприводимая таблица дает наглядное представление о характере палеоценового и мелового вулканизма, связанного с развитием Аджаро-Триалетской геосинклинали (табл. 20).

D. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ, ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫЕ С ДОМИОЦЕНОВЫМИ ВУЛКАНОГЕННЫМИ ТОЛЩАМИ

В этой главе мы коснемся лишь тех месторождений, в вопросе генезиса которых внесена некоторая ясность в результате петрографического изучения домиоценовых вулканогенных толщ. По заданию СОПС'а Академии Наук Грузинской ССР, нами, совместно с Н. И. Схиртладзе, в 1944 г. была

составлена карта прогнозов неметаллических полезных ископаемых Грузинской ССР, в пояснительном тексте к которой более подробно изложены высказанные здесь положения [146].

1. Месторождения барита

В Грузии баритовые месторождения имеют широкое распространение. Они играют значительную роль в общем баритовом балансе Советского Союза, но еще более широкие перспективы рисуются в отношении открытия новых месторождений и увеличения запасов.

Из зарегестрированных в Грузии в настоящее время баритовых жил около 90 % приурочены к юрским отложениям и лишь 4% приходится на меловую вулканогенную толщу Борчалинского района. Баритовые жилы, связанные с юрскими толщами, находятся исключительно в Западной Грузии и Юго-Осетии и 95,5% их общего количества связано с порфиритовой серией байоса, 3% с верхней юрой и 1,5% с лейасом.

Конечно, не случайно, что подавляющее большинство баритовых месторождений приурочено к байосской вулканогенной толще. Поисковым опытом многих лет геологов Грузии, а также Армении и Азербайджана установлено, что барит в Закавказье нужно искать именно в среднеюрской вулканогенной толще. Но чем вызвана связь баритовых месторождений с юрской вулканогенной толщей, случайная эта связь или генетическая, и в последнем случае в чем заключается роль порфиритовой серии? На эти вопросы до сих пор не было дано удовлетворительного ответа. Понятно потому, что авторы «Петрографии Грузии» Д. С. Белянкин и В. П. Петров бариты относят к ряду полезных ископаемых «неясного происхождения».

Проведенное нами петрографическое и химическое изучение пород домиоценовых вулканогенных толщ позволило подойти к решению вопроса о генезисе баритовых месторождений Грузии. Этот вопрос нами освещен в отдельной статье [132], краткое изложение основных положений которой приведем ниже.

Характер трещин баритовых жил. Изучение материала по баритам Западной Грузии показало, что 89% всех жил имеет простирание СЗ, чаще в пределах 290—340°, то-есть простирание абсолютного большинства баритовых жил совпадает с простиранием складок Большого Кавказа. Этот факт с несомненностью доказывает тектонический характер трещин, с которыми связаны баритовые жилы. К этому заключению раньше пришел А. И. Джанелидзе [115], в результате наблюдений над баритовыми жилами Окрибы. Отсутствие трещин и значит баритовых жил в батских сланцах, покрывающих порфиритовую серию, А. И. Джанелидзе объясняет тем, что такие зияющие трещины, какими являлись трещины ба-

ритовых жил, могут возникнуть лишь в жестких породах типа порфиритовой серии, а не в пластичных породах сланцевой свиты бата.

Возраст оруденения. Если баритовое оруденение было бы связано с третичными интрузиями, как думают некоторые геологи, или вообще с постверхнеюрскими интрузиями, как менее ясно выражается большинство исследователей баритовых месторождений Грузии, то в таком случае несомненно должны были наблюдаться хотя бы небольшие баритовые жилы в меловых и третичных толщах. На самом же деле в последних баритовые жилы полностью отсутствуют. В районах развития третичных интрузий в пределах южного склона Главного Кавказского хребта или Аджаро-Триалетского хребта не только не найдены значительные баритовые жилы, но барит является минералогической редкостью.

Наоборот, в районах развития юрских интрузий всегда встречаются баритовые жилы, на что еще в 1937 г. было обращено внимание нами [27], и тогда же было указано на существование генетической связи между ними. В геолого-петрографическом отношении эта связь рисуется в следующем виде.

Среднеюрская вулканогенная толща представляет собой зеленокаменную спилито-порфиритовую формацию, связанную с развитием геосинклинали южного склона Большого Кавказа и образовавшуюся до начала орогенетических движений. Эти вопросы детально рассмотрены в соответствующих главах данной работы и здесь нет необходимости на них останавливаться. Во время батской (предкелловейской) орогенетической фазы, впервые установленной А. И. Джанелидзе в Западной Грузии, произошла складчатость среднеюрской геосинклинальной вулканогенной толщи, образовались в ней многочисленные трещины и одновременно произошло внедрение интрузии гранодиоритов, которые ранее считались верхнеюрскими, но после установления А. И. Джанелидзе батской орофазы, возраст их, естественно, определился батским, на что впервые указали Г. М. Зарилзе [174] и Г. Р. Чхотуа [382]. Интрузивный процесс питался из тех же магматических очагов, которые дали среднеюрские эффузивные толщи, вследствие чего юрские интрузивы приурочены пространственно к эффузивной толще, но из-за большой мощности последней (местами до 3 км) остывали на больших глубинах и лишь в пределах Грузинской глыбы и малых массивов (Келасурский), где батская орофаза вызвала, в связи с глыбовой тектоникой, образование мощных трещин, магма ближе проникла к поверхности и дала известные выходы батских неоинтрузий в ущельях рек Дзирула и Келасури. В местах наиболее мощного развития порфиритовой серии эта интрузивная фаза проявилась в образовании многочисленных даек дацитов и альбитофиров, а также в образовании гидротермальных месторождений, в том числе баритовых жил.

Сказанное делает понятным геолого-петрографическую связь батских интрузий со среднеюрской вулканогенной толщей и почти исключительную приуроченность к ней баритовых жил Грузии. Но эту связь можно доказать и геохимически, для чего рассмотрим геохимическую сторону вопроса.

Известно, что барит геохимически связан с основными магмами (Ферсман [365], Берг [27], Гольдшмидт [102]) но, ввиду своеобразия процесса кристаллизации, он никогда не концентрируется в основных, бедных калием породах. Нам кажется неправильным утверждение Берга [27], что в породах, богатых анортитом, барита содержится больше, чем в породах, содержащих альбит, плагиоклазы и ортоклаз. Но Берг сам же противоречит себе, говоря «барит в противоположность кальцию и, вероятно, стронцию входит больше в остаточную кристаллизацию».

Известно, что в магматических породах бариевый полевой шпат-цельзиан в виде самостоятельного минерала не встречен. Отсутствует в них также гиалофан. Они оба известны лишь как минералы контактные, то-есть связанные с пневматолито-гидротермальной фазой остывания магмы. В магматических породах встречены лишь бедные барием ортоклазы. Известно также, что цельзианы дают изоморфные смеси лишь с калиевым полевым шпатом, а не с анортитом и альбитом.

Поэтому магма среднеюрской вулканогенной толщи, как и всякая бедная калием основная магма, не могла при кристаллизации дать породы богатые барием. Наоборот, ввиду того, что среднеюрские эффузивные породы содержат в виде полевого шпата лишь плагиоклаз, почти весь содержащийся в магме барий, естественно, должен был уйти в продукты остаточной кристаллизации. По словам Гольдшмидта «кристаллы играют роль некоторого сортирующего или отсеивающего механизма, позволяющего некоторым частицам входить в данный кристалл и отбрасывающего другие частицы, не обладающие подходящими размерами». [102].

В данном случае Гольдшмидт подразумевает сортировку элементов в зависимости от величины их атомов или ионов. По Паулингу теоретические размеры ионных радиусов интересующих нас ионов следующие: Na—0.95A°, Ca—0.99 A°, в то время как Ba—1.35 A°. и K—1.33 A°.

Ввиду значительной разницы ионных радиусов Na и Ca, с одной стороны, и Ba с другой, последний не входит в состав известково-натриевых плагиоклазов, а почти полностью остается в магматическом растворе и выделяется в гидротермальной фазе интрузивной деятельности,так как отсутствие калишпата в породах средней юры не способствовало «улавливанию» бария в процессе кристаллизации полевых шпатов. Батские интрузии также не очень богаты калишпатом и, поэтому, они тоже не могли связать значительное количество бария. П. И. Лебедев [222] для Украинских по-

род установил присутствие бария в пироксенах, но пироксены юрских пород Грузии совершенно не содержат бария.

Сказанное позволяет сделать единственный вывод, что вмещающая бариты юрская вулканогенная толща действительно является причиной образования баритовых месторождений, но не в том понимании, что воды выщелачивали из эффузивных пород толщи содержащийся в их плагиоклазе барий, как думают некоторые геологи, а наоборот, отсутствие бария в породах порфиритовой серии и вызвало появление в ней баритовых месторождений.

Таким образом, генетическая связь баритовых месторождений с юрской вулканогенной толщей не должна вызывать сомнения. Если к этому добавить, что во многих баритовых районах (Тхмори-Ватетра—А. И. Джанелидзе, Бзыби—В. И. Курочкин и Д. И. Купарадзе, Чорди—Н. А. Канделаки и Г. С. Дзоценидзе) установлена приуроченность баритовых жил к антиклинальным структурам вмещающей толщи, то станет ясным, насколько широкие перспективы открываются в смысле возможности открытия новых баритовых месторождений в пределах распространения среднеюрской вулканогенной толщи Грузии, а также Восточного Закавказья. Доказательством правильности такого прогноза может служить открытие нами совместно с Н. А. Канделаки в 1935 г., в процессе изучения среднеюрской вулканогенной толщи, крупнейшего в Грузии Чордского месторождения барита и открытие З. И. Чхиквишвили в 1946 г. повидимому не менее крупного Хаишского месторождения.

Чем же объяснить отсутствие баритовых месторождений в эоценовой вулканогенной толще, которая тоже представляет собой геосинклинальное доорогенное образование с внедрившимися в нее синорогенными сиенито-диоритовыми интрузивами? Ответить на этот вопрос нетрудно. Как наглядно показано в этой работе, эоценовые породы всегда содержат значительное количество калишпата, который вероятно и «уловил» почти весь содержащийся в магме барий. Естественно, что гидротермы, выделяющиеся из среднеэоценовых интрузивов, не могли дать значительных баритовых жил, вследствие чего, барит в эоценовой толще является минералогической редкостью, встречаясь лишь в виде жильного минерала в медно-полиметаллических жилах Аджарии и, как недавно установлено Г. В. Гвахариа, в жилах и жеодах вместе с цеолитами.

Аналогичные геохимические закономерности управляют, по всей вероятности, образованием баритовых месторождений в меловой вулканогенной толще Борчалинского района.

2. *Месторождения серного колчедана*

Быстрое развитие за годы Сталинских пятилеток ряда отраслей промышленности в Грузии потребовало создания собственного сернокислотного производства, для которого основным сырьем является серный колчедан. Так как большинство проявлений серного колчедана приурочено к изученным нами вулканогенным толщам, вкратце коснемся перспектив поисков серноколчеданных месторождений в пределах указанных толщ.

Все известные в Грузии месторождения и проявления серного колчедана по геологическим условиям нахождения разбиваются на три группы:

1) связанные с сланцевыми толщами южного склона Большого Кавказа,

2) приуроченные к среднеюрской вулканогенной толще и

3) связанные с эоценовой вулканогенной толщей.

1. Месторождения первой группы, как серноколчеданные, не могут представлять интереса ввиду небольшой мощности жил, низкого содержания серы, разобщенности отдельных жил и значительной удаленности от населенных пунктов в условиях бездорожья.

2. Месторождения второй группы, то-есть приуроченные к среднеюрской вулканогенной толще, представлены как жильными, так и вкрапленными типами. К первому типу относится Меквенское месторождение с мощ. серы 15,38%. Кроме пирита в жиле присутствуют кварц, барит, кальцит. Вкрапленные пиритовые проявления в юрской вулканогенной толще весьма часты, но всегда отличаются незначительной площадью пиритизации и весьма слабой интенсивностью оруденения (в Цагерском, Знаурском, Очамчирском районах).

3. Месторождения и проявления третьей группы, приуроченные к эоценовой вулканогенной толще Аджаро-Триалетского хребта, являются самыми многочисленными в Грузии и заслуживают серьезного внимания. Из них отметим лишь некоторые месторождения:

а) Цабланское месторождение серного колчедана. Оно находится в районе Хуло Аджарской АССР, в верхнем течении р. Тбети, левого притока р. Аджарис-цхали. Здесь эоценовая вулканогенная толща прорвана интрузиями сиенито-диоритов и их жильными дериватами. Интрузивы выходят не непосредственно на пиритизированной площади, а севернее ее на 4—5 *км* в ущельях рек, гипсометрически ниже месторождения на 400—500 *м*, то-есть на значительно более глубоких горизонтах, чем месторождение.

Изменение вмещающих пород, вызванное интрузивами, выражается в окварцевании, каолинизации, серицитизации и, местами, пиритизации по-

род, причем туфовые рыхлые породы более интенсивно изменены, а плотные порфириты сравнительно слабо. Измененная площадь достигает 7—8 *кв. км.* Пиритизация неравномерная: встречаются участки почти сплошного серного колчедана, где содержание серы доходит до 21% (местность «Гудиа») и наряду с ними слабо пиритизированные площади с содержанием серы 5—6% и ниже. Богатые участки почти всегда приурочены к пологопадающим дайкам, играющим роль экранов, задерживающих гидротермы.

б) В Кедском районе в окрестностях Мерисских медно-полиметаллических месторождений зарегистрировано несколько пиритизированных зон с содержанием серы в некоторых зонах до 10%.

в) В Чохатаурском районе по р. Губазеули, в окрестностях сел. Зоти, в эоценовых вулканогенных породах, прорванных интрузиями сиенито-порфиров, наблюдаются значительные пиритизированные зоны и отдельные жилы.

Перечисленными проявлениями далеко не исчерпывается список пиритизированных участков в эоценовой толще. Нам приходилось осматривать пиритизированные участки в окрестностях сел. сел. Дандало, Ахо, Цхмориси Кедского района, сел. Хино Кобулетского района, а также значительную площадь развития вторичных кварцитов с заметной пиритизацией в ущелье р. Схалта. К сожалению, эти проявления совершенно не изучены ни в смысле содержания серы, ни в смысле их меде- и золотоносности.

Перейдем к вопросу о перспективах поисков месторождений серного колчедана в Грузии.

Серноколчеданные проявления в юрской вулканогенной толще всегда связаны с участками нахождения баритовых жил, и большей частью барит и пирит встречаются совместно в одной жиле. Например, в Меквенском районе на серный колчедан разведывалась жила, которая местами настолько обогащалась баритом, что запасы барита были подсчитаны отдельно. Подобные факты, а также отсутствие в районах развития юрской вулканогенной толщи серноколчеданного оруденения в более молодых, чем средняя юра, толщах, говорят за генетическую связь серноколчеданного оруденения в среднеюрских породах с теми же батскими интрузивами, с которыми мы связываем баритовое оруденение. Поэтому естественно, что в той или иной степени пиритизированные участки или небольшие жилы мы можем встретить в юрской вулканогенной толще почти во всех районах нахождения баритовых жил. Но мало данных за то, что среди них будут крупные месторождения, так как ни одно из до сих пор известных проявлений не оказалось имеющим практическую ценность.

Серноколчеданные месторождения, приуроченные к среднеэоценовой вулканогенной толще, генетически связаны с предверхнеэоценовыми интрузиями сиенито-диоритов, являющимися синорогенными образованиями гео-

синклинальной зоны Аджаро-Триалетии и генетически и пространственно тесно связанными с доорогенной геосинклинальной вулканогенной толщей среднего эоцена.

Естественно поэтому, что рудные гидротермальные месторождения, связанные с этими интрузивами, находятся исключительно в пределах среднеэоценовой вулканогенной толщи. Известно, что все третичные интрузивы Малого Кавказа в металлогеническом отношении характеризуются преобладанием медно-пиритовых и полиметаллических месторождений, Такая же картина наблюдается в Аджарии и Гурии, где почти единственным типом рудных месторождений является серноколчеданное и медно-полиметаллическое оруденение. Из них наиболее распространены серноколчеданные месторождения. Первое детальное изучение Аджарских месторождений, а также петрографии интрузивов, принадлежит академику И. Ф. Григорьеву [105], который дал ясную картину условий их генезиса и перспективности. Позже эти месторождения изучались В. Р. Надирадзе [253]. Но эти авторы не касались специально серноколчеданных месторождений типа Цаблана. Последние изучались нами в 1932—33 годах [139]. По нашим наблюдениям, серноколчеданные месторождения и проявления в Аджарии и Гурии всегда приурочены к вторичным кварцитам, образующим осветленные зоны в темных породах эоцена. Характер изменения выражается в пиритовой пропилитизации и представляет собой типичное эпитермальное образование. Поэтому совершенно непонятно, по каким признакам относит И. Г. Магакьян Цабланское месторождение к переходному мезо-гипотермальному типу [242а].

Пиритизированные зоны в Аджарии и Гурии, в зависимости от отношения к интрузиву, делятся на два типа: 1) связанные с краями интрузивов и образующие и экзоконтактный ореол и 2) зоны, значительно удаленные от интрузивов, без видимой связи с ними. Пиритизация зон первого типа слабая и в отношении серноколчеданного оруденения не представляет интереса, но с ними иногда бывают связаны медные проявления (например, сел. Учампо) и поэтому они должны быть подвергнуты изучению. Пиритизация зон второго типа большей частью значительная, особенно богатые скопления наблюдаются у лежачего бока пологопадающих даек. К этому типу относятся Цабланское, Зотское, Хинойское и др. месторождения, а также совершенно не изученные пиритизированные площади в с. Ахо, Цхмориси и главным образом р. Схалта, которые должны стать объектами детального изучения. Если к этому добавить, что эти серноколчеданные месторождения совершенно не изучены также в отношении их меденосности, золотоносности и, возможно, кобальтоносности, то станет ясной необходимость их детального исследования. Не исключено, что в Аджарии и Гу-

рии будут открыты серноколчеданные месторождения, не уступающие Ганзутскому и Чибухлинскому месторождениям в Армении [109], которые по генезису совершенно аналогичны Аджарским.

А. Н. Заварицкий, изучая колчеданные месторождения Блявы на Урале, высказал предположение о связи генезиса серного колчедана с той вулканической деятельностью, во время которой образовалась рудовмещающая спилито-кератофировая формация, то-есть образование месторождений, по его мнению, связано не с интрузивным, а с эффузивным вулканизмом [159]. Не исключено, что пиритизация некоторых площадей в эоценовой вулканогенной толще Аджарии и Гурии, для которых нельзя установить никакой связи с интрузиями сиенито-диоритов, также связана с эффузивной вулканической деятельностью среднеэоценевого времени. Если последний взгляд будет доказан последующими работами, то этим перспективы поисков новых серноколчеданных залежей еще более увеличатся.

3. Месторождения отбеливающих глин

Грузия занимает в СССР ведущее положение в отношении добычи отбеливающих глин. Благодаря многолетней исследовательской работе А. А. Твалчрелидзе были открыты и изучены, впервые в СССР, месторождения отбеливающих глин [344—354]. Одновременно с А. А. Твалчрелидзе, технологическим изучением Грузинских отбеливающих земель руководил С. С. Филатов [352]. В результате этих работ в Грузии к настоящему времени имеем хорошо изученные месторождения гумбрина и асканита и ряд других, детально пока не исследованных. Все увеличивающаяся потребность нефтяной и других отраслей промышленности в отбеливающих глинах требует открытия новых мощных месторождений высококачественных глин. Каковы перспективы в этом отношении?

Главнейшие месторождения отбеливающих глин Грузии принадлежат к двум генетическим типам.

К первому типу относятся пластовые месторождения, приуроченные к средне- или верхнемеловым отложениям. Из них крупнейшим является месторождение гумбрина в Цхалтубском районе, где глина залегает среди глауконитовых песчаников сеномана, содержащих значительное количество туфового материала. Проведенное нами сравнение этого материала с одновозрастными вулканогеннымн образованиями Аджаро-Триалетского хребта показало их одинаковый петрографический состав. Этот факт, а также отсутствие вулканических извержений на Грузинской глыбе в сеномане показывают, что вулканический пепел, путем гальмиролитического разложения которого образовался гумбрин, приносился с юга с вулканических центров, расположенных на периферии Аджаро-Триалетской геосинклинали. Отсутствие в гумбриновом пласте крупнозернистого туфового мате-

риала и его пепловый состав говорят в пользу того, что пепел переносился ветром. Ввиду наличия в сеномане вулканических центров вдоль всей периферии Аджаро-Триалетской геосинклинали, естественно ожидать нахождения аналогичных гумбрину залежей во всей полосе сеноманских отложений Грузинской глыбы от Мегрелии до Сурамского хребта. Подтверждением этого может служить обнаружение нами пласта гумбрина мощностью 2 *м* в окрестностях г. Кутаиси.

Аналогичным образом объясняется нахождение прослоев отбеливающих глин в туронских отложениях (районы Цхакая, Гегечкори, Амболаури, Чхари, Харагоули, Чиатура, Хашури). Приведенный список районов говорит за существование определенной полосы туронского моря, которая питалась вулканическим пеплом из центров, давших туронскую вулканогенную свиту «мтавари». Поэтому в полосе туронских отложений от города Цхакая до Сурамского перевала возможно обнаружение значительных месторождений отбеливающих глин. Подтверждением сказанного может служить обнаружение нами пласта бентонитовой глины в Цулукидзевском районе среди отложений вулканогенной свиты «мтавари».

Ко второму типу относятся месторождения, образовавшиеся путем выветривания или гидротермального изменения вулканогенных толщ средней юры или эоцена.

Месторождения, приуроченные к среднеюрской вулканогенной толще немногочисленны и имеют незначительные размеры (Зестафонский и Сачхерский районы), но осмотренное нами в Жонетском баритовом районе, около горы Патара Самамлиа, значительное по размерам месторождение бейделитовых глин говорит за то, что среднеюрская вулканогенная толща не является бесперспективной в отношении нахождения отбеливающих глин. Особого внимания заслуживают в смысле поисков районы развития баритовых жил.

Из связанных с эоценовой вулканогенной толщей месторождений в первую очередь следует назвать бентонитовые глины Асканской группы. Они приурочены к горизонту трахитов и их туфов верхнего эоцена. Среди исследователей нет единого мнения о генезисе Асканского месторождения. А. А. Твалчрелидзе считает, что изменение трахиандезитов происходило под влиянием как гидротерм, так и выветривания [352]. По мнению М. Л. Роква [302], главную роль в образовании глин играли процессы выветривания. Г. В. Гвахариа разделяет взгляд А. А. Твалчрелидзе, но основным считает гидротермальный процесс. Имеющийся фактический материал говорит в пользу последнего взгляда, но окончательно этот вопрос нельзя считать решенным.

Последнее обстоятельство затрудняет выяснение прогноза. Однако же несомненно, что верхнеэоценовая калиевая серия пород Гурии и Аджарии является перспективной в смысле нахождения месторождений бентонитовых глин, так как, по мнению Росса и Керра [303], бентонитовые глины наичаще образуются из трахиандезитового стекла.

По наблюдениям Н. А. Канделаки, Асканское месторождение залегает не гнездообразно вдоль определенной трещины, как было принято до сих пор, а в виде определенного пласта среди слоистых андезито-трахитовых туфов верхнего эоцена. Этот факт увеличивает перспективы открытия новых месторождений подобного типа в Гурии и в прибрежных районах Аджарии, а также в Ванском районе Имеретии.

4. Месторождения минеральных красок

Известные в Грузии месторождения минеральных красок относятся к четырем генетическим типам.

1. Месторождения образовавшиеся за счет окисления серного колчедана в эоценовых вулканогенных толщах Аджарии и Гурии. Встречающиеся в этих областях значительные площади пиритизированных пород в результате окисления серного колчедана дают гидроокиси железа, которые чаще пропитывают каолиноподобные глины, образовавшейся под действием гидротерм во время процесса пиритизации. Обогащенные таким образом окислами железа глины и являются минеральными красками с различным содержанием гидроокисей железа. Таков генезис, например, месторождений глинистых красок в сел. Шемокмеди и Макванети в Гурии, Схалта, Цабла на и др. в Аджарии. Месторождения этого типа обычно имеют небольшие размеры, сильно изменчивый состав и большей частью не отличаются высоким качеством, если не считать отдельных участков, значительно обогащенных Fe_2O_3.

2. Второй тип месторождений образовался в результате древнего субаэрального выветривания базальтовых покровов меловой вулканогенной свиты Грузинской глыбы. Сюда относятся месторождения Цулукидзевского района (сел. сел. Матходжи, Ахали-Бедисеули и Удзлоури).

Следует отметить, что, как уже было указано при описании свиты «мтавари», выветривание базальтовых покровов этой свиты происходило в туронское время и некоторые покровы полностью превращены в красно-бурую, сильно железистую глину. Современные продукты выветривания аналогичных базальтов тех же местностей дают лишь светлоокрашенные глинистые продукты, состоящие, как показали микроскопические исследования Н. И. Схиртладзе [333], главным образом из цимолита. Естественно.

что запасы глин, образовавшихся во время туронского выветривания, должны быть значительными и такие глины могут быть обнаружены во всей полосе распространения свиты «мтавари».

Следует отметить, что в предлагаемой Б. В. Залесским и Ю. А. Розановым [169] классификации месторождений минеральных красок описанный нами выше тип отсутствует.

3. Месторождения третьего типа приурочены к карстовым пещерам и воронкам в ургонских известняках. В Грузии такие месторождения известны в Цхалтубском районе в окрестностях сел. сел. Баноджа и Хомули. Они содержат краски железоокисные, в отличие от глинистых красок месторождений первых двух типов. Считают, что карстовые месторождения железных красок образуются путем выщелачивания известняков и накопления содержащегося в них глинистого вещества, так называемого «Terra rossa». Если-б это объяснение было всегда правильно, то в многочисленных карстовых пещерах и воронках мы должны были бы иметь аналогичные Баноджинским месторождения красок. Однако на самом деле этого не наблюдается и «Terra rossa», например, окрестностей г. Кутаиси имеет состав обыкновенной силикатной глины без обогащения Fe_2O_3.

По нашему мнению, месторождения Цхалтубского района образовались не за счет «Terra rossa», а из материала свиты «мтавари». Окрестности селений Баноджа и Хомули, где в настоящее время обнажены закарстованные известняки баррема, были покрыты средне- и верхнемеловыми отложениями, в том числе и свитой «мтавари» также, как это наблюдается по соседству в окрестностях месторождения гумбрина. Сильно выветрелые туфы и покровы свиты «мтавари» давали значительное количество железистых глин, которые уносились нисходящими метеорными водами вниз и накапливались в карстовых пещерах и воронках нижележащих барремских известняков. Последующее действие этих же вод вызвало дальнейшее обогащение глин окислами железа, и в результате, после размыва эрозией вышележащих средне- и верхнемеловых отложений, обнажались эти выполненные железно-окисными красками карстовые образования.

Поэтому карстовые месторождения железных красок в Грузии следует искать не во всех районах развития карстовых образований, а лишь в тех областях, где над известняками развиты вулканогенные толщи (свита «мтавари» верхнего мела или пестроцветная свита верхней юры), могущие давать обогащенные окислами железа глинистые продукты выветривания, которыми выполнялись карстовые пустоты.

5. *Некоторые строительные материалы в долиоценовых вулканогенных толщах*

Описанные выше вулканогенные толщи богаты разнообразными строительными камнями (диабазы, порфириты, туфы), месторождения которых описаны в специальных работах [166, 168] и на них здесь останавливаться нет необходимости.

Мы здесь коснемся лишь некоторых строительных материалов: 1. Строительный туф, годный для кладки стен (типа Артиктуфа), в Грузии известен лишь в двух местах: 1) в ущелье р. Тедзами в Каспском районе и 2) в Цхалтубском районе.

Тедзамское месторождение приурочено к вулканогенной толще среднего эоцена. Оно образовалось в результате накопления вулканического пепла, выбрасывавшегося из среднеэоценовых вулканов. Естественно, что выбрасывание пепла происходило не только из одного центра, а вероятно и из других вулканов. Поэтому нахождение строительных туфов, аналогичных таковому Тедзамского месторождения, вполне возможно в ближайших окрестностях г. Тбилиси, где эоценовая вулканогенная толща имеет широкое распространение. В пользу правильности этого предположения говорит нахождение многочисленных линз и прослоев белых, легких туфов на Телетском хребте, которые разрабатываются кустарно. Изучение этих пород показало, что они состоят из туфов и туфалов, похожих на Тедзамский туф [317]. Тот факт, что до сих пор не найдены значительные по размерам выходы этих туфов на Телетском хребте, объясняется тем, что специальных поисковых работ на эти камни не было проведено. Открытие в окрестностях г. Тбилиси такого месторождения имеет громадное значение для грандиозных строек г. Тбилиси в четвертой Сталинской пятилетке.

Другое месторождение строительного туфа, открытое геологом М. Г. Пагава, находится недалеко от г. Кутаиси в Цхалтубском районе и приурочено к верхнеюрской пестроцветной свите (Кариобское или Самгуральское месторождение).

Кариобский камень похож на Артикский туф, хотя по качеству значительно уступает ему. Это месторождение является единственным в Западной Грузии, могущим снабжать сравнительно легким стеновым материалом грандиозные стройки г. Кутаиси.

Ввиду того, что Кариобское месторождение туфа приурочено к вулканогенной фации пестроцветной свиты, то открытие новых выходов туфов в ближайших окрестностях г. Кутаиси, где эта свита имеет широкое распространение, нужно считать вполне вероятным. За это говорит нахожде-

ние в разрезе свиты окрестностей Сатаплиа прослоев туфов мощностью в несколько метров, внешне похожих на Кариобский туф.

2. До сих пор в Грузии, кроме Тедзамского, не найдено месторождений высококачественных пуццоланов, годных в качестве гидравлической добавки к цементу. Известные месторождения пуццоланов в Италии и трассов в Германии сложены из трахитовых туфов, которые по петрографическому характеру и химическому составу относятся к щелочным трахитовым туфам [182].

По петрографическому и химическому признаку изученные нами верхнеэоценовые трахитовые туфы (иногда анальцимовые) вполне похожи на трахитовые туфы «трасс» и «пуццолана» из вышеназванных месторождений и поэтому есть все основания думать, что гурийские трахитовые туфы будут обладать высокими пуццоланическими свойствами. Этот вопрос сейчас особенно актуален в связи с намечаемой постройкой цементного завода в Западной Грузии.

3. Болнисский облицовочный туф широко известен и за пределами Грузии. Этим туфом облицованы в Тбилиси: здание Тбилисского филиала ИМЭЛ, здание дворца Правительства, древний Сионский собор и др. Этим же камнем облицована одна из станции Московского метрополитена. Болнисский туф обладает светлым кремово-желтым цветом и разнообразным узором, образованным окислами железа. В этом отношении он является весьма оригинальным образованием, не имеющим аналогов.

Месторождение Болнисского камня приурочено к меловой вулканогенной толще дацитов и альбитофиров Борчалинского и Болнисского районов. Что в этой толще могут быть найдены другие выходы такого же туфа, это не вызывает сомнения и уже доказано открытием таковых В. Л. Аревадзе.

Но мы хотим здесь указать на возможность открытия новых месторождений аналогичных туфов в других вулканогенных толщах.

Еще Г. Баркалая и Ш. Нацвлишвили [15] указали на наличие в среднеюрской вулканогенной толще Жонетского и Ципларисхевского районов прослоя мощностью около 5 метров желтоватого туфа, который местами очень похож на Болнисский туф.

В 1942—43 г.г., работая по изучению баритовых месторождений Тхмори-Ватетрского района, в ущельях притоков рек Цугна и Цурца, нами были открыты в порфиритовой серии байоса прослои и пачки слоистых светло-желтых туфов, которые по цвету и узору вполне аналогичны известному Болнисскому туфу. Мощность пачки местами достигает до 20 и более м. Мощность отдельных слоев колеблется от 0,5 до 1 метра. Камень

мягкий, легко обтесывается. Это месторождение безусловно заслуживает серьезного внимания.

6. Другие полезные ископаемые

Фосфорит. В 1941 г. в меловой вулканогенной свите окрестностей г. Кутаиси нами были найдены тонкие прожилки и линзы коллофанита [128]. Это первая находка фосфорсодержащего минерала в меловых отложениях Грузии. До сих пор было известно лишь Лечхумское месторождение фосфоритов олигоценового возраста. Найденный нами коллофанит вероятнее всего образовался в результате вымывания фосфора из пикрит-базальтов свиты «мтавари», которая подвергалась интенсивному выветриванию в течение почти всего туронского времени. Поэтому не исключено, что переслаивающиеся с вулканогенной свитой глауконитовые и другие известняки и песчаники окажутся фосфороносными.

Бокситы. Вопросы перспективности Грузии в отношении возможности обнаружения месторождений бокситов были нами освещены ранее [135] и здесь повторяться нет необходимости. Отметим лишь, что последующие поисковые работы, проведенные нами [301] и М. Л. Роква и В. Н. Табагари [141], показали, что среди как современных, так и древних продуктов выветривания вулканогенных пород юры, мела и эоцена гидраты глинозема не встречаются и никаких признаков бокситов в них нет. Все-таки нахождение оолитовых глинистых и глинисто-карбонатных пород в верхнеюрской пестроцветной свите окрестностей г. Кутаиси дает основание допустить, что в других районах распространения пестроцветной свиты (Абхазия, Рача, Юго-Осетия) не исключена возможность нахождения бокситов.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ДОМИОЦЕНОВОГО ВУЛКАНИЗМА ГРУЗИИ

В этой части нашей работы рассмотрены те стороны домиоценового вулканизма, которые не могли быть затронуты в предыдущей части. К таковым относятся: классификация и номенклатура порфиритовых пород Грузии, условия образования некоторых пород и минералов, характер эволюции химизма магмы, связь вулканизма с геотектонической структурой страны и вопрос возможности распространения наших выводов по вулканизму Грузии на Восточное Закавказье.

Таким образом, эта часть подытоживает и обобщает выводы предыдущих глав.

1. К ВОПРОСУ О НОМЕНКЛАТУРЕ И КЛАССИФИКАЦИИ ПОРФИРИТОВЫХ ПОРОД ГРУЗИИ

Вопросы классификации и номенклатуры порфиритовых пород нельзя считать окончательно разрешенными. Этим объясняется тот факт, что разные авторы одной и той же породе дают разные названия. То же самое наблюдается и для Грузии, что отмечают Д. С. Белянкин и В. П. Петров [50], предлагая для юрских пород свою классификацию. Они разделяют юрские породы на две группы: А. кислые и Б. основные и средние. Последние по структурному признаку делятся на породы:

а) с гиалопилитовой структурой и

б) с офитовой или интерсертальной структурой.

Среди первых по минералогическому признаку выделены: 1) авгито-роговообманковые и роговообманковые, 2) авгитовые, 3) лабрадоровые и 4) альбитовые порфириты, а ко вторым относятся диабазовые порфириты.

Среди эоценовых пород авторы выделяют: авгитовые, агито-лабрадоровые, лабрадоровые, авгито-роговообманковые, роговообманковые порфириты, кератофиры и спилиты.

Как видим, в предлагаемой классификации, как и вообще, термину «порфирит» придается значение, определяющее состав породы, наравне с терминами дацит, андезит, базальт и др. Когда, например, в семействе андезитов выделяются разновидности авгитовые, роговообманковые, слюдяные и т. п., то термин андезит указывает на определенные пределы минералогического и химического состава, за которые не выходит названная порода, поэтому при выделении разновидностей андезитов нет необходимости кроме темного силиката отмечать и характер плагиоклаза, так как последний для андезитов в основной массе должен соответствовать андезину, а в фенокристаллах не превышать лабрадора № 50—60.

Можно ли тот же подход использовать для номенклатуры порфиритовых пород? Конечно, нет.

Попытки ограничить применение термина «порфирит» породами определенного состава не имеют успеха. Впервые Г. Розе предложил для бескварцевых порфировых пород название «порфирит». По Г. Розенбушу порфиритами следует называть древние аналоги андезитов и дацитов, то-есть плагиоклазовые порфиры, не содержащие оливина и ортоклаза. В настоящее же время термином «порфирит» обозначают не породы определенного состава, а лишь измененные зеленокаменные породы, по составу соответствующие базальтам, андезитам и дацитам.

Поэтому название «порфирит» указывает лишь на то, что порода имеет зеленокаменный облик. Если же желательно, чтобы название породы выражало не только ее зеленокаменное состояние, но и состав, то необходимо к термину порфирит прибавить прилагательное, показывающее какая порода испытала зеленокаменное перерождение. Исходя из сказанного, ясно, что предложение А. Н. Заварицкого [157а] о разделении порфиритов на дацитовые, андезитовые и базальтовые является единственно правильным. Между ними, также как и между соответствующими семействами свежих пород, существуют переходные разности в виде андезито-базальтовых и андезито-дацитовых порфиритов.

Выделение разновидностей порфиритов нельзя производить по структуре основной массы, так как гиалопилитовая, пилстакситовая и фельзитовая структуры основной массы почти одинаково характерны для андезитовых и дацитовых порфиритов и нередки даже среди базальтовых порфиритов.

Также нельзя выделить разновидности только по темному силикату. Если, например, название «авгитовый андезит» соответствует более или менее ограниченной по химическому и минералогическому составу типу, то того же нельзя сказать про авгитовый порфирит, который по составу может соответствовать базальту, андезиту и даже дациту. Поэтому или разновидности нужно называть по темному силикату с указанием характера порфирита, например, авгитовый андезитовый порфирит, авгитовый базальтовый порфирит и пр., или же, ввиду того, что точное определение андезитовой или базальтовой природы порфирита не всегда возможно без химического анализа, следует в названии указать характер плагиоклаза. В последнем случае будем иметь авгито-анортитовые, авгито-битовнитовые, авгито-лабрадоровые, авгито-андезиновые, авгито-олигоклазовые и авгито-альбитовые порфириты. Из них первые два будут соответствовать базальтовым порфиритам, третий образует переходную между базальтовыми и андезитовыми порфиритами разновидность, четвертый соответствует андезитовым и пятый дацитовым порфиритам, шестой же является

особым типом, так называемым спилитовым порфиритом. В последнее время многие петрографы именно так и называют разновидности порфиритов, но это у них не выдерживается до конца. Примером могут служить названия данные разными авторами порфиритовым породам юры и эоцена Грузии.

Прежде чем перейти к номенклатуре домиоценовых пород Грузии, коснемся еще одного вопроса. Ранее существовало мнение о резком отличии эффузивных пород дотретичного возраста от пород кайнозойских. На этом было основано предложенное Розенбушем разделение эффузивных пород на палеовулканические и неовулканические с соответствующей номенклатурой для каждой группы. Позднейшие наблюдения показали, что степень изменения пород не зависит от возраста. Но, чтобы отличить измененные породы от более свежих, Бреггер ввел новые термины: палеотипные и кайнотипные породы, т. е. породы древнего и молодого облика, независимо от возраста. В этих терминах все таки сохранен элемент времени и ими можно было пользоваться до тех пор, пока не стало известно, что изменение эффузивных пород не есть просто функция времени, а зависит главным образом от геологических условий их образования. Что номенклатура породы должна соответствовать состоянию породы, это не вызывает среди советских петрографов никакого сомнения. По А. Н. Заварицкому, «номенклатура горных пород должна прежде всего отражать их минералогический состав и структуру, со всеми теми особенностями, которые порода приобрела в результате воздействия различных факторов ее формирования. Название породы должно выражать то, что представляет порода в ее настоящем состоянии, а не то, чем она была некогда при ее первоначальном образовании» [163].

Д. С. Белянкин и В. П. Петров идут еще дальше в этом направлении; касаясь явлений гетероморфизма между Гурийскими и Аджарскими калибазальтами, они пишут: «выходит таким образом, что постмагматизм наравне с магматизмом обязательно должен учитываться нашими классификациями эруптивных горных пород» [42].

В настоящее время хорошо известно, что зеленокаменные (грюнштейновые, спилито-порфиритовые, офиолитовые) породы образуются лишь в орогенных зонах в связи с развитием геосинклиналей и они одинаково характерны как для древних, так и для молодых складчатых горных систем. Именно существование этих зеленокаменных эффузивных формаций и было причиной введения двойственной номенклатуры эффузивных пород. Эта двойственная номенклатура прочно укоренилась в петрографической литературе СССР и Европы. Например, ни один петрограф не назовет базальтом или андезитом порсду среднеюрской вулканогенной толщи Грузии, даже не зная ее возраста. То же самое относится и к породам

среднего эоцена. С другой стороны ни один петрограф не будет именовать порфиритом породу из эффузивных толщ верхней юры, среднего мела и верхнего эоцена, образовавшихся на Грузинской глыбе, так как они имеют явно «кайнотипный» облик. Таким образом, в Грузии породы верхней юры и верхнего мела имеют «кайнотипный», а более молодые породы среднего эоцена «палеотипный» облик. Но в этом для нас нет ничего удивительного, так как первые образовались на Грузинской глыбе, а вторые в геосинклинальной области Аджаро-Триалетского хребта.

Все сказанное дает нам право заключить, что вместо существовавших терминов «палеовулканические» или «палеотипные» и «неовулканические» или «кайнотипные», рациональнее пользоваться терминами: 1) породы орогенных зон—оротипные породы или формации для образований, связанных со складчатыми областями и по времени излияния совпадающих с доорогенной фазой развития данной геосинклинальной зоны и 2) породы кратогенных зон—кратотипные породы или формации для образований, связанных с плитами или глыбами. Эти термины не только будут указывать на зеленокаменный—порфиритовый или свежий—андезитовый или базальтовый облик эффузивных пород и толщ, но что важнее, будут подчеркивать их принадлежность к определенной геотектонической единице той или иной области.

Ниже приводится схема классификации пород изученных нами домиоценовых вулканогенных толщ Грузии с применением наиболее рациональной на наш взгляд номенклатуры пород, базирующейся на вышеизложенных основных положениях (табл. 23).

I. ХАРАКТЕР НЕКОТОРЫХ ПРОЦЕССОВ ПЕТРО- И МИНЕРОГЕНЕЗА В ИЗУЧЕННЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩАХ

В предыдущей части настоящей работы при характеристике пород были даны и описания некоторых явлений минерогенеза. Но, ввиду того, что в ряде случаев сходные процессы наблюдаются в нескольких разновозрастных толщах, мы сочли целесообразным выделить описание этих явлений в отдельную главу и попытаться дать объяснение характера вызвавших их процессов.

Исходя из сказанного, в этой главе рассматриваются: 1) альбитизация и образование спилитовых пород, имеющих широкое распространение в среднеюрской и меловой эффузивных формациях, 2) образование роговообманковых пород и уралитизация, 3) цеолитизация в эффузивных формациях и 4) условия образования бовлингита, широко распространенного в верхнеюрских и туронских эффузивах.

Пятый вопрос, разобранный в этой главе—характер пироксенов

Таблица 23

Возраст толщи	Типы пород		
	Ортотипные		Кратотипные
	Название пород	Семейство	
Нижний лейас Средняя юра	Кварцевые порфиры	Липаритов	
	Кварцевые альбитофиры	Дацитов	
	1. Кварцевые порфиры	Липаритов	
	2. Кварцевые альбитофиры	Дацитов	
	а. Структура основной массы гиалопилитовая, пилотакситовая или фельзитовая		
	3. Плагиоклазовые порфириты		
	а) лабрадоровые	Андезито-дацитов и дацитов	
	б) андезиновые		
	4. Авгито-анортитовые порфириты	Базальтов	
	5. Авгито-битовнитовые		
	6. Авгито-лабрадоровые	Андезито-базальтов и андезитов	
	7. Авгито-андезиновые	Андезитов	
	8. Авгито-альбитовые	Спилитов-базальтов	
	9. Роговообманково-авгито-лабрадоровые	Андезито-базальтов	
	10. Роговообманково-авгито-андезиновые	Андезитов	
	11. Роговообманково-лабрадоровые	Андезитов	
	12. Роговообманково-андезиновые	Андезитов и андезито-дацитов	
	б. Структура основной массы интерсертальная или долеритовая		
	Диабазы (или диабазовые порфириты) авгито-лабрадоровые	Базальтов	
	Диабазы авгито-альбитовые	Спилитов-баз.	
	Диабазы уралитово-лабрадоровые	Базальтов	
Верхняя юра			Оливиновые базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты
Мел-эоцен Аджаро-Триалетского хребта	Авгито-альбитовые	Спилитов-баз.	
	Авгито-лабрадоровые	Базальтов	
	Авгито-роговообманково-лабрадор.	Андезито-баз.	
	Роговообманково-лабрадоровые	Андезитов	
	Роговообманково-андезиновые	Андезитов, андезитодацитов	
Мел Грузинской глыбы			Анальцимовые оливиновые базальты (пикрит-базальты).
			Трахибазальты, эгирин-авгит. фонол.
Верхний эоцен Грузинской глыбы			Лейцитовые тефриты, ортоклазо-биотитовые базальты (калибазальты), биотитовые трахиты

среднеюрской и эоценовой вулканогенных толщ—интересен с точки зрения сравнения условий генезиса темных силикатов этих однотипных, но разновозрастных пород.

1. Альбитизация и оорзование спилитовых пород

Спилитовые породы являются заметно распространенными среди эффузивных формаций, приуроченных к складчатым областям. Морфологическую самостоятельность спилитов в настоящее время никто не отрицает, но до сих пор нет единого взгляда в вопросе о происхождении этих пород. Напомним, что основные спилиты отличаются от базальтов или авгитовых порфиритов лишь тем, что вместо основного плагиоклаза последних спилиты содержат исключительно кислый плагиоклаз ряда альбит-олигоклаз-альбит. В остальном наблюдается полное сходство между авгито-лабрадоровыми порфиритами и спилитами, являющимися главными составными частями зеленокаменных, офиолитовых или спилито-порфиритовых формаций геосинклинальных горных систем.

Таким образом, основным в объяснении генезиса спилитовых пород является вопрос образования в них альбита, так как выделение альбита из бедной SiO_2 и богатой CaO базальтовой магмы совершенно невозможно с точки зрения физико-химических процессов кристаллизации магматического расплава.

К рассмотрению этого вопроса мы перейдем и, на основании новых фактов и наблюдений, собранных нами при узучении вышеописанных вулканогенных толщ, постараемся внести в него некоторую ясность.

Если не касаться гипотезы самостоятельной спилитовой магмы, выдвигаемой Дьюи и Флетт [147], и частично Уеллс [81], которую сейчас мало кто поддерживает, то проблема образования альбитов в спилитах сводится к решению следующих вопросов: 1) когда произошла альбитизация, до излияния и затвердения лавы или после ее затвердевания, 2) каковы источники агентов альбигизации и 3) в каком виде проявляются продукты деанортитизации основного плагиоклаза?

Когда Бенсон в Австралийских, а Сундиус [335] в Шведских спилитах описали совершенно свежие спилиты и такие же альбиты в них, то они высказали мысль о первичном характере альбита и его выделении непосредственно из расплава, но, как уже было сказано выше, очень трудно представить в условиях нормальной кристаллизации выделение альбита из богатой CaO и Al_2O_3 базальтовой магмы и поэтому сами авторы этой гипотезы также отказались от этой мысли.

В настоящее время большинство геологов и петрографов считает альбит спилитов образовавшимся по ранее выделившемуся основному плагио-

клазу (Байлей и Гребем [58], Дьюи и Флетт [147], Сундиус [335], Ескола [157]) путем воздействия богатых Na пневматолито-гидротермальных растворов.

В последнее время в советской петрографической литературе появились работы, посвященные изучению спилитов определенных районов и проблеме спилитовых формаций вообще. Из этой серии особенно следует отметить: 1) работу В. А. Заварицкого, в которой даны результаты изучения спилитовой формации окрестностей Блявинского месторождения на Урале и сопоставление Блявинских спилитов с другими спилитовыми формациями СССР и других стран, а также рассмотрена проблема образования спилитов; при этом главная роль в процессе альбитизации отводится морской воде, и этот взгляд достаточно обоснован в работе [164]. Нельзя не отметить, что автор, как видно, не знаком с работами по петрографии Грузии, где несколько лет назад была установлена юрская спилитовая формация и поэтому он, касаясь вопроса наличия спилитов на Кавказе, отмечает, и то под вопросом, описанные Д. С. Белянкиным диабазы.

2) Работу М. А. Гиляровой, посвященную спилитам Кончезерского района Карело-Финской ССР [95]. В работе всесторонне рассмотрена проблема офиолитовых формаций и автор основную причину образования разнообразной серии спилитовых пород видит в отношении Al_2O_3 к сумме щелочей, причем, согласно выводам автора, для спилитов характерным является недостаток Al_2O_3. Наши наблюдения, наоборот, показывают, что спилиты и кератофиры чаще характеризуются избытком Al_2O_3 в отношении к сумме щелочей, что хорошо видно на диаграмме химизма среднеюрских пород, где большинство векторов на плоскости ASB наклонено вниз и влево.

3) Работу Гинзберга А. С., который дает сопоставление офиолитов Армении с офиолитами Альпо-Апеннин, доказывая непримени мость схемы дифференциации, предложенной Штейнманом, к офиолитам Армении и предлагает свою схему [96].

Основной вопрос в проблеме образования спилитов это — определение места и времени альбитизации. Наши наблюдения в процессе изучения спилитов Грузии показывают, что образование их альбита происходит в магматическом очаге. В пользу этого говорят следующие факты: 1) равномерная альбитизация по всей мощности спилитовых покровов, когда в лавовых покровах до 30—40 *м* и более мощностью исследователь не находит ни одного пятнышка основного плагиоклаза. Такую равномерную альбитизацию трудно себе представить как в случае гидротермально-пневматолитного процесса, так и в случае воздействия на базальтовые лавы морской воды, 2) наличие «интрузивных» спилитов в виде мощных силлов спилитовых диабазов, иногда до 100 *м*. мощностью, указывающее на то, что

магма была альбитсодержащей еще в очаге до ее извержения, 3) отсутствие в спилитах продуктов деанортитизации основного плагиоклаза, также говорящее в пользу альбитизации в магматическом очаге, когда продукты деанортитизации оставались в магме и проявлялись позже в виде богатых CaO минералов.

Для пояснения последнего случая мы считаем целесообразным напомнить читателю о своеобразной ассоциации спилитовых диабазов г. Чутхар и г. Чаухи, богатых эпидотом и цоизитом породах.

В соответствующих главах нами были детально описаны массивы спилитовых диабазов, содержащих исключительно плагиоклаз от альбита до олигоклаз-альбита. Мощные пласты этих диабазов (30—40 *м*) пересечены жилами мощностью около 10—12 *см* диабазовых же или порфиритовых пород, характеризующихся богатством пренитом, эпидотом и цоизитом. В некоторых породах пренит образует базис, в который погружены плагиоклазы (рис. 26).

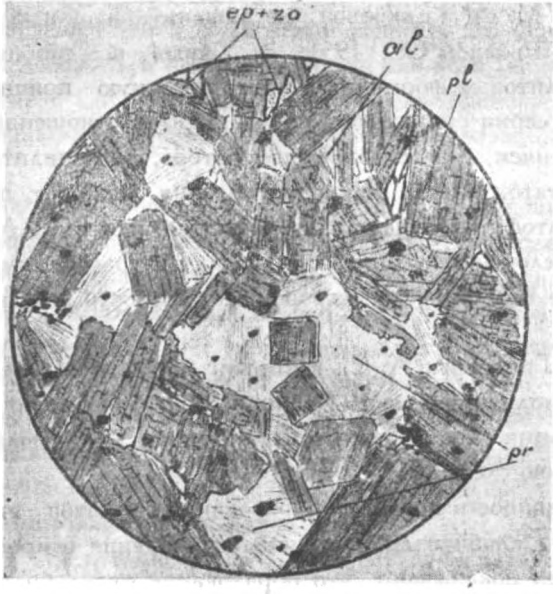


Рис. 26. Альбитовый диабаз с пренитовым базисом. pl—плагиоклаз, pr—пренит; al—альбитовые новообразования; mt—магнетит; ep+zo—эпидото-цоизитовые скопления.

В других случаях, в промежутках между плагиоклазами, расположенными как при офитовой структуре, помещаются эпидот, цоизит и иногда свежий альбит и даже кварц (рис. 27).

Таким образом, эпидот, цоизит и пренит, не замещая плагиоклаза, в этих породах играют роль первичного или гистеро-магматического минерала, подобно анальциму и цеолитам в тешенитах и хлориту в некоторых диаба-

зах. Кроме того, многочисленные трещины и неправильные пустоты в диабазах и порфиритах выполнены прожилками и жеодами, состоящими из эпидота, цоизита и кварца.

С петрологической точки зрения наличие мощных массивов альбитовых диабазов и секущих их маломощных эпидото-цоизито-пренитовых пород более поздней субфазы, а также многочисленных кварцево-эпидото-цоизитовых жил эпимагматической фазы, возможно объяснить лишь допущением альбитизации диабазов описанных массивов в жидко-магматической стадии автометаморфизма, когда продукты деанортитизации основных

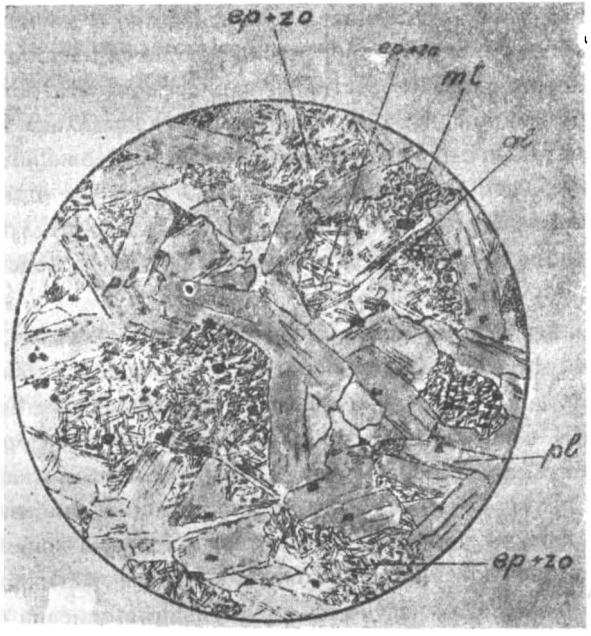


Рис. 27. Эпидото-альбитовый диабаз. pl—плагиоклаз; ep+zo—эпидото-цоизитовые скопления; al—альбитовые новообразования; mt—магнетит.

плагиоклазов оставались в магме и обогащали известью и глиноземом остаточный расплав базальтовой магмы, который будучи богат молекулами CaO и Al_2O_3 и парами воды, при кристаллизации дает породы, содержащие в большом количестве эпидот, цоизит и пренит; последняя же фаза в виде гидротермальных растворов образует кварцево-эпидото-цоизитовые жилы.

С другой стороны, нами по р. Джеджоре описана мощная спилитовая эффузивная толща, где спилиты представлены в виде авгито-альбитовых порфиритов [127]. В этих спилитах альбит свеж, никаких эпидотовых пород или кварцево-эпидотовых прожилков здесь не встречено; даже многочисленные миндалины в этих породах представлены не пренитом, а хлоритом. Естественно, что и в этих эффузивных спилитах альбит является

минералом, образовавшимся в жидко-магматической стадии автометаморфизма. Но возникает вопрос, почему эффузивные спилиты не сопровождаются богатыми эпидотом, цоизитом и пренитом породами или кварцево-эпидотовыми жилами. Правда, таких пород в ущелье р. Джеджоры не встречено, но над спилитовой толщей нами установлено наличие покрова мандельштейнового авгито-плагиоклазового порфирита, содержащего исключительно плагиоклаз ряда анортита № 90—96. Породы с таким плагиоклазом в порфиритовой серии Грузии встречаются весьма редко и их ассоциация со спилитами, несомненно, говорит о наличии петрогенетической связи между ними. Эту связь можно представить следующим образом: базальтовая магма испытывала альбитизацию в магматическом очаге и освободившиеся компоненты анортитовых молекул накапливались в остаточной магме, обогащая ее известью и глиноземом; эта остаточная магма не внедрялась в сланцы подобно диабазам, а изливалась на поверхность из вулканов центрального типа, теряя при этом содержащиеся в ней газы и пары; поэтому, несмотря на богатство CaO и O_3Al_2, при кристаллизации такая магма не может дать эпидот, цоизит и пренит, требующих для своего образования непременного присутствия воды; вследствие этого выделился почти чистый анортит.

Объяснить эти своеобразные ассоциации, наблюдаемые в юрской спилито-диабазовой формации, невозможно без допущения альбитизации основного плагиоклаза в жидко-магматической стадии автометаморфизма.

Приведенное выше объяснение справедливо для тех пород, в которых мы, кроме альбита, не встречаемся ни с каким основным плагиоклазом ни в виде самостоятельных зерен, ни в виде остатков в альбитах. Но кроме таких пород в юрской порфиритовой серии, а также в эоценовой вулканогенной толще, встречаются порфириты, содержащие частично альбитизированный плагиоклаз. Такая частичная альбитизация описана нами в роговообманковых порфиритах и, реже, в авгито-лабрадоровых порфиритах, а также в диабазах ущелья р. Паца [127]. В последнее время некоторые авторы стали употреблять названия «нормальные» или «настоящие» спилиты для пород, в которых встречается лишь исключительно альбит, а первичный основной плагиоклаз совершенно не наблюдается. Этим нормальным спилитам противопоставляются породы с частично альбитизированным плагиоклазом, которые также объединяются со спилитами и как-бы являются «не настоящими» спилитами [164]. С точки зрения классификации и номенклатуры магматических пород вряд-ли целесообразно введение этих новых расплывчатых терминов, но, с другой стороны, они полезны в этом отношении, что показывают на частое смещение спилитов с частично альбитизированными порфиритами. Последнее обстоятельство приводит к ошибочным выводам о генезисе спилитов. Эти частично альбитизирован-

ные породы не показывают никакой закономерности в распределении альбита, который встречается в разных участках эффузивной породы в разном количестве, хотя иногда и в этом случае заметна определенная закономерность, как то диабазы ущелья р. Паца, где часто альбитизированными оказываются лишь верхние части мощных диабазовых покровов. Еще лучше и нагляднее это явление выражено в порфиритовых покровах в эоценовой вулканогенной толще и оно детально описано нами при характеристике вулканогенного эоцена Боржомского района. Напомним вкратце, что в Боржомском районе в вулканогенной толще встречаются покровы мощностью от 0,5 до 40 *м*. Они представлены авгитовыми порфиритами с плагиоклазом ряда андезина-лабрадора. У лежачего и висячего боков покровы всегда содержат альбитизированный плагиоклаз в то время, как в центральной части сохранился первичный основной плагиоклаз. Например, у покрова мощностью 100 *м*, обнажающегося на шоссе Боржоми-Ахалцихе, на 1 *м* от висячего и на 0,5 *м* от лежачего бока плагиоклаз полностью альбитизирован, а центральная часть содержит только основной плагиоклаз № 50—55; одновременно в переходной зоне встречаются и частично альбитизированные зерна.

Объяснить появление альбита у лежачего и висячего боков покрова действием пневматолитных и гидротермальных агентов совершенно невозможно. Если-бы мы имели дело с дайками или хотя-бы с пологопадающими жилами, то было бы понятно, что гидротермальные и пневматолитные выделения из магматического очага следовали вдоль зальбандов жил и вызывали изменение именно их краевых частей. Но мы в данном случае имеем дело с подводным покровом, излившимся на дне водного бассейна, оторванным от своего вулканического очага, так что последний не мог питать агентами альбитизации данный покров. Можно было бы еще допустить, что минерализаторы, имеющиеся в излившейся лаве, устремлялись к верхней части покрова, где накапливались и вызывали альбитизацию. В таком случае непонятно, чем же вызвана альбитизация в нижней части покрова. Единственно правильным объяснением данного явления было бы допущение наличия агентов альбитизации как у лежачего, так и у висячего боков покрова, а таким агентом могла бы быть только морская вода и в меньшей мере процессы автометаморфизма. Таким образом, для нашего случая с эоценовыми породами единственно правильным оказывается предложенная Бескоу [59] и в последнее время более обоснованная В. А. Заварицким [164] гипотеза альбитизации под влиянием морской воды, совместно с автометаморфизмом.

В отличие от альбита в спилитах, альбиты альбитофиров всегда являются макроскопически мясокрасными, похожими на калишпат, а под микроскопом в проходящем свете окрашены в красновато-буроватый цвет,

благодаря многочисленным включениям пелитовых частиц; последние, по мнению В. Н. Лодочникова [236], являются частицами избыточного глинозема, освободившегося в результате превращения анортитовой молекулы в альбитовую. Этот факт указывает на несомненно вторичную природу альбита альбитофиров; при этом, ввиду того, что продукты деанортитизации в виде глинозема остаются в плагиоклазе, то альбитизацию нужно считать происшедшей после кристаллизации породы. Это мнение о вторичной природе альбита альбитофиров подтверждается еще и тем обстоятельством, что в юрской порфиритовой серии, а также в меловой вулканогенной толще Сомхитской глыбы, среди альбитофиров встречены породы с остатками андезина. Последний факт указывает на то, что первичной породой альбитофиров являются кислые породы ряда дацит-липарит и, поэтому, считать эти альбитофиры какими то особыми щелочными породами, называя их кератофирами, по нашему мнению, нецелесообразно.

Постараемся теперь схематически изложить возможные условия образования спилитов и альбитофиров и их взаимоотношения с ассоциирующими с ними другими порфиритами; при этом в основном мы будем опираться на фактический материал, собранный нами при изучении эффузивных формаций Грузии.

В определенный момент развития геосинклинали начинается действие находящегося под ней магматического очага. До этого момента в магматическом очаге естественно происходит миграция минерализаторов к верхней части очага, что и вызывает здесь усиленную альбитизацию. Какова роль в этом процессе самой геосинклинали и ее осадков? В этом отношении может быть не лишена основания гипотеза Холмса, по которой базальтовая магма в условиях геосинклиналей выплавляет легкоплавкий натрий из метаморфизующихся пород дна геосинклинали, что вызывает образование спилитовой магмы. Конечно, нельзя утверждать, что этот процесс происходит именно так, но в пользу подобной схемы говорят следующие факты: 1) как у нас в Грузии, так и в других странах в спилито-порфиритовых формациях спилиты образуют самые нижние горизонты толщи, то-есть они изливались первыми и, значит, до начала излияния находились в верхней части магматического очага, 2) спилиты не встречаются вне геосинклинальных зон, поэтому логично допустить, что сама геосинклиналь также играет известную роль в образовании этих пород, 3) спилиты не появляются после извержения лабрадоровых порфиритов. Последний факт указывает на то, что спилитовая магма образовалась путем действия минерализаторов на базальтовую магму в течение длительного периода до начала геосинклинального вулканизма и что более кратковременное действие минерализаторов на верхнюю часть магмы в очаге, которое имеет место в промежутке между извержением главной массы спилитов до следующего акта изверг-

жения, приводит к образованию не «настоящих» или нормальных спилитов, а лишь частично альбитизированных пород, которые всегда сопровождают спилитовые формации. В дальнейшем, когда, в связи с усилением движений геосинклинали, акты извержений следуют быстрее один за другим, альбитизация вовсе не успевает проявляться и получаются породы с основным плагиоклазом.

Такую точно последовательность мы видим не только в мезозойской геосинклинали южного склона Большого Кавказа, к которой приурочена юрская вулканогенная толща, но и в Аджаро-Триалетской геосинклинали, где меловая вулканогенная толща начинается истинными спилитами, имеющими здесь незначительную мощность, за которыми следуют частично альбитизированные порфириты, а выше идет мощная толща авгито-лабрадоровых порфиритов.

Конечно, особняком стоят упомянутые выше покровы в эоцене, которые испытали альбитизацию под влиянием морской воды уже после излияния.

Особенно следует остановиться на условиях образования альбитофиров. Как уже было выше указано, вторичный характер их альбита также не вызывает сомнения. Эти породы представляют собой лишь альбитизированные породы ряда дацит-липарит и поэтому ничего общего не имеют со щелочными кератофирами. В. А. Заварицкий в результате исследования спилито-кератофировых формаций приходит также к выводу, что как спилиты, так и кератофиры образовались путем альбитизации нормальных известково-щелочных пород [164].

В условиях Грузии замечается некоторая особенность в распределении альбитофиров, которая до сих пор не была отмечена для других областей распространения спилитовых формаций. Эта особенность заключается в том, что вулканические извержения, связанные с развитием геосинклинали, начинаются с кислых пород типа альбитофиров. Например, с развитием геосинклинали южного склона связано появление нижнелейасских кварцевых порфиров (вернее кварцевых альбитофиров) окрестностей г. Чиатура и так называемых нижних туфитов, имеющих одинаковый с первыми возраст. Основной же вулканизм, связанный с этой геосинклиналью, начался только в средней юре.

Приблизительно такую же картину видим и в связи с развитием Аджаро-Триалетской геосинклинали. Вторая особенность заключается в том, что эта кислая фаза проявляется не в самой гесинклинали, а на глыбах, находящихся или в пределах геосинклинали, или по соседству с ней. Например, нижнелейасовые кварцевые альбитофиры распространены на Грузинской глыбе. Как показали исследования И. Р. Кахадзе [190], кератофировый горизонт нижнего лейаса, выделенный Л. А. Варданянцем в Горной Осетии [66], имеет значительное распространение

в Грузии и везде связан с древними массивами и кордильерами, распространенными в пределах Кавказской геосинклинали.

Кислая эффузивная фаза, связанная с развитием Аджаро-Триалетской геосинклинали, также распространена вне геосинклинали на Сомхитской глыбе; к ней принадлежат описанные выше меловые альбитофиры и их туфы бассейна р. Храми.

Такое своеобразное распределение ранних кислых фаз геосинклинального вулканизма возможно объяснить лишь влиянием самих глыб, что нами мыслится следующим образом. Те части находящегося под геосинклиналью магматического очага, которые граничили с глыбами, обогащались кислым материалом за счет пород последних, имеющих чаще гранитный состав (палеозойские массивы Дзирульский, Храмский и Джандарский); эта контаминированная магма, первичная или отдиференцированная, изливается в пределах глыбы в самый ранний период геосинклинального вулканизма, так как повидимому контакт геосинклинали с глыбой является в тектоническом отношении наиболее слабой зоной и магма здесь находит себе выход из очага. На подобный характер границы между геосинклиналью и глыбой указывает В. П. Ренгартен, по которому «наибольшее число орогенетических фаз было отмечено в пограничных полосах между крупными тектоническими зонами. Не кроется ли причина этого в том, что эти переходные полосы являются зонами наименьшего сопротивления» [294].

Альбитофиры встречаются, конечно, и в самой геосинклинальной зоне в спилито-порфиритовой толще как в виде отдельных покровов, так и чаще в виде даек разной мощности. Такие альбитофиры были описаны нами из юрской порфиритовой серии Грузии, где они имеют незначительное распространение и играют резко подчиненную роль, нигде не образуя мощной самостоятельной свиты, подобно описанной К. Н. Паффенгольцем в Азербайджане и Армении [261—65]. Еще реже встречаются альбитофиры, и то только в виде даек, в пределах развития меловых и эоценовых вулканогенных толщ Аджаро-Триалетского хребта.

Такие спорадические выходы альбитофиров в пределах развития спилито-порфиритовых толщ возможно нужно объяснить диференциацией магмы в отдельных вулканических очагах.

2. Уралитизация и происхождение роговообманковых пород

Основным и самым распространенным типом пород среднеюрской и эоценовой вулканогенных толщ являются авгитовые порфириты. В авгитовых порфиритах весьма редко попадается роговая обманка в виде акцессорного минерала. Но на определенных участках и в определенные периоды развития вулканических очагов появляются роговообманковые порфириты, имеющие более или менее значительное развитие. Так, например, в сред-

неюрской вулканогенной толще роговообманковые порфириты встречены в окрестностях сел. Цона и озера Эрцо над спилитовой свитой и по р. Дзирула в окрестностях сел. Чонто в низах вулканогенной толщи. В Абхазии по р. Мокве имеем две фазы излияния роговообманковых порфиритов и в каждом случае за ними следует появление авгитовых порфиритов. Широко распространены, по С. С. Чихелидзе [375], роговообманковые порфириты на южной периферии Дзирульского массива в бассейне р. Чхеримела.

Роговообманковые порфириты в вулканогенной толще эоцена Аджаро-Триалетского хребта почти совершенно отсутствуют, но они играют преобладающую роль в меловой вулканогенной толще, которой и начинается вулканизм этой области.

Таким образом, излияние роговообманковых порфиритов всегда происходит раньше авгитовых порфиритов соответствующей фазы. Конечно, спилиты, появляющиеся первыми в геосинклинальных зонах, представляют продукт процессов изменения, протекающих в особых условиях (см. предыдущую главу) и они не принимаются во внимание. Лишь после излияния спилитов оставшаяся в магматическом бассейне нормальная базальтовая магма дифференцируется в отдельных вулканических очагах, причем, как и следовало ожидать, в верхней части очага скопляется более кислый дифференциат, дающий роговообманковые порфириты, а ниже помещается более основная магма, изливающаяся в виде авгитовых порфиритов. Этим и объясняется факт всегда более раннего появления роговообманковых порфиритов по сравнению с авгитовыми в тех районах, где они встречаются вместе.

Что роговообманковые порфириты являются более кислыми, чем авгитовые, видно как из химических анализов, которые показывают для роговообманковых порфиритов содержание SiO_2 —57—60%, а для авгитовых около 50%, так и из их минералогического состава: в роговообманковых порфиритах всегда встречается зональный плагиоклаз, в среднем соответствующий андезину № 40—45, в авгитовых же имеем лабрадор № 55 и выше.

Образованию в вулканическом очаге в верхних, более кислых дифференциатах лавы роговой обманки вместо авгита способствует кроме состава лавы и то обстоятельство, что минерализаторы скоплялись именно в верхней части очага и создавали благоприятные условия для выделения роговой обманки.

Что в вулканических очагах дифференциация протекает именно так, вверху кислые, а ниже основные, показывают наблюдения над современными вулканами. А. Н. Заварицкий с помощью своих диаграмм показал, что лавы, излившиеся из Ключевского вулкана в период извержения 1937—1938 г., отличались по составу в зависимости от того, из какой части вул-

кана они вытекают. Лавы извергающиеся из вершинного кратера (4800 *м*) являются наиболее кислыми, а лавы, изливавшиеся из паразитных кратеров (высота 1800, 1160, 900—1000 и 500 *м*) северо-восточного склона являются тем более основными, чем ниже расположен тот кратер, из которого изливалась лава. Все это весьма наглядно видно по последовательному расположению векторов сверху вниз в прямой зависимости от уровня излияния лавы. Такую же картину дает и вулкан Килауэа, а также молодые вулканы Армении [161].

В связи с вопросом образования роговых обманок, здесь уместно привести наблюдавшееся нами образование роговой обманки вокруг миндалин. Указаний на аналогичный факт в петрографической литературе нам неизвестно. Из порфиритовой серии Верхней Сванетии нами описана порода № 9 первого разреза, представляющая собой мандельштейновый авгитовый порфирит. Порода микроскопически состоит из длинных лейст плагиоклаза, образующих лучистые пучки; промежуток между ними выполнен хлоритовым базисом, в котором часто встречаются небольшие зерна кальцита и большое количество мелких зерен ильменита, переходящих в лейкоксен. Авгит встречается также в виде удлиненно-призматических зерен, но в гораздо меньшем количестве, чем плагиоклаз; $CNg = 42—45^0$. Встречается несколько крупных и мелких миндалин, образованных крупнокристаллическим кальцитом. Вокруг миндалин в полосе шириной 0,2—0,3 *мм* наблюдается скопление буровато-коричневой роговой обманки в виде длиннопризматических игольчатых зерен, часто образующих радиально-лучистые пучки. В этой зоне с роговой обманкой авгит отсутствует, а в удалении от миндалин роговая обманка не встречается совершенно. Плеохроизм роговой обманки заметный от темнобурого по Ng до светлобурого по Np; $CNg = 12—16^0$. Вместе с роговой обманкой обычно встречаются мелкие перистые агрегаты ильменита. Соотношение роговой обманки и миндалин хорошо видно на рисунке 28.

Нет сомнения, что образование роговой обманки каким то образом связано с генезисом миндалин. Но возникает вопрос: какова роль миндалин и какова эта генетическая связь? Нам кажется, что нижеприводимые соображения позволяют ответить на этот вопрос.

Если допустить, что поры в эффузиве были выполнены растворами, отложившими кальцит миндалин, лишь после затвердевания породы, то будет непонятно, как могла эта вода пор воздействовать на уже выделившиеся минералы породы, тем более, что в нашем случае никаких следов образования роговой обманки из других минералов не видно.

Повидимому, этот процесс нужно представить следующим образом. После излияния лавы и начала остывания и кристаллизации, часть воды и других минерализаторов, не принимающая участия в кристаллизации, ста-

рается высвободиться из лавы и пробивается к области меньшего давления; такой областью и являются поры, образованные быстрым выделением газов из лавы. Устремившись со всех сторон к порам, вода, на определенный, повидимому сравнительно короткий, промежуток времени создает вокруг пор более обогащенную минерализаторами область, где создаются благоприятные условия для кристаллизации вместо авгита роговой обманки. Объяснить иначе описанный нами факт нахождения в авгитовом порфирите роговой обманки вокруг миндалин нам кажется невозможным.

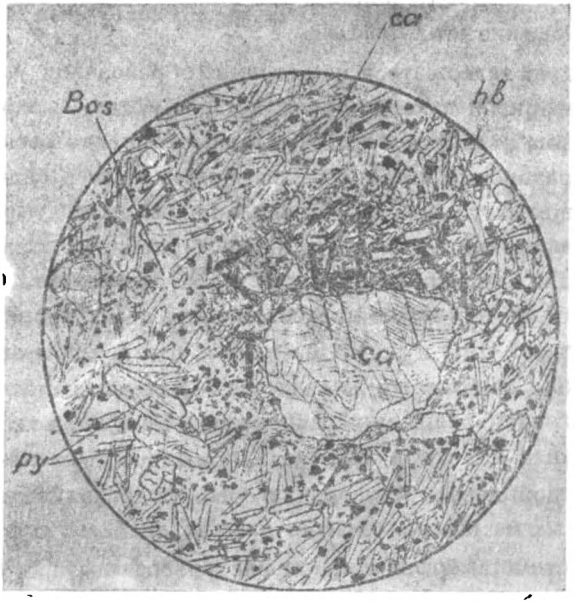


Рис. 28. Авгитовый порфирит; вокруг миндалины скопление роговой обманки; са—кальцит; ру—пироксен; bas—основная масса, hb—роговая обманка.

С другой стороны, такое представление о миграции жидкости к порам из лавы делает понятным преимущественное присутствие определенных миндалин в определенных породах, причем миндалины часто как бы химически дополняют вмещающую породу (пренит и эпидот—в альбитовых породах; хлорит в диабазах и др.). Вероятно, усиленной концентрацией воды вокруг пор и объясняется такое весьма частое существование хлоритовых внешних каемок вокруг разных миндалин. Эта хлоритовая каемка наверное образовалась путем действия воды на краевую часть поры.

Описанное нами явление образования роговой обманки вокруг миндалин в миниатюре показывает то, что происходит в вулканическом очаге в более крупных размерах. Так как миграция минерализаторов из нижних частей магматического очага к верхним горизонтам происходит в гран-

дюзных масштабах, поэтому и процессы образования роговообманковых пород должны иметь соответствующие размеры.

Необходимость присутствия минерализаторов для выделения из магмы роговой обманки давно была известна, но она еще убедительнее доказана экспериментально Д. П. Григорьевым [106]. По мнению В. Кеннеди [219], для выделения из магмы вместо пироксена роговой обманки одного присутствия воды недостаточно и требуется также иное, чем для пироксенов, соотношение окислов MgO, CaO и FeO, которое определяет выделение роговой обманки или пироксена. При разделении магмы в вулканическом очаге на кислые и основные порции, как видно обеспечивается и соответствующее соотношение этих окислов.

Особо следует задержаться на условиях образования уралитовых диабазов. Уралитизация в вулканогенных толщах средней юры и палеогена встречается весьма редко, но зато этот процесс широко распространен среди группы лабрадоровых диабазов, залегающих чаще в виде даек среди лейасовых сланцевых толщ. Но неправильно было бы думать, что уралитизация характерна лишь для лабрадоровых диабазов. Нами установлено это явление и для спилитовых диабазов в том случае, когда последние залегают в виде более или менее крутопадающих даек (например, диабазы г. Сакариа, Сагвелес-гора и др.). Получается, что уралитизация зависит от условий залегания диабазовых жил. Естественно, что наиболее удобными путями для миграции вверх минерализаторов служили вертикальные дайки. Поэтому они и являются наиболее интенсивно уралитизированными. Но какие источники давали минерализаторы для уралитизации? Они могли получаться из магматических очагов, давших диабазы, и в таком случае имеем дело с автометаморфизмом, или же минерализаторы выделялись из более поздних кислых интрузий и тогда изменение будет связано с контактметаморфизмом. Тот факт, что уралитизация является неодинаково интенсивной во всех районах развития диабазов и не во всех дайках одного и того же района и, часто, наряду с полностью уралитизированными встречаются и авгитовые диабазы без следов уралита, указывает на то, что уралитизация вызвана действием кислых интрузивных тел, имеющих широкое развитие в районах распространения диабазовых даек. Связь уралитизации с интрузиями доказывается и фактом преимущественного нахождения уралитовых диабазов на участках наличия следов гидротермального действия поздних интрузий. Действием минерализаторов же объясняется также наличие скоплений биотита в некоторых диабазах.

Харкер [370] уралитизацию считает наиболее постоянным и характерным изменением долеритов и базальтов (диабазов) на определенных стадиях термального метаморфизма. Этот процесс, вызываемый термальным метаморфизмом, объязательно сопровождается перекристаллизацией полево-

го шпата основных пород, в результате чего мутные плагиоклазы становятся прозрачными, что, вероятно, объясняется поглощением очень тонких включений типа цоизита и серицита.

По всей вероятности, такой перекристаллизацией нужно объяснить присутствие в наших уралитовых диабазах достаточно прозрачного лабрадора, который тем более свеж, чем интенсивнее уралитизация. В этом направлении следует продолжить наблюдения, дабы получить побольше фактического материала.

3. Распространение и характер цеолитов в изученных вулканогенных толщах

Исследованием цеолитов и других постмагматических минералов Грузии в течение ряда лет занимается Г. В. Гвахариа. Поэтому мы здесь коснемся лишь некоторых вопросов цеолитизации, используя при этом как наши наблюдения, так и данные Г. В. Гвахариа и других авторов. Специально исследованием цеолитов эоценовых пород Бакурианского района занимался Н. Н. Смирнов [321]. Кроме того, ценные данные о цеолитах встречаются в работах А. А. Твалчрелидзе [340—342], Д. С. Белянкина и В. П. Петрова [47], Б. П. Белякова [14], С. В. Левченко [233] и др.

Цеолиты распространены далеко не в одинаковой степени во всех изученных нами вулканогенных толщах. В некоторых из них они совершенно отсутствуют. Не вполне одинаков и характер цеолитов. Ниже для наглядности приводим таблицу распространения цеолитов в вулканогенных толщах Грузии.

Из таблицы 21 видно, что вулканогенные толщи—нижнелейсовая, меловая Сомхитской глыбы и палеогеновая бассейна р. Алгетки, сложенные кислыми эффузивами типа альбитофиров, совершенно лишены цеолитов. С первого взгляда может показаться, что в этом случае причина отсутствия цеолитов заключается в кислом характере пород. Известно, что цеолиты, главным образом, если не исключительно, приурочены к основным и средним породам. Но, наряду с кислыми сериями, как показывает таблица, встречается и верхнеюрская вулканогенная толща оливиновых базальтов, трахи-базальтов и трахитов, которая также совершенно лишена цеолитов. Таким образом, главная причина отсутствия цеолитов кроется не столько в составе пород, сколько в бедности магмы, давшей данные породы, минерализаторами и, в частности, водой.

Среднеюрская вулканогенная толща также не отличается богатством цеолитами. Нами изучена эта толща на всей территории Грузии и интенсивно цеолитизированные участки в ней встречаются весьма редко. Незначительное количество цеолитов, главным образом томсонита, встречено в

Таблица 24

Распространение цеолитов в ломиоценовых вулканогенных толщах Грузии

Название цеолита		Анальцим	Натролит	Мезолит	Сколецит	Томсонит	Ломонтит α-леонгардит β-леонгардит	Гейландит	Десмин
Нижне-лейасов. толща кварц. порфиров, альбитофиров и туфов	Юрские эффузивы	Цеолиты отсутствуют							
Ср. юрская спилито-порфирито-диабазовая серия		+	+	+	+	+ + +	+	+	+
Верх.-юрская серия оливинов. базальтов, трахибазальтов, трахитов		Цеолиты отсутствуют							
Вулканоген. мел Аджаро-Триалетск. хребта авгитов. и роговобманк. порф.	Меловые эффузивы				+	+	+		
Вулканоген. мел Грузинской глыбы оливиновые анальцимовые базальты, трахибазальты, фонолиты								+	+
Вулканогенный мел Сомхитской глыбы кв. альбитофиры и туфы		Цеолиты отсутствуют							
Палеоценовые эффузивы р. Агетки кв. альбитофиры	Палеогеновые эффузивы	Цеолиты отсутствуют							
Ср. эоцен., вулканоген. толща авгитов. порфириты Аджаро-Триалетского хребта		+	+	+ + +	+	+	+	+	+
Верхне-эоценовая вулканоген. толща Аджаро-Триалет. хр. авгито-лабрадоров. порфириты									
Верхне-эоцен. вулканог. толща Гурии—трахиты, тефриты калибазальты								+	+

диабаз-порфиритах ущелья р. Паца и оно всегда связано с частичной альбитизацией основных плагиоклазов диабазов. Анальцим встречен лишь в одном диабазе, где он играет ту же роль, какую в тешенитах, являясь гистеромагматическим минералом.

Интереснее нахождение гейландита в авгито-анортитовых порфиритах по р. Джеджора. Эти породы характеризуются содержанием плагиоклаза № 90—95, причем последний обладает значительной свежестью и нигде не видно никаких признаков замещения плагиоклаза гейландитом. Гейландит встречается в виде небольших розеток и пластинок, разбросанных по всей породе и образующих миндалины, окруженные темной кварцево-хлоритовой каемкой. В данном случае, в условиях полной свежести плагиоклаза, единственным источником материала, давшего цеолиты, являются постмагматические гидротермы, выделяющиеся в процесс остывания авгито-анортитовых порфиритов. В соответствующих главах мы высказали мнение о генетической связи образования авгит-анортитовых порфиритов с ранней альбитизацией спилитов бассейна р. Джеджоры, залегающих под анортитовыми породами.

Продукты деанортитизации основных плагиоклазов оставались в магме и вызывали ее обогащение известью, которой было настолько много, что даже гидротермальные растворы, выделяющиеся из остывающей лавы, содержали исключительно известковый алюмосиликат, который и выкристаллизовался в виде гейландита. Таким образом, гейландит в авгито-анортитовых порфиритах образовался не путем разрушения основного плагиоклаза или других компонентов породы, а выделился непосредственно из раствора за счет материала, имеющегося в последнем.

Иначе обстоит дело со среднеюрскими породами, обнажающимися у ст. Шорапани вдоль узкоколейной ж. д. ветви Шорапани—завод Ферросплавов. Этот выход был в 1946 г. бегло осмотрен нами совместно с Н. И. Схиртладзе и было установлено, что шаровые лавы порфиритовой серии обогащены анальцимом, реже натролитом, причем они заполняют мелкие неправильные трещины и межшаровые пространства, образуя иногда небольшие жеоды. По наблюдениям Г. В. Гвахариа, детально изучавшему цеолиты данного выхода, в самих породах порфиритовой серии установлены лишь леонгардит и томсонит, то-есть кальциевые цеолиты, также как и в Верхней Раче и Юго-Осетии, а анальцим и натролит встречаются лишь в дайках, секущих здесь юрскую порфиритовую серию. Если это так и эти дайки там на самом деле существуют, то вероятнее всего они и вызвали появление в порфиритовой серии анальцима и натролита. Это тем более возможно, что в среднеюрских порфиритах такие обогащенные анальцимом участки, кроме окрестностей Шорапани, нигде неизвестны. Возможно что в этом случае играет главную роль близость данного выхода к эоценовой вулкани-

ческой области Аджаро-Триалетского хребта, некоторые самые северные вулканические очаги которого могли давать дайки и питать гидротермами расположенные поблизости участки среднеюрских эффузивных пород [94].

Породы меловой вулканогенной толщи Кутаисского, Цхалтубского и Цулукидзевского районов, известной под названием свиты «мтавари», представлены оливиновыми базальтами, трахи-базальтами и трахитами, всегда содержащими в основной массе то или иное количество анальцима. Некоторые горизонты и участки этой толщи бывают интенсивно обогащены цеолитами, причем присутствуют исключительно натриевые цеолиты — анальцим и натролит. Особенно богаты цеолитами выходы этой толщи в окрестностях сел. Гвиштиби Цхалтубского района, где содержание цеолитов местами доходит до 50% породы, причем они образуют жеоды, прожилки и как бы цементируют растрескавшуюся лаву. При описании пород данной толщи нами было отмечено, что в них явление альбитизации не наблюдается. Не встречены также замещенные цеолитом плагиоклазы и поэтому считать вещество цеолитов заимствованным из плагиоклазов нет никакого основания. Исходя из этого, анальцим и натролит в породах свиты «мтавари» нужно считать образовавшимся из материала, содержащегося в самих гидротермальных растворах, обильно выделявшихся из остывающей лавы оливиновых базальтов. То-есть тут имеем такой же случай, как и для выделения гейландита в авгито-анортитовых порфиритах. Разница заключается в том, что авгито-анортитовые порфириты и гидротермальные растворы, выделявшиеся из них, были богаты известковым алюмосиликатом, давшим гейландит, а породы свиты «мтавари» были настолько богаты натрием, что гидротермальные растворы, выделяющиеся из остывающей лавы, также были насыщены натрием и поэтому дали исключительно натриевые цеолиты—анальцим и натролит.

Наиболее богаты цеолитами вулканогенные породы Аджаро-Триалетского хребта от мела до верхнего эоцена. Они же содержат наибольшее количество их разновидностей, что хорошо видно из вышеприведенной таблицы.

Детальное исследование цеолитов из эоценовых пород горы Цхра-Цхаро провел Н. Н. Смирнов [321], в работе которого приведены выполненные им многочисленные анализы цеолитов. По его наблюдениям, цеолиты натриевые и известковые обязательно встречаются совместно, что он объясняет полным переходом всех компонентов плагиоклаза в цеолит, причем за счет анортитовых молекул образуются известковые цеолиты гейландит, ломонтит и мезолит, а за счет альбитовых молекул—натриевые цеолиты—анальцим и натролит. Изменение плагиоклазов происходило под действием воды, содержавшей или не содержавшей CO_2. В первом случае образовывался анальцим или натролит в комбинации с кальцитом, а во

втором случае—анальцим и мезолит или ломонтит. После этих рассуждений автор делает вывод, что «для теоретически возможного и фактически наблюдавшегося под микроскопом метаморфизма наших плагиоклазов не требовалось никаких других агентов, кроме H_2O и CO_2, ибо SiO_2, действовавшая, видимо, при некоторых из реакций, могла почерпаться из вещества самих разлагаемых плагиоклазов».

Случай почти полного исчезновения плагиоклаза при цеолитизации породы описан В. П. Петровым [278] из жильных пород Аджарии, названных им сколецититами, в которых основную массу породы образует сколецит, в который вкраплены роговая обманка и магнетит и наблюдаются также следы хлорита и редкие остатки плагиоклаза. Естественно, что в этой породе сколецит образовался за счет разрушения плагиоклаза, но непонятно, куда делась альбитовая составная часть последнего.

Аналогичные жильные цеолиты описаны нами в этой работе из Боржомского района, но в них, в отличие от Аджарских сколецититов, плагиоклаз представлен альбитом и не испытывает никакого замещения цеолитом, то-есть здесь имел место процесс более естественный, когда под действием гидротерм происходит альбитизация основного плагиоклаза, причем весь вынесенный продукт деанортитизации идет на образование известкового цеолита-сколецита, имеющего в эоценовых породах, повидимому, наибольшее распространение.

Аналогичное явление связи альбитизации с цеолитизацией наблюдалось нами и в эоценовых покровах авгитовых порфиритов Боржомского района, в которых ясно видно, что наиболее цеолитизированные участки покрова являются наиболее интенсивно альбитизированными.

Таким образом, считая выводы Н. Н. Смирнова вполне правильными и весьма обоснованными, мы все же думаем, что указанный им ход процесса не является единственно возможным путем образования цеолитов в эоценовых породах. Несомненно, цеолиты, выделявшиеся в породах эоцена, аналогично тому, как это было указано выше для меловых пород свиты «мтавари» и авгито-анортитовых порфиритов средней юры, образовались также из материала, имеющегося в самих гидротермальных постмагматических растворах и не было необходимости в заимствовании из плагиоклазов каких-либо компонентов.

Наглядным примером такого образования цеолитов в эоценовых породах служит цеолитовый комплекс Саганлугского андезито-базальтового покрова в окрестностях г. Тбилиси, который детально изучен Г. В. Гвахария [93]. Им здесь установлены: пренит, датолит, леонгардит, томсонит, мезолит, сколецит, анальцим. Эти минералы заполняют пустоты различных размеров (от нескольких до 10—20 см), образуя жеоды. Лава, в которой наблюдаются эти жеоды, содержит свежий плагиоклаз ряда андезина. Хо-

тя Г. В. Гвахария и указывает на цеолитизированные плагиоклазы, но это повидимому редкое явление и в общем плагиоклаз Соганлугской лавы свеж, на что указывает и Г. М. Смирнов [313]. Ясно, что материал для этих цеолитов заимствован не из плагиоклазов, а содержался в самих растворах. Такой случай образования цеолитов в жеодах хорошо объясняется схемой, приведенной в работе В. И. Вернадского и С. М. Курбатова [77], из которой приведем интересующее нас место: «При застывании лавы, выходящей на земную поверхность обыкновенно с содержанием большого количества воды, из нее начинают выделяться элементы воды. Образуется смесь воды и расплавленной магмы. Часть воды находится при этом в перегретом состоянии, часть выделяется в виде паров. При этом процессе выделения воды (гидротермальная стадия) в магме образуется масса пустот, на стенках которых и выделяются цеолиты. В силу этого для цеолитов весьма характерно нахождение их в жеодах».

Приведенная схема В. И. Вернадского по существу тождественна схеме образования миндалин в породах. Единственная разница заключается лишь в том, что для миндалин пустоты образованы в результате выделения газов из лавы, а для жеод пустоты образуются самой отделяющейся из магмы водой, из которой впоследствии и осаждаются на стенках пустот различные минералы, в том числе и цеолиты. Если в этом процессе и имеет место взаимодействие между водой и породой, то только около стенок пустот. Ведь миндалины тоже встречаются в совершенно свежих породах и никому не придет мысль их вещество считать образовавшимся за счет разрушения плагиоклазов или других компонентов вмещающей породы.

Таким образом, образование цеолитов в эоценовых породах Аджаро-Триалетского хребта, как и вообще, происходит как путем воздействия гидротерм на плагиоклазы пород, так и путем непосредственного выпадения их из остаточных гидротермальных растворов.

В заключение, для характеристики цеолитов Аджаро-Триалетского хребта приведем один химический анализ цеолита из жилы мощностью в 3 *см* в роговообманковых порфиритах сеномана окрестностей сел. Молити. Этот цеолит белого цвета, плотного сложения и лишь участками образует очень тонкие и короткие кристаллы. Под микроскопом порошок минерала состоит из пластинчатых, вытянутых вдоль оси С агрегатов, имеющих погасание около 30°. Определенные иммерсионным способом показатели преломления следующие: $N_g = 1.517$; $N_p = 1.5085$.

Химический анализ выполнен химиком О. Ф. Размадзе.

Таблица 25

Окислы	Вес. %	Мол. кол.
SiO_2	52,06	866
TiO_2	нет	
Al_2O_3	15,89	150
Fe_2O_3	2,20	014
FeO	0,76	020
MnO	Следы	—
MgO	1,8	045
CaO	11,06	196
Na_2O	1,40	024
K_2O	0,87	010
Пот. при прок.	12,22	680

Если все количество $(Na, K)_2O = 34$ связать в натролит, получим

$$(Na, K)_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 2H_2O$$

34 м. к. 34 м. к. 102 м. к. 68 м. к.

Остаток $Al_2O_3 + Fe_2O_3 = 136$ м. к. связываем в молекулу сколецита и получаем:

$$CaO \cdot Al_2O_3 \quad 3SiO_2 \cdot 3H_2O$$

136 м. к. 136 м. к. 408 м. к. 408 м. к.

и формула цеолита определится в виде: $75\%\ CaAl\ Si_3O_{10} \cdot 3H_2O + 25\%\ (Na, K)_2\ Al_2Si_2O_8 \cdot 2H_2O$, что соответствует мезолиту, чем и можно было бы объяснить понижение, по сравнению с чистым сколецитом, показателей преломления.

Но при таком пересчете получается избыток SiO_2 в количестве 394 мол. кол., H_2O, в количестве 204 м. к. и MgO 45 м. к. Такой избыток основных компонентов не говорит в пользу отнесения анализируемого цеолита к мезолиту.

Другой пересчет может быть таков:

$$CaO + (Na, K)_2O \quad Al_2O_3 + Fe_2O_3 \quad 4SiO_2 \quad 3H_2O$$

230 м. к. 170 м. к. 866 м. к. 680 м. к.

при этом гораздо меньше неувязок: не хватает 60 молекулярных количеств Al_2O_3, 64 молекулярных количеств SiO_2 и 10 молекулярных количеств H_2O, а формула цеолита примет следующий вид: $Ca\ (Na, K)_2\ Al_2\ Si_4O_{12} \cdot 3H_2O$, что соответствует ломонтиту; не хватает лишь одной молекулы воды. Если принять во внимание, что количество воды в цеолитах подвержено всегда колебаниям и что даваемые Ларсеном преломления ломонтита $Ng=1.517$, $Np=1.508$ довольно хорошо совпадают с преломлением нашего цеолита, то анализируемый цеолит правильнее отнести к ломонтиту. Неувязки в химическом составе вероятнее всего объясняются тем, что, во-первых, плотный жильный цеолит представляет собой тончайшую смесь ломонтита с другими цеолитами, а во-вторых —наличием в цеолитовой жилке микроскопических включений вмещающей жилу породы.

Приведенные факты указывают, что ломонтит имеет значительное распространение не только в окрестностях г. Тбилиси, но и в других местах Аджаро-Триалетского хребта.

Резюмируя вкратце содержание данной главы, получим:

1. Из изученных нами домиоценовых вулканогенных толщ некоторые совершенно не содержат цеолитов.

2. Богаче всех цеолитами вулканогенная толща мела и эоцена Аджаро-Триалетского хребта и меловая вулканогенная толща Грузинской глыбы (свита «мтавари»)

3. Среднеюрская вулканогенная толща содержит цеолиты лишь спорадически на некоторых участках, в то время, как на громадных площадях ее распространения цеолиты отсутствуют совершенно.

4. Основной причиной обильного содержания цеолитов в вышеназванных вулканогенных толщах является богатство магмы, давшей эти породы, водой. В этом отношении магма свиты «мтавари» и магма меловых и эоценовых пород Аджаро-Триалетского хребта сходны между собой, что говорит в пользу генетической связи вулканизма свиты «мтавари», с магматическим очагом не геосинклинали Большого Кавказа, а Аджаро-Триалетской геосинклинали. Верхнеюрская базальто-трахитовая серия, несмотря на сходство петрографического состава со свитой «мтавари» совершенно лишена цеолитов, что объясняется бедностью магмы верхнеюрских вулканических очагов водой.

5. Намечается определенная связь характера цеолитов с составом вмещающих пород: богатые натрием породы свиты «мтавари» содержат исключительно анальцим и натролит; богатые известью авгито-анортитовые порфириты средней юры бассейна р. Джеджоры—исключительно гейландит.

6. Основным агентом цеолитизации являются гидротермы, выделяющиеся из остывающей лавы, а также продолжающие поступать с вулкани-

ческих очагов; в последнем случае гидротермы влияют на дайки, которые иногда почти полностью замещены цеолитом. Таким путем образовались так называемые сколецититы Аджаро-Триалетского хребта.

7. Образование цеолитов протекает в основном тремя способами: 1) путем непосредственного выпадения из гидротермальных растворов за счет материала, принесенного водой из магмы; в этом случае состав цеолита определяется характером магмы, давшей гидротермы, 2) путем воздействия гидротерм на плагиоклазы и на основную массу породы и 3) путем комбинации первых двух способов.

8. В случае второго способа наблюдаются или 1) вынос анортита и образование известковых цеолитов—сколецита, гейландита, томсонита, ломонтита, в результате чего происходит альбитизация породы, на что указывает часто наблюдаемая связь цеолитизации и альбитизации, или же 2) полное разрушение плагиоклаза и образование как вышеназванных известковых, так и натровых цеолитов—анальцима и натролита.

9. Наибольшее разнообразие цеолитов получается в случае комбинации обоих способов и тогда в получающейся смеси минералов трудно установить отдельные разновидности как оптическим, так и химическим путем.

Вопросов генезиса цеолитов касается Г. М. Заридзе [176]. Приводя характеристики тешенитов р. Иори по А. П. Герасимову, тешенитов окрестностей г. Кутаиси по Н. И. Схиртладзе и района Ахалцихе по Д. С. Белянкину и В. П. Петрову, он отмечает, что все цеолиты, в том числе и анальцим, в этих породах являются вторичными, образовавшимися путем замещения плагиоклазов. Поэтому, по мнению Г. М. Заридзе, тешенит не что иное, как цеолитизированный габбро или диабаз (ст. 162, 176, 240). Если верить этому, то выходит, что весь средний эоцен Аджаро-Триалетского хребта состоит из тешенитов, так как все жилы и покровы этой области обогащены цеолитами. Однако их никто не называет тешенитами, так как тешениты характеризуются рядом специфических особенностей и одно присутствие цеолита, тем более явно вторичного, не дает никакого основания называть габбровую породу тешенитом. На это обстоятельство нами было обращено внимание еще в 1940 году [133]. Тешениты ведь по существу щелочные габбро.

Г. М. Заридзе также отмечает, что «в диабазах, в которых господствует альбитизация, цеолитизация или отсутствует или играет подчиненную роль». (стр. 239).

Наши наблюдения над эоценовыми породами показывают как раз обратную картину. Интенсивно альбитизированные участки являются вместе с тем интенсивно цеолитизированными. Что касается отсутствия цеолитизации в среднеюрских породах, то для последних цеолитизация вообще редкое явление, независимо от того, они альбитизированы или нет. Это явление обусловлено бедностью магмы водой.

4. О природе и происхождении бовлингита

Если среди среднеюрских и эоценовых пород оливин является весьма редким минералом и всегда полностью серпентинизирован, то в верхнеюрских базальтах пестроцветной свиты и в верхнемеловых базальтах свиты «мтавари», приуроченных к Грузинской глыбе, оливин является существенной составной частью и довольно часто сохранился более или менее свежим, но чаще интенсивно изменен и замещен краснобурым минералом типа бовлингита или иддингсита.

Особенно распространены эти краснобурые продукты замещения оливина в базальтах верхнеюрской пестроцветной свиты; эти базальты буквально испещрены вкрапленниками краснобурых, иногда пластинчатых минералов. Единственным покровом, не содержащим бовлингита, в котором оливин лишь интенсивно серпентинизирован, является выход базальта по р. Огаскура, который, в отличие от других выходов, сложен не буроватой, а темной черной породой.

Бовлингит менее распространен в породах верхнемеловой свиты «мтавари», причем в окрестностях сел. Матходжи Цулукидзевского района два покрова, из обнажающихся здесь четырех, сложены плотными базальтами и совершенно лишены бовлингита (обр. №№ 37 и 39), а остальные два мандельштейновые базальта содержат только серпентинизированный оливин (обр. №№ 35 и 38).

Под микроскопом эти красно-бурые минералы оказываются двух видов: с одной стороны имеются красно-бурые гетитовидные продукты замещения оливина; они всегда непрозрачны и лишь по краям слабо просвечивают. Но на некоторых псевдоморфозах видно, что часть оливина замещена серпентином и лишь другая часть является гетитоподобной. Было ясно, что в данном случае мы имеем дело с поверхностной адсорбцией водных окислов железа волокнистым серпентином. Нам удалось отобрать определенное количество этих бовлингитоподобных продуктов изменения оливина. В результате их обработки смесью 10% соляной и 9% щавелевой кислот и кипячения в течение 20—30 минут, почти все железо с поверхности серпентина удалялось и под микроскопом вместо бурых непрозрачных зерен наблюдался бледнозеленый, лишь слегка желтоватый от остатков окислов железа волокнистый серпентин с преломлением в пределах 1.525—1.547.

Другая разновидность красно-бурых псевдоморфоз представлена пластинчатым минералом, чаще красновато-коричневого цвета, который лишь иногда едва заметно плеохроирует. Ввиду пластинчатой структуры и хорошей спайности этот минерал легко можно кончиком перочинного ножа выкрошить из породы. Собранный таким образом материал для очистки от примесей разделялся жидкостью Туле разного удельного веса. Наиболее

чистым и богатым этим пластинчатым минералом оказалась фракция тяжелее жидкости удельного веса 2,81. Этот минерал часто также покрыт пленкой окислов железа и бывает непрозрачен. Обработкой вышеуказанным способом с них удалялась оболочка окислов железа и оставался красно-коричневый минерал, преломление которого Ng = 1.658—1.660, Np=1.618—1.614.

Еще Лакруа считал, что иддингсит является железистым антигоритом. По Уинчеллам, бовлингит и иддингсит, повидимому, представляют один и тот же минерал [82]. Такого же мнения был В. Н. Лодочников. Бовлингит Уинчеллы считают за железистый антигорит [82]. Это мнение, конечно, не лишено интереса, но вряд-ли оно полностью правильно. Дело в том, что если в антигорите весь магний будет замещен закисным железом, то такой силикат должен иметь не красновато-бурую, а темно-зеленую окраску. Поэтому более приближается к действительности приводимая в работе Уинчеллов формула индигсита $H_8MgFe_2Si_3O_{14}$, в которую железо входит в виде окиси. Последнее обстоятельство подтверждается и условиями генезиса иддингсита (бовлингита). Как показывают наши наблюдения, замещение оливина иддингситом происходит лишь в тех базальтах, которые испытывали субаэральное выветривание, то-есть окислительная обстановка является необходимым условием для образования иддингсита. Базальты в пестроцветной свите совершенно такого же состава, но подводного излияния, полностью лишены иддингсита и содержат лишь серпентинизированный оливин.

Этим же обстоятельством объясняется тот факт, что среднеюрские и эоценовые породы спилито-порфиритовой формации орогенных зон совершенно не содержат иддингситовых псевдоморфоз по оливину, так как они являются продуктами, главным образом, подводного вулканизма.

Аналогичный факт отсутствия иддингситовых псевдоморфоз по оливину для других спилитовых формаций отмечает В. А. Заварицкий [164].

Выветривание на суше и иддингситизация, возможно, в значительной степени зависит от климатических условий. Повидимому, условия влажного субтропического климата более благоприятны для образования иддингсита.

5. *Пироксены среднеюрских и эоценовых порфиритов*

Моноклинный пироксен является главным и весьма распространенным темноцветным компонентом порфиритов среднеюрской и эоценовой вулканогенных толщ. Он встречается чаще в фенокристаллах, но нередок и в основной массе. В среднеюрской вулканогенной толще хотя и преобладают авгитовые порфириты, но роговообманковые порфириты также встречаются нередко, причем последние всегда содержат вместе с роговой обманкой и авгит. В эоценовых же порфиритах авгитовый тип является господствую-

щим, а роговообманковые разности встречаются весьма редко и то чаще в виде жил.

Для порфиритовых и туфовых пород некоторых горизонтов эоцена, относимых С. С. Кузнецовым к верхнему эоцену, характерно наличие многочисленных, прекрасно образованных вкрапленников моноклинного пироксена. Подобные породы часто встречаются на многих участках Аджаро-Имеретинского хребта. В результате разрушения авгитовых туфов и порфиритов из них вываливаются авгитовые кристаллы и их можно собирать в большом количестве. Поэтому они обращали на себя внимание исследователей, в результате чего изучены сравнительно хорошо. Имеется также их несколько анализов в работах Н. Н. Смирнова [321], П. А. Чирвинского и А. А. Ульянова [373] и К. Д. Глинки [106].

В юрских порфиритах обильные крупные авгитовые фенокристаллы не встречаются или встречаются весьма редко. Вероятно, этим и объясняется меньшая изученность юрских пироксенов. Впрочем, не только пироксены, но и сами юрские порфириты до последнего времени оставались слабо изученными. Иначе обстоит дело с юрскими диабазовыми породами, которые давно служили предметом петрографических исследований. Поэтому понятно, что единственный анализ авгита, выполненный Д. С. Белянкиным и приведенный в его работе, относится к альбитовым диабазам Главного Кавказского хребта [33].

Нами для восполнения этого пробела приводится два анализа авгитов: один из фенокристаллов среднеюрских порфиритов ущелья р. Лапазлук, притока р. Келасури в Абхазии, и другой из фенокристаллов эоценовых пород окрестностей курорта Бахмаро.

Ниже в таблице приведены имеющиеся анализы пироксенов юрских и эоценовых пород (таблица 26).

Приведенные анализы показывают, что авгиты юрских и эоценовых эффузивных пород характеризуются сравнительно незначительными колебаниями химического состава. Такие основные компоненты как SiO_2, MgO и CaO входят во все 7 анализов в одинаковом количестве. Количество Al_2O_3 лишь в анализах Н. Н. Смирнова повышается до 13% в то время, как в остальных 5 анализах находится в пределах 2—5%. Содержание Fe_2O_3 колеблется от 1,7 до 6,3%, а FeO от 4% до 8. Содержание суммы щелочей также более или менее постоянное и в общем незначительное.

Сопоставление анализов и молекулярных количеств для авгита из юрской порфиритовой серии (№ 1) и авгита из эоценовых пород (№ 3), вперные приведенных нами, показывает, что в последних содержится ровно вдвое больше молекулярного количества FeO, чем в авгите юрских порфиритов в то время, как остальные компоненты входят в одинаковых коли-

Таблица 26

Окислы	Пироксены среднеюрских пород		Пироксены эоценовых пород				
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	47.8	48,21	47,36	47,79	47,43	49,56	46,29
TiO_2	0,47	0,75	1,05	—	—	—	—
Al_2O_3	1,83	3,17	2,01	13,13	13,21	5,70	4,52
Fe_2O_3	6,03	3,52	4,70	4,84	—	1,73	6,38
Cr_2O_3	0,25	—	нет	—	—	—	—
FeO	4,08	6,87	7,94	4,77	8,28	5,47	4,54
MnO	0,09	0,15	0,21	—	—	0,60	0,35
MgO	15,12	15,48	14,76	8,36	10,16	12,65	14,03
CaO	20,35	19,24	20,07	20,81	20,59	20,61	23,22
BaO	следы	—	нет	—	—	—	—
Na_2O	1,16	1,32	1,02	—	—	—	—
K_2O	0,30	0,39	0,66	—	—	3,01	—
P_2O_5	нет		следы	—	—	0,46	—
SO_3	0,2		0,9	—	—	—	—
Потери при пр. H_2O —110°	1,10	2,01	0,08	—	—	0,36	—
	1,28	0,75	0,42	0,48	0,64	0,05	—
Сумма	100,06	101,86	101,18	100,16	100,31	99,79	99,56
Лит. ист.	Приводится впервые	Д. С. Беляшкин [33]	Приводится впервые	Н. Н. Смирнов [321]		К. Д. Глинка [100]	П. Н. Чирвинский А. А. Ульянов [373]
Аналитик	О. Ф. Размадзе	Д. С. Беляшкин	О. Ф. Размадзе	Н. Н. Смирнов		К. Д. Глинка	А. А. Ульянов
Место взятия образца	Басс. р. Келасури	Окрест. сел. Веша Цхаро	Окрест. сел. Бахмаро	Имеретинская гора	Гора Кохта	Окрест. сел. Чаква	Песок р. Супса

чествах. К сожалению, еще нет достаточного материала для окончательных выводов, но уже имеющиеся анализы показывают сравнительно более высокое содержание FeO в эоценовых авгитах, чем в юрских. Вероятно, этим нужно объяснить тот факт, что авгиты юрских пород в шлифах почти всегда являются бесцветными в то время, как авгиты эоценовых пород всегда более или менее зеленоваты.

Попытки пересчета химических анализов наших авгитов на слагающие минеральные компоненты окончились неудачей, так как около 25% молекулярного количества MgO остается ненасыщенным SiO_2 независимо от того, какую теорию принять за основу пересчета—Чермака, Пенфильда или Уинчелла.

Это еще раз показывает, что существующие теории строения молекулы авгита не вполне отвечают действительности.

По химическому составу вышеприведенные авгиты близко стоят к диопсиду, что подтверждается и оптическими данными. По нашим и Б. П. Беликова материалам, ниже приводим средние оптические константы авгитов юрских и эоценовых порфиритов (таблица 27).

Таблица 27

	Среднее CNg	Среднее 2v	Среднее Ng—Np
Авгиты юрских пород	Из 39 изм. 40°	Из 17 изм. +53,6°	Из 15 изм. 0.027
Авгиты эоценовых пород	Среднее из 17 изм. 43,5°	Среднее из 17 изм. +56,2°	

Эти данные также говорят, что авгиты юрских пород ближе стоят к диопсидам, чем авгиты эоценовых пород.

По Д. С. Белянкину [33], авгиты в диабазах Колотанской и Ассинской формаций имеют совершенно одинаковый оптический характер. Среднее 2v из 19 определений = + 51° при пределах колебаний 47°—55°. Получается, что авгиты юрских диабазов Главного Кавказского хребта также являются диопсидовыми, как и авгиты юрских порфиритов, что вполне понятно ввиду принадлежности этих пород к одной и той же фазе юрского вулканизма.

III. ХАРАКТЕРИСТИКА ОСОБЕННОСТЕЙ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ДОМИОЦЕНОВЫХ ЭФФУЗИВОВ И ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЗМА МАГМЫ ВО ВРЕМЕНИ

Изученные нами серии эффузивных пород заметно отличаются друг от друга рядом особенностей химического состава. Эти особенности обусловлены, главным образом, условиями формирования и существования соответствующих магматических очагов. В этой главе мы рассматриваем химизм домиоценовых серий именно с точки зрения эволюции магмы в связи с геологической историей страны.

Для отдельных серий нами выведены средние числовые характеристики, которые приведены ниже в таблице.

Таблица 28

№№ пп.	Наименование серий пород	Числовые характеристики									
		Основные				Дополнительные					
		a	c	b	s	f'	m'	c'	a'	n	Q
1	Среднеюрская .	8,58	6,2	19,6	64,9					73,6	+4,3
2	Среднеюрская без альбитофиров	8,0	7,4	22,8	60,5					76	—5,3
3	Среднеэоценовая	10,4	6,5	17,3	61,6					66,1	—7,4
4	Верхнеюрская	11,5	6,5	22,8	58,7	48	31,4	20,6	—	62,2	—13,8
5	Верхнеэоценов.	14,8	4,51	15,68	65.5	44,98	35,6	23	14	55,5	—3,49
6	Верхнемеловая Грузинской глыбы	15,9	2,8	26,5	56	49,2	26,5	22,6	—	69	—19,6
7	Мел Аджаро-Триал. хребта	12,0	5,7	12,3	69,8	59	36,6	6,9	—	74,4	+9.8
8	Мел Сомхитской глыбы	11,9	3,7	9,4	74,2	48,5	43,5	7,8	—	81,1	+21
9	Альбитофиры средней юры	10,6	2,1	8,6	69,9	42,75	24,7	18,95	35,9	66.2	+33
10	Альбитофиры нижней юры	10,7	0,5	3,0	85,8	36,0	24,1	—	39,8	44,3	+49, 5

Уже из таблицы видны некоторые особенности разных серий и степень сходства и различия между ними. Для удобства сравнения серии расположены по признаку сходства их числовых характеристик, а не по возрастному признаку. В результате получены пять основных серий с отрицательными значениями Q и четыре с положительными значениями. В последнюю группу входят и кислые породы средней юры, которые хотя и не образуют самостоятельной серии, но значительно отличаются от остальных одновозрастных пород. Из основных серий выделяются три с сравнительно повышенными значениями «a».

Но наиболее ярко особенности химического состава изученных серий видны на нижеприведенной диаграмме химических составов, к рассмотрению которой сейчас и перейдем (рис. 29).

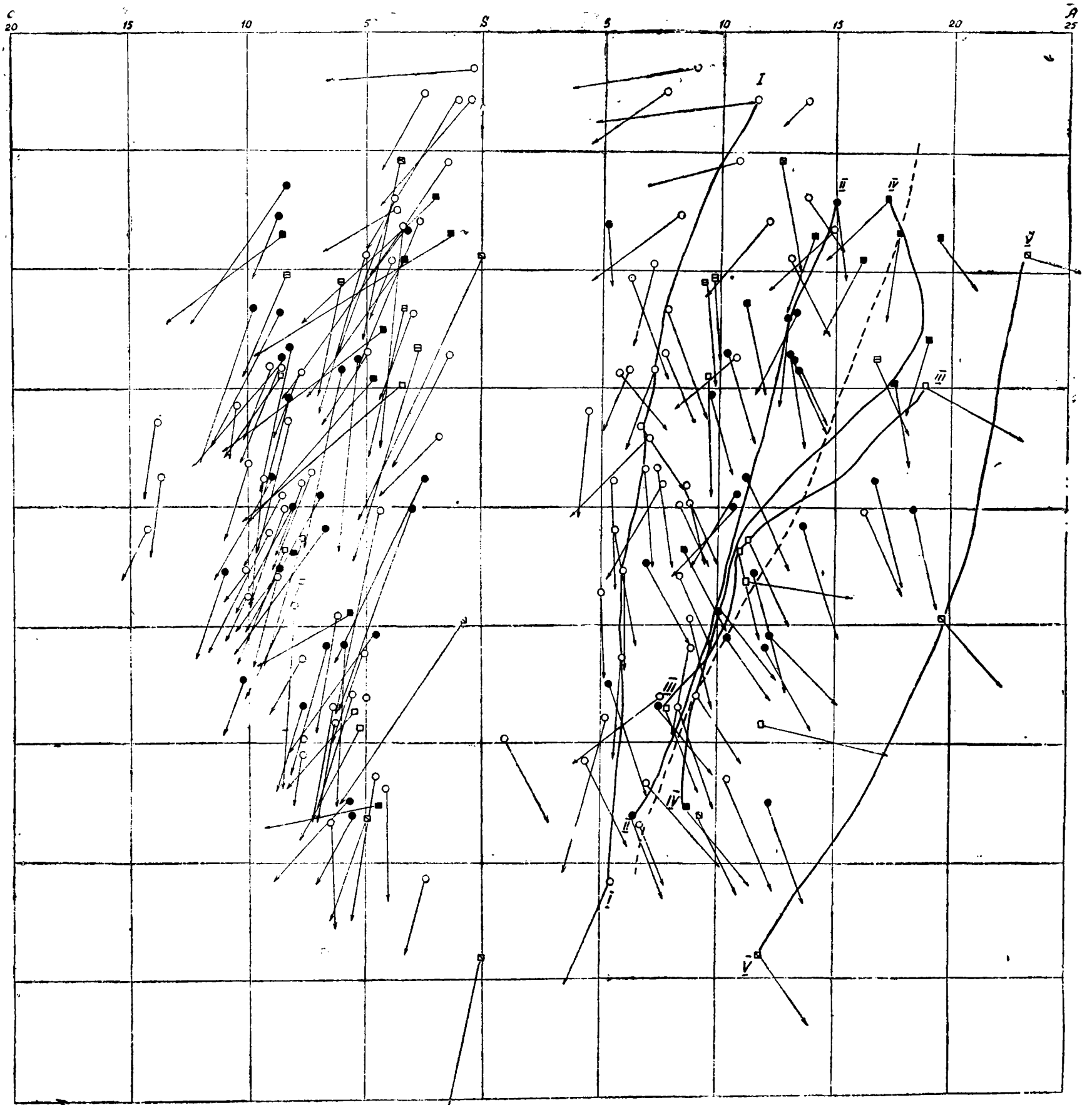
На диаграмме изображены химические составы среднеюрской, среднеэоценовой, верхнеюрской, верхнеэоценовой и верхнемеловой серий. Ввиду того, что особенности каждой серии были охарактеризованы в конце соответствующих глав, где приложены диаграммы отдельных серий, то здесь разбираются эти особенности лишь вкратце, при этом мы задерживаемся главным образом на признаках, отличающих сходные серии друг от друга.

На проекции ASB диаграммы крайне левое положение занимает линия, представляющая осевую линию роя векторов среднеюрских пород. Она располагается в главной своей части между «а»=5 и 10 и лишь в верхней части в группе кислых пород отклоняется немного правее до «а» =12—15. Примерно от середины вниз линия идет почти вертикально, то-есть в породах средней юры с повышением кислотности от основных до средних пород не наблюдается увеличения щелочности и лишь крайне кислые члены серии показывают заметное увеличение щелочности. Сравнительно крутой наклон и небольшая длина векторов на ASB указывают на железисто-магнезиальный характер темных силикатов и бедность их известью. Довольно часто встречается среди основных членов серии наклон векторов вниз и влево, а для кислых членов имеем исключительно такое направление векторов. Эта особенность является характерной для данной серии и связана с ее резко выраженным спилитовым составом. На проекции CSB большинство векторов расположено почти вертикально или с небольшим отклонением от оси SB, что указывает на резкое преобладание Na_2O над K_2O. Лишь в верхней части роя замечается слабое выполаживание, указывающее на незначительное повышение роли K_2O в кислых породах.

Сравнивая среднеюрскую серию с современными вулканическими ассоциациями, охарактеризованными в работе акад. А. Н. Заварицкого [162], видим, что среднеюрская серия пород по химизму вполне соответствует крайне известково-щелочному типу Пеле-Лассен-пик тихоокеанского орогенного кольца; этому типу на сводной диаграмме соответствует линия № 1, которая в верхней части точно совпадает со среднеюрской линией, и лишь с середины они расходятся—кривая № 1 идет левее, а среднеюрская направляется почти вертикально, показывая меньшее колебание содержания щелочей в среднеюрских породах.

Вторая известково-щелочная серия представлена среднеэоценовой вулканогенной формацией. Несмотря на принадлежность к известково-щелочной серии эта толща изображается на диаграмме роем векторов значительно правее расположенным от линии SB на проекции ASB, чем среднеюрская серия. Осевая линия этого роя гораздо более наклонена к оси SB,

СВОДНАЯ ДИАГРАММА ХИМИЗМА ДОМИОЦЕНОВЫХ ЭФФУЗИВНЫХ СЕРИЙ.



- Средне-юрские породы геосинклинали Большого Кавказа
- Средне-эоценовые породы Аджаро-Триалетской геосинклинали
- Верхне-юрские породы Грузинской глыбы
- Верхне-эоценовые " " "
- Туронские " " "
- Меловые эффузивы Сохмитской глыбы
- " Аджаро-Триалетского хребта

I — Осевая линия средне-юрских пород
II — " — " средне-эоценовых пород
III — " — " верхне-юрских пород
IV — " — " верхне эоценовых пород
V — " — " туронских пород
VI — Линия четвертого типа по А.Н.Заварицкому

Рис. 29. (Масштаб 1см=2%).

чем линия роя среднеюрских пород. Эти особенности расположения роя показывают, что среднеэоценовая серия пород характеризуется значительно повышенным содержанием щелочей, чем она приближается к щелочным сериям, образуя переходный тип между известково-щелочными и щелочными сериями. Характерно для этой серии также, в отличие от средней юры, отсутствие эффузивных кислых диференциатов, которые появляются лишь в интрузивной фазе. Поэтому осевая линия среднеэоценового роя векторов была бы в верхней части значительно короче, если-б там не был нанесен вектор среднеэоценового сиенито-диорита, генетически связанного с данной серией. Более пологий наклон векторов и их меньшая длина показывают возрастание роли железа и извести в темных силикатах среднеэоценовых пород по сравнению с юрскими.

На проекции CSB рой векторов среднеэоценовых пород располагается правее роя среднеюрских пород. Лишь в верхней части роя, где изображены почти лишенные плагиоклаза альбитофировые породы средней юры, среднеэоценовая линия оказывается левее среднеюрской. Векторы на CSB значительно длиннее и положе, чем векторы среднеюрских пород, что показывает вместе с увеличением содержания щелочей повышение роли калия в среднеэоценовых породах. Это хорошо видно и по среднему значению параметра «n», равному для среднего эоцена 66, а для средней юры—76.

Сравнивая с помощью диаграмм среднеэоценовую серию пород Аджаро-Триалетскгоо хребта с типами, выделенными А. Н. Заварицким, видим, что осевая линия роя векторов среднеэоценовых пород располагается между третьей и четвертой линиями, указывая на то, что данная серия, принадлежа в общем к известково-щелочному ряду пород, представляет переходный тип между типами Иеллоустонского парка и Этны, то-есть она является более щелочной, чем породы Иеллоустонского типа и еще более приближается к переходной кривой, разделяющей известково-щелочные и щелочные ассоциации.

Таким образом, среднеэоценовая серия пород, являясь, аналогично среднеюрской серии, образованием орогенной зоны, связанной с развитием Аджаро-Триалетской геосинклинали, уже значительно приближается к щелочным сериям, создавая переходный к ним тип.

Остальные три серии, представленные на нашей сводной диаграмме: верхнеюрская, верхнемеловая и верхнеэоценовая, являются уже естественными ассоциациями, характерными не для орогенных зон, а для океанических островов Тихого и Атлантического океанов и представляют собой щелочные серии пород, осевые линии векторов которых полностью или в верхней части лежат правее линии № 4 сводной диаграммы А. Н. Заварицкого. Несмотря на общее сходство этих трех серий, они отличаются

друг от друга рядом характерных особенностей, весьма отчетливо видных на диаграмме. Рассмотрим ниже вкратце эти особенности.

Верхнеюрская серия образует наиболее непрерывный ряд векторов, чем две другие серии. В состав этой серии входят породы от оливиновых базальтов до трахитов через переходные члены трахи-базальты и трахи-андезиты, но в верхней части все таки переход резкий, так как трахи-андезиты, близкие к трахитам, отсутствуют и от пород едва заметно обогащенных щелочами сразу переходим к трахитам. Это выражено в резком отклонении линии вправо от оси SB, на проекции ASB, начиная от точки породы № 72, представляющей трахи-базальт. Между этой породой и крайне кислой и щелочной породой № 117 нет переходных типов. Если к этому добавить, что трахит встречен лишь в окрестностях сел. Дерчи и горы Хвамли и отсутствует в таком богатом лавами разрезе, как разрез окрестностей гор. Кутаиси, станет ясным, что верхнеюрские вулканы давали породы от оливиновых базальтов до трахи-базальтов и трахи-андезитов. Лишь в отдельных центрах в результате далеко зашедшей дифференциации появляются трахиты в небольшом количестве и в самой последней фазе излияний. Основные типы этой серии, расположенные в нижней части линии, почти приближаются к среднеюрской линии, а в средней части линия совпадает с линией среднеэоценовых пород. Это показывает, что основные представители среднеюрской и верхнеюрской серии существенно не отличаются друг от друга, а средние трахибазальтово-трахиандезитовые представители верхнеюрской серии не отличаются от соответствующих пород среднеэоценовой серии.

На проекции CSB векторы среднеюрских пород наклонены также полого, как среднеэоценовых пород, показывая в общем одинаковую роль калия в обеих сериях. По сравнению с верхнемеловой щелочной серией, породы верхней юры отличаются гораздо меньшей щелочностью, что выражено в расположении линии верхней юры гораздо левее линии верхнемеловых пород. Верхнеюрская серия также заметно отличается от верхнеэоценовой серии тем, что в последней даже основные представители значительно обогащены K_2O.

В нижней части линия верхнеюрских пород почти совпадает с линией № 4, характеризующей тип Этны или Марос-Хайвуд и лишь один представитель верхнеюрской серии—порода № 117 вызывает резкое отклонение линии вправо. Таким образом, верхнеюрская серия является не резко щелочной, а переходной от известково-щелочных к щелочным.

Верхнеэоценовая серия пород, хотя также как и верхнеюрская, принадлежит к калиевому типу, но является уже ясно щелочной. Осевая линия роя векторов среднеэоценовых пород располагается правее линии верхнеюр-

ских пород и правее линии № 4 сводной диаграммы А. Н. Заварицкого. Линия верхнеэоценовых пород значительно длиннее верхнеюрских, что указывает на наличие более крайних членов основных и кислых дифференциатов, чем в верхнеюрской серии. На проекции ASB векторы верхнеэоценовых пород в нижней части линии по направлению не отличаются от верхнеюрских, показывая почти одинаковое содержание железа, магнезии и извести в темных силикатах основных пород этой серии. Но в верхней части линии векторы наклонены влево, что связано с появлением биотита в верхнеэоценовых трахитах, чего не наблюдается в верхнеюрских трахитах. С повышением общей щелочности в верхнеэоценовых породах возрастает роль калия и если для верхнеюрских пород среднее значение $n = 62{,}2$, то для верхнеэоценовых пород среднее $n = 45{,}5$, опускаясь в отдельных случаях до 15. Резкое возрастание роли калия ясно видно на проекции CSB в весьма пологом наклоне векторов. В среднеэоценовой серии резче выражена прерывность полосы роя векторов; в нижней части полосы располагаются кали-базальты-тефриты, а в верхней—биотитовые трахиты и анальцимовые сиениты; переходные члены между ними неизвестны.

По характеру химизма верхнеэоценовая серия в общем похожа на породы Римской петрографической провинции Средиземноморской области. Некоторые породы верхнеэоценовой серии по химическому составу и минералогическому характеру очень похожи на породы Иеллоустонского парка, в частности хребта Абсарока, изученные Иддингсом. Описанные из Гурии и Аджарии ортоклазо-биотитовые базальты, названные академиком Д. С. Белянкиным кали-базальтами и тефрито-базальтами, аналогичны породам абсароките-банакито-шонкинитовой серии хребта Абсарока.

Туронские вулканические породы тоже образуют щелочную серию, которая резко отличается от обоих вышеописанных серий. Для туронских пород хотя всего имеется 4 анализа, но они вместе с данными микроскопического изучения дают возможность сделать некоторые выводы. Как видно на диаграмме, линия, соединяющая начальные точки векторов верхнемеловых пород, располагается на проекции ASB правее даже верхнеэоценовой серии, показывая наиболее резко выраженный щелочный тип данной серии по сравнению со всеми остальными домиоценовыми эффузивами.

По общему химизму серия похожа на эффузивы Гавайских островов и, аналогично последним, состоит из пород ряда анальцимовый пикрит-базальт-трахибазальт-фонолит. Наибольшим распространением пользуются оливиновые базальты и пикрит-базальты; трахи-базальты и фонолиты же, встреченные каждый в одной точке, имеют ограниченное распространение и представляют последние, заключительные излияния туронских вулканов Грузинской глыбы.

Векторы на проекции ASB диаграммы своей незначительной длиной и сравнительно пологим наклоном показывают богатство темных силикатов пород железом и известью и бедность магнезией.

На проекции CSB две точки прямо лежат на оси SB, показывая отсутствие в породах плагиоклаза. Особняком стоит порода № 83, которая является оливиновым лабрадоровым базальтом. Векторы на CSB своей длиной показывают значительную общую щелочность породы, а крутым наклоном высокую роль натрия в них. В этом отношении верхнемеловая серия резко отличается от верхнеюрских и верхнеэоценовых серий, в которых, особенно в последней, калий играет преобладающую роль. Этим своеобразием верхнемеловой серии объясняется нахождение в их составе фонолитов, как крайних диференциатов меловых вулканов. Фонолиты впервые установлены нами в Грузии пока лишь в одной точке в Цулукидзевском районе.

Таким образом, из охарактеризованных выше трех щелочных серий вулканических пород верхнеюрская является наименее щелочной и образует серию переходную от известково-щелочных к щелочным, ближе стоя к последним; верхнеэоценовая образует собой ясно выраженный щелочной калиевый тип, а верхнемеловая, являясь наиболее щелочной из этих трех серий, дает натровый тип.

По приведенным в начале этой главы средним числовым характеристикам на диаграмму нанесены точки средних составов серии. В расположении этих точек наблюдаются определенные правильности, дающие возможность сделать некоторые выводы (рис. 30).

На проекции ASB точка среднеюрских пород располагается левее всех остальных точек, подтверждая крайне известково-щелочной характер магмы, давшей эффузивные породы средней юры. По составу эта магма соответствует среднему базальту или диабазу.

Точка верхнеюрских пород располагается заметно правее средней юры, показывая большую щелочность магмы, давшей породы верхней юры. Но в отношении основности среднеюрская и верхнеюрская магмы совершенно не отличаются друг от друга. Средний состав верхнеюрских пород отвечает трахидолериту или трахибазальту. Верхнеюрский магматический очаг имел ничтожные размеры по сравнению с огромным магматическим бассейном средней юры. Вполне естественно, что образование в пределах Грузинской глыбы незначительных размеров изолированного очага верхнеюрского магматизма нужно связывать с среднеюрским магматическим бассейном. Обособление верхнеюрского очага, как видно, произошло не в начале среднеюрского вулканизма, а в конце его, когда в результате мощных излияний богатых известью лав, магматический бассейн обогатился щелочами и магма имела уже не базальтовый, а трахибазальтовый состав.

Лишь таким составом исходной магмы верхнеюрского очага можно объяснить тот факт, что даже самые основные диференциаты этого очага — оливиновые базальты содержат повышенное количество K_2O и относятся к трахибазальтам.

Приблизительно такие же взаимоотношения существуют между среднеэоценовыми и верхнеэоценовыми сериями. Средний состав магмы, давшей породы среднего эоцена, заметно кислее и чуть богаче щелочами, чем среднеюрская магма и соответствует андезито-базальту. Средний состав магмы верхнеэоценовых пород же является трахи-андезитовым; такая магма, диференцируясь, дает, с одной стороны, калибазальто-тефриты, а с другой — трахиты. Как и в случае верхней юры, из обширного среднеэоценового геосинклинального магматического бассейна в поздние периоды геосинклинального вулканизма отделяется под Грузинской глыбой изолированный очаг, магма которого является более щелочной, чем среднеэоценовая магма, так как первая является диференциатом последней.

Но возникает вопрос: чем же вызван своеобразный характер магмы среднеэоценового бассейна? Ведь среднеюрский и среднеэоценовый магматические бассейны оба связаны с развитием геосинклинальных зон. Это явление может быть объяснено лишь преемственностью этих двух бассейнов: среднеэоценовый магматический бассейн образовался как своеобразный диференциат среднеюрского геосинклинального магматического бассейна.

Что своеобразие среднеэоценовой магмы не является результатом ее изменения в самом Аджаро-Триалетском геосинклинальном магматическом бассейне видно из того, что даже в начальный период активности этого бассейна, в сеномане, изливались не основные базальтовые лавы, как этого следовало бы ожидать, а заметно кислые и с большим содержанием щелочей роговообманковые порфириты, указанные особенности которых хорошо видны положением точки их среднего состава заметно выше и правее среднеюрских и даже среднеэоценовых пород; эта точка соответствует андезитам.

Совершенно особняком стоит средний тип пород свиты «мтавари» вулканогенного турона, распространенного в этой фации лишь на Грузинской глыбе, в то время как в Аджаро-Триалетской геосинклинальной зоне одновозрастные излияния давали роговообманковые и авгитовые порфириты известково-щелочной серии. Средний тип свиты «мтавари» соответствует нефелиновому тефриту, причем очень хорошо совпадают как основные, так и дополнительные числовые характеристики. Таким образом, свита «мтавари» представлена самыми основными и самыми щелочными породами по сравнению со всеми остальными домиоценовыми эффузивами Грузии.

Что магматический очаг свиты «мтавари» отщепился от магматического бассейна Аджаро-Триалетской геосинклинали, не должно вызывать сомнений, так как, во-первых, именно в Аджаро-Триалетском хребте известны мощные проявления мелового эффузивного вулканизма, а, во-вторых, свита «мтавари» располагается в южной части Грузинской глыбы ближе к Аджаро-Триалетской геосинклинали. Но чем же вызван такой специфический характер этого магматического очага? Ведь верхнеэоценовый очаг Гурии, давший калиевую серию пород, тоже отделился от Аджаро-Триалетского магматического бассейна? На этот вопрос нелегко ответить. Все таки можно высказать предположение, что специфичность очага свиты «мтавари» вызвана ранним отделением этого очага от Аджаро-Триалетского магматического бассейна, когда магма последнего имела иной состав, чем в среднем эоцене. Дело в том, что магма Аджаро-Триалетской геосинклинали сначала, то-есть в среднемеловое время, не была так богата калием, как в эоцене. Если учесть также, что именно в начальные фазы мелового вулканизма проявилась сравнительно богатая натрием спилитовая фаза, то станет понятным более богатый натрием характер меловой магмы верхней части геосинклинального магматического бассейна Аджаро-Триалетии, чем магмы эоцена того же бассейна. Поэтому изолированный очаг, отделившийся во время спилитовой фазы из Аджаро-Триалетского магматического бассейна под Грузинскую глыбу в меловое время, должен был дать богатые натрием конечные дифференциаты, а очаг, образованный из того же бассейна в эоценовое время, когда в самом бассейне магма эволюционировала в сторону обогащения калием, дал богатые калием породы.

С другой стороны, нельзя не учесть того обстоятельства, что миграция магмы из Аджаро-Триалетского магматического бассейна в сторону Грузинской глыбы и излияние ее на последней происходило в условиях наличия мощных карбонатных отложений нижнего и среднего мела, которые также могли играть определенную роль в образовании своеобразных приближающихся к пикритам оливиновых анальцимовых базальтов и фонолитов.

Кислые породы средней юры в среднем отвечают андезито-дациту. Андезито-дациту же соответствуют и кислые породы мела Сомхитской глыбы. Гораздо кислее породы нижнелейасовой кварц-порфирово-альбитофировой серии, но при значительной кислотности эти породы по щелочности незначительно отличаются от среднего типа пород средней юры и совершенно не отличаются от кислых пород той же серии. Этим фактом вновь подтверждается различное направление процесса дифференциации в магматических очагах в геосинклинали с одной стороны и в области глыб с другой. В области глыб дифференциация заканчивается образованием трахитовых пород, то-есть возрастание щелочности опережает возрастание кислотности и послед-

няя никогда не идет дальше образования трахитов, то-есть до классов от слабо насыщенных до слабо пересыщенных SiO_2 пород, причем общий состав очага соответствует слабо насыщенным породам.

В геосинклиналях дифференциация приводит к образованию пересыщенных и сильно пересыщенных SiO_2 пород без заметного возрастания щелочности. Этим объясняется, что линии, изображающие разные серии пород на сводной диаграмме типов А. Н. Заварицкого, наклонены на проекции ASB к оси SB по разному: 1) линии, изображающие известково-щелочные серии орогенных зон, наклонены круто и в верхней части слабо отклоняются вправо; таким характером обладают линии среднеюрских и среднеэоценовых пород Грузии, 2) линии щелочных серий наклонены более полого и в верхней части значительно отклоняются от оси SB вправо; таковы линии верхнеюрских, верхнемеловых и верхнеэоценовых серий Грузии.

Изученный нами фактический материал с несомненностью показывает, что связанные с развитием геосинклинали альбитофировые толщи всегда приурочены к границе между геосинклиналью и глыбой и залегают главным образом на глыбе. Например, нижнелейасовая кварцево-альбитофировая толща встречается лишь вокруг и на древних массивах (Дзирульский массив, Храмский массив и др.). Меловая дацито-альбитофировая толща также расположена на Сомхитской глыбе. Ясно, что близость глыбы играла определенную роль в образовании этих пород. По нашему мнению, эту роль правильнее всего понимать в том виде, как объясняет происхождение некоторых гранитов П. И. Лебедев [223]. По его мнению «ко второму типу гранитов магматического происхождения может быть отнесена мало изученная, наиболее важная и характерная для геосинклинальных областей, а также для платформенных участков группа гранитов, доведенных до «гранитного состояния» из пород основных медленными контаминационными процессами. Активными агентами такой «проработки» основных пород, дающей нормальные, в нашем понимании, граниты, является тот комплекс щелочных кремнекислых растворов, который условно выше назван «гранитной магмой». (стр. 306).

Гипотеза П. И. Лебедева, в основном совпадающая со взглядами Баклунда о роли газовых эманаций в образовании кислых пород, разделяется и Д. С. Белянкиным (примечание редактора к работе П. Н. Кропоткина [205]).

В нашем случае эта схема может помочь объяснить появление альбитофировых толщ на границе геосинклинали и глыбы. В начальные периоды развития геосинклинальной зоны, когда доступ магме в самой геосинклинали еще не открыт, минерализаторы магмы естественно устремляются в в сторону глыб и в контакте с ними производят значительную «гранитизирующую» работу. Именно эта контаминированная магма и изливается

в первые же этапы геосинклинального вулканизма, чем объясняется появление нижнелейасовой и меловой кислых толщ в начальные фазы юрского вулканизма геосинклинали Большого Кавказа и мелового вулканизма Аджаро-Триалетской геосинклинали. Таким образом, эти альбитофиры и кварц-порфиры являются эффузивной фацией гранитной магмы, которая во время орогенеза дает кислые гранодиоритовые интрузии.

На нижеприводимой диаграмме (рис. 30) нанесены средние составы изученных серий и векторами указано то направление эволюции магмы во времени, которое было указано выше.

Черные сплошные линии указывают направление нормальной эволюции магмы в геосинклинальном магматическом бассейне. Среднеюрская базальтовая магма геосинклинали Большого Кавказа «1», в результате мощных излияний резко известково-щелочных лав, делается более кислой—андезитовой «2», которая передается по наследству Аджаро-Триалетской геосинклинали. Впоследствии магма последней диференцируется с одной стороны на более кислую магму меловых пород «3», уклоняющуюся в сторону андозито-дацитов, и с другой стороны—на более основную андезито-базальтовую среднеэоценовых пород «2а». Эти линии располагаются параллельно обычному направлению роя векторов известково-щелочных серий пород орогенных зон.

Прерывистые черные линии указывают на отделение из геосинклинальных магматических бассейнов изолированных очагов под Грузинской глыбой.

От среднеюрского магматического бассейна отделяется изолированный очаг трахибазальтовой магмы, который в верхней юре дал оливиновый базальт-трахитовую серию пород «1а».

От среднеэоценового бассейна отделяется изолированный очаг трахиандезито-базальтовой магмы, давший в верхнем эоцене тефрито-трахитовую серию пород «2б». Магмы этих очагов по кислотности почти не отличаются от магм давших их бассейнов, но значительно более богаты щелочами.

Пунктирные линии показывают связь нижнелейасовых «1б» и среднемеловых «3б» серий кислых пород с соответствующими магматическими бассейнами.

Линия тире с точкой показывает отделение от магматического бассейна Аджаро-Триалетской геосинклинали изолированного очага под Грузинской глыбой в меловое время, давшего породы натровой серии.

Образование этих последних—крайне кислых и крайне щелочных из изученных нами серий, типов пород не может быть объяснено путем нормальной эволюции магмы в бассейне, а требуется допущение особых процессов. Такими процессами являлись: 1) «гранитизация» на границе а

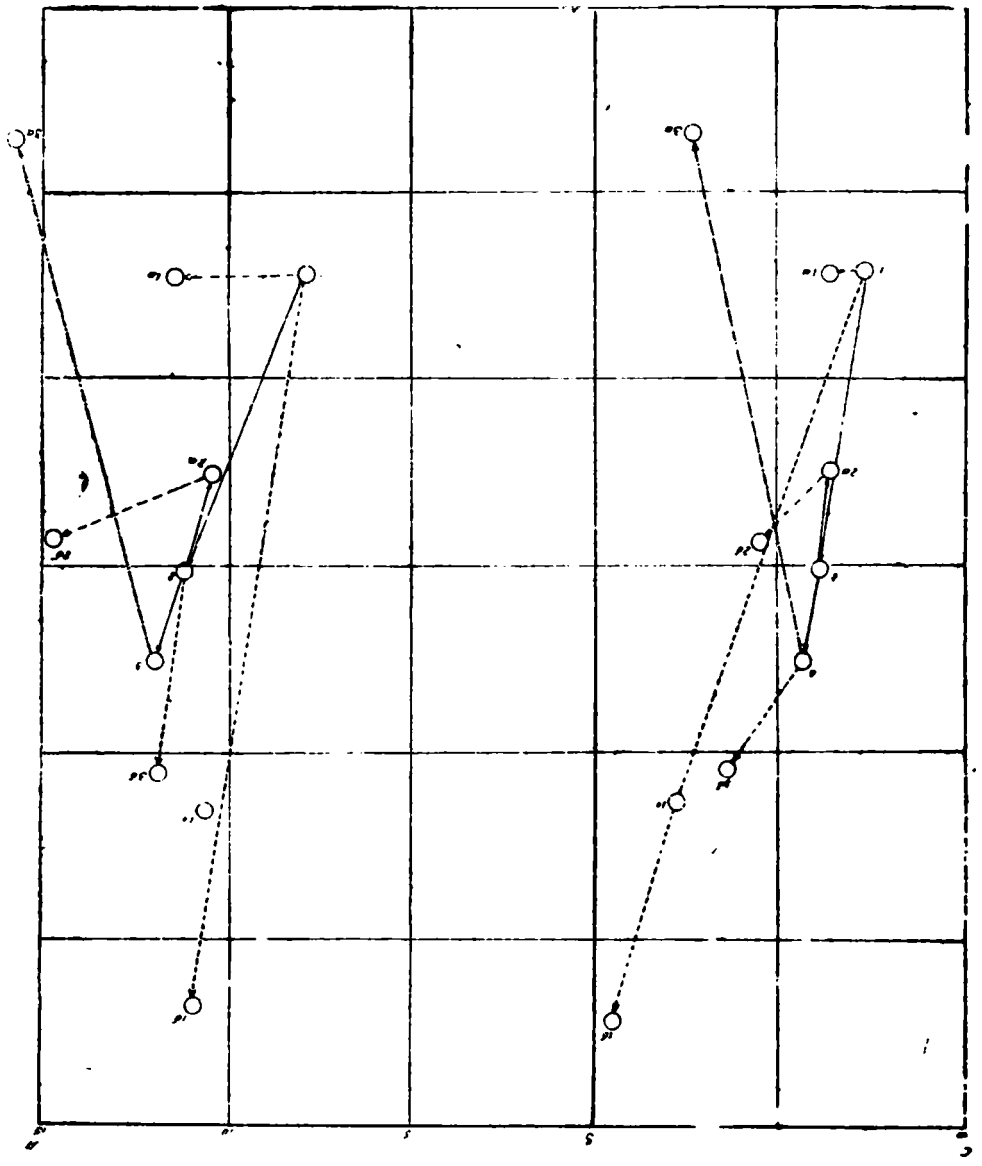


Рис. 30. Диаграмма средних типов доминоценовых эффузивов и их генетических взаимоотношении. Точки средних составов: 1—среднеюрских пород без альбитофиров; 1а—верхнеюрских пород; 1б—нижнеюрских пород; 1с—альбитофиров средней юры; 2—меловых и среднеэоценовых пород Аджаро-Триалетского хребта; 2а—среднеэоценовых пород; 2б—верхнеэоценовых пород; 3—меловых пород Аджаро-Триалетского хребта; 3а—меловых пород Грузинской глыбы; 3б—меловых пород Сомхитской глыбы. (Масштаб: 1 см=2%).

глыбой для образования кислых пород и 2) спилитизация в верхних частях магматического бассейна для образования щелочных натриевых пород.

IV. СВЯЗЬ ДОМИОЦЕНОВЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ С ОСНОВНЫМИ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИМИ ЕДИНИЦАМИ ГРУЗИИ

Давно было обращено внимание на тот факт, что магматические горные породы определенной области, начиная от основных и кончая кислыми, часто характеризуются рядом особенностей химического и минералогического состава, общими для всех пород данной области. Именно такой смысл вкладывал Джюдд [149] в введенный им термин «петрографическая провинция». Понятие петрографической провинции хоть и подверглось большой критике и многим уточнениям и видоизменениям, но все же сыграло большую роль в развитии наших представлений о естественных ассоциациях магматических горных пород. Выяснившееся позже явление перекрывания петрографическими провинциями друг друга, то-есть нахождения разных петрографических провинций в одной области, вызвало необходимость ввести в понятие петрографической провинции возрастной элемент. Понятие «комагматической области» и «кровного родства пород», введенные соответственно Вашингтоном [80] и Иддингсом [117], подчеркивают не только сходство некоторых черт пород данной территории или «петрографической провинции», но, главным образом, происхождение этих пород из одного магматического бассейна путем диференциации.

По мнению Харкера [371], разнообразие горных пород идет по двум направлениям: щелочной линии и известково-щелочной. Эти две группы пород он выделил под названием атлантического и тихоокеанского типов. Ниггли [255] добавил еще третий тип — средиземноморский, характеризующийся богатством калием, в отличие от щелочного атлантического типа, для которого натрий является преобладающим щелочным элементом. Тиррель [356] вместо этих географических терминов предлагает ввести понятие «родственные группы», обозначающее «некоторые группы изверженных пород, члены которых ассоциированы во времени и пространстве и обладают общностью характера или «фамильным сходством», выражающимся в их химических, минералогических, структурных и геологических особенностях».

В настоящее время почти все геологи-тектонисты и петрологи в общем пришли к тому мнению, что определенные типы пород связаны с определенными тектоническими процессами (Бубнов, Штауб, Тиррель, Заварицкий и др.). По мнению Тирреля, «наиболее правильной классификацией изверженных пород (продуктов магматической деятельности) является группировка их в связи с геологическими процессами и явлениями» [358].

По мнению Бубнова [56], вулканизм настолько тесно связан с развитием орогенной зоны и меняется с изменением фаз последней, что «цикл движений складчатых гор может быть определен также плутогенезом, причем для этого одинаково следует принимать во внимание как способ проникновения расплавленной массы (механику интрузии), так и изменяющийся химизм».

В другом месте Бубнов говорит, что «определение главных структурных элементов земной коры на основе развития плутогенеза может быть сделано даже, пожалуй, резче, чем на основании чисто тектонических процессов. Особенно характерным критерием является подготовительная фаза с подводными извержениями основных пород. Этот критерий безусловно дает возможность отличить геосинклинали от прочих элементов—шельфов и глыб» (стр. 157).

Академик А. Н. Заварицкий [162], изучив химизм продуктов молодого вулканизма земного шара и учитывая приуроченность выделенных им типов естественных ассоциаций вулканических пород к определенным геотектоническим структурам, заключает: «в грубых чертах можно обобщить данные о нахождении разных типов пород в давно высказанном положении, что «тихоокеанские» ассоциации связаны с орогенными зонами, «атлантические» встречаются внутри океанов и в передовых областях (форландах) орогена, а «средиземноморские», встречаясь вблизи орогена, занимают некоторое промежуточное положение» (стр. 184). Термины «тихоокеанский», «атлантический» и «средиземноморский» взяты в кавычках не случайно, так как А. Н. Заварицкий их совершенно справедливо считает «ставшими неудобными». Вместо этих терминов в настоящее время большинство петрологов употребляет химические характеристики этих типов, то-есть соответственно имеем известково-щелочной, щелочной-натриевый и щелочной-калиевый типы. Здесь же необходимо упомянуть выделенную Дьюи и Флет [147] спилитовую серию, характерную для геосинклинальных зон. По химическому и минералогическому составу спилитовая серия вполне соответствует известково-щелочным породам современных вулканов Тихоокеанского орогенного кольца. Но, в отличие от последних, спилитовая свита во время процесса горообразования в геосинклинали испытала слабый метаморфизм и поэтому имеет так называемый зеленокаменный облик, образуя офиолитовую формацию, характерную для всех складчатых горных систем как альпийского, так и более древнего орогенеза.

Единственным автором, всклозь затрагивающим вопрос связи магматической активности с историей геотектонического развития Большого Кавказа, является В. В. Белоусов, который в своей интересной работе [26], посвященной геотектоническому исследованию этой области, пишет: «Связь проявления вулканизма с геотектоническим режимом местности для

нижнеюрского времени не поддается анализу, так как распределение геотектонических режимов на Кавказе в указанную эпоху осталось почти невыясненным нами. Если исходить из того геотектонического плана, который установился на Кавказе позже, в средне- и верхнеюрское время, то можно видеть, что в Главном хребте эффузивная и интрузивная деятельность приурочивалась, повидимому, к геосинклинальной области. Что же касается обильного развития вулканогенных пород на южном хребте, то здесь выступает довольно ясно связь этих проявлений магматизма с южной геосинклиналью» (!? Г. Д.) и дальше: «Таким образом, мы не в состоянии сейчас установить достаточно отчетливую геотектоническую закономерность в распределении вулканогенных пород в Большом Кавказе в нижне- и среднеюрское время.

«Верхняя юра и нижний мел для Большого Кавказа являются эпохами вулканического покоя. Нигде в Большом Кавказе не известно вулканических пород этого возраста».

Упоминается, что «в Западной Грузии, в той ее части, которая примыкает к Дзирульскому массиву, известен туфогенный материал в туронских отложениях (свита «мтавари»). Этим исчерпываются доводы автора о связи юрских и меловых вулканических пород с геотектоническим режимом. Более молодые проявления вулканизма нас в данном случае не интересуют. Конечно, при той изученности петрографии эффузивных образований Грузии, которая имелась до наших исследований, В. В. Белоусов к другим более детальным или более правильным выводам и не мог притти.

Таким образом, до настоящего времени вопрос связи вулканизма с геотектонической историей Грузии остается совершенно не освещенным.

После этого краткого обзора проблемы связи вулканизма с тектоникой рассмотрим изученные нами домиоценовые вулканогенные толщи в их связи с основными геотектоническими единицами. Для того, чтобы подойти к решению этого вопроса, предварительно необходимо задержаться, хотя бы лишь в общих чертах, на вопросе тектонического строения Грузии.

В настоящее время всеми геологами в основном принята схема тектонического строения Кавказа крупнейшего исследователя этой области В. П. Ренгартена. По этой схеме в пределах Грузии выделяются следующие тектонические зоны: 1) складчатая зона южного склона Большого Кавказа, 2) Аджаро-Триалетская складчатая зона и 3) Закавказская пологоскладчатая зона, распадающаяся на несколько подзон, из которых в пределы Грузии попадают Абхазско-Рачинская, Рионско-Дзирульская, Карталинская подзоны и западная часть Куринской подзоны. В понимании В. П. Ренгартена, в Закавказской пологоскладчатой зоне выделяются геосинклинали второго порядка [294].

А. И. Джанелидзе [118] в эту схему вносит следующий коррективы:

Рионско-Дзирульская и Карталинская подзона вместе составляют Грузинскую глыбу, которую нельзя противопоставить складчатой зоне, так как глыба находится в самой орогенной зоне и является ее частью. Тот факт, что восточнее Тбилисского меридиана складки Большого Кавказа и Аджаро-Триалетии соприкасаются друг с другом, говорит о выклинивании или глубоком погружении Грузинской глыбы и об отсутствии связи между нею и Куринской подзоной. Грузинская глыба, по Джанелидзе, является междугорьем (Zwischengebirge) в понимании Штауба, которое не поддавалось складчатости, но как часть орогена разделяло общую судьбу последнего, и действие сил тектогенеза и на глыбе оставляет свой отпечаток в более или менее ослабленном виде. Рассматривая вопрос о северной границе Грузинской глыбы в среднеюрское время, А. И. Джанелидзе отмечает, что существование полосы развития среднеюрской вулканогенной толщи, мощность которой севернее г. Кутаиси достигает 2000—3000 *м*, особенно усиливает неопределенность в этом вопросе. По его мнению «хотя мощность порфиритовой серии в сторону Дзирульского массива уменьшается, не лишен основания вопрос, не принадлежала ли в это время Рача-Лечхумская зона до Абхазии, включая и Окрибу, к геосинклинали» и дальше «большое распространение порфиритовой серии во всем Закавказье естественно ставит вопрос о роли киммерийского орогенеза в процессе консолидации Закавказской глыбы» [118].

Новую концепцию тектонической истории Грузии для юрского периода дал И. Р. Кахадзе. Анализируя огромный фактический материал по тектоническому строению, фациям и мощности отложений юрского периода, он пришел к выводу, что геосинклиналь южного склона Большого Кавказа представляла собой северную периферическую часть Тетиса, а не ответвление, как думали до сих пор. Таким образом, вся территория Грузии и Закавказья также является северной частью Тетиса, в которой были расположены отдельные жесткие массивы—глыбы, представляющие остатки древних структур. По этой концепции, Аджаро-Триалетская геосинклиналь зародилась не в мелу, а существовала и в юрское время, представляя собой лишь не подвергшийся складчатости остаток более обширной части Тетиса. Во время батской орогенетической фазы произошла складчатость в геосинклинали; в результате среднеюрская вулканогенная толща была собрана в складки и, соединив отдельные глыбы, вызвала их консолидацию в более крупные массивы, значительно увеличив одновременно размеры основной геотектонической единицы—Грузинской глыбы [190].

Нижеприведенная схема (рис. 31) показывает распределение геосинклиналей и глыб до и после батского орогенеза и приуроченных к ним вулканогенных толщ.

Приведенная концепция И. Р. Кахадзе лучше других объясняет осо-

бенности развития вулканических явлений как юрского, так и более поздних времен, к рассмотрению которых сейчас и перейдем.

Среднеюрская вулканическая серия пород представлена спилитами, авгитовыми и роговообманковыми порфиритами и диабазами. По общему характеру, минералогическому и химическому составу среднеюрская вулканогенная толща вполне соответствует спилито-порфиритовым формациям, характерным для всех складчатых гор. Образование этой толщи связано с развитием геосинклинали южного склона Большого Кавказа; но эта геосинклиналь имела широкую связь с обширной геосинклиналью Тетиса, непосредственно входя в ее состав. Именно поэтому среднеюрская толща имеет такое широкое распространение и в пределах Армении и Азербайджана.

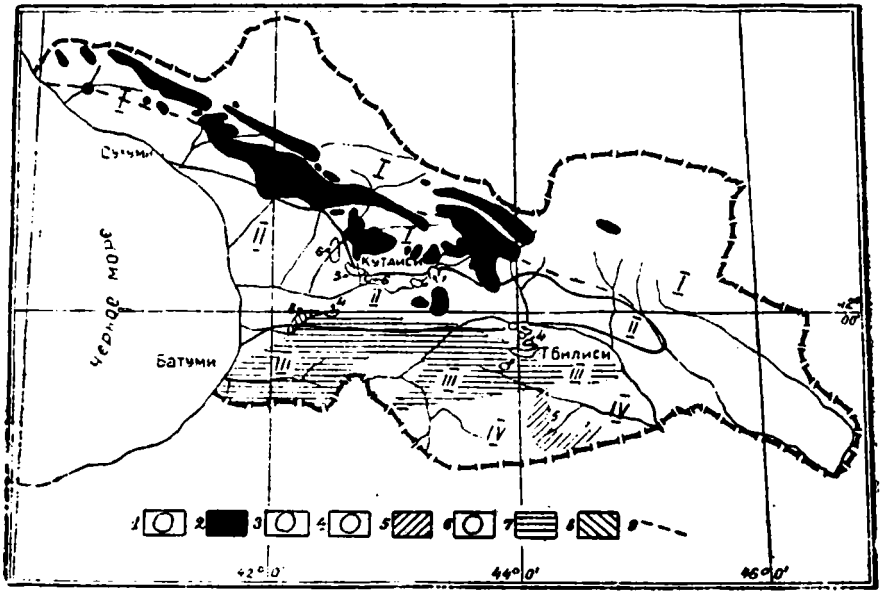


Рис. 31. Приуроченность домиоценовых вулканогенных образований к геотектоническим единицам Грузии. 1—нижнелейасовая кварц-порфировая толща; 2—среднеюрская спилито-порфирито-диабазовая серия; 3—верхнеюрская оливиновый базальт-трахибазальт-трахитовая серия; 4—меловая спилито-порфиритовая серия, 5—меловая альбитофировая серия; 6—меловая анальцимовый пикрит-базальт-фонолитовая серия; 7—среднеэоценовая диабазо-порфиритовая серия; 8—верхнеэоценовая трахито-тефритовая серия; I—область геосинклинали южного склона Большого Кавказа до батской орофазы; II—Грузинская глыба до батской орофазы; III—область Аджаро-Триалетской геосинклинали; IV—северная периферия Сомхитской глыбы; 9—северная граница Грузинской глыбы после батской орофазы

В условиях быстро развивающейся геосинклинальной зоны могла образоваться характерная для орогенов известково-щелочная серия, в которой диференциация чаще не шла дальше образования роговообманковых порфиритов. В участках геосинклинали, где находились древние массивы—глыбы,

под влиянием выделяющихся из базальтовой магмы «гранитизирующих агентов» происходило образование кислой магмы, которая изливалась в самые ранние периоды геосинклинального вулканизма именно вокруг этих глыб. Этим объясняется наличие нижнелейасовых толщ кварцпорфиров и кварцевых альбитофиров в пределах Дзирульского и Храмского массивов.

Во время батской орогенетической фазы произошла складчатость порфиритовой серии, вызвавшая увеличение размеров глыб, особенно в северном направлении и там, где раньше имели геосинклинальный бассейн с соответствующим вулканизмом, после складчатости образуются жесткие участки, ведущие себя также, как и древние глыбы. Во время процесса орогенеза происходит отжимание магмы из геосинклинальных магматических бассейнов в сторону глыб и в местах, где были созданы соответствующие условия, под ними образуются отдельные изолированные очаги небольших размеров. Магма этих очагов является остаточной для общего среднеюрского бассейна, так как мощные излияния резко известково-щелочных базальтовых пород в средней юре вызывают обогащение магматического очага щелочами. Поэтому под глыбы отгоняется уже не первичная базальтовая, а уже более обогащенная щелочами трахи-базальтовая магма; спокойная и длительная дифференциация этой последней под глыбой создает характерный для глыбового вулканизма ряд пород—оливиновые базальты—трахибазальты-трахиты, которые изливаются на поверхность лишь в верхней юре (век пестроцветной свиты=кимеридж—титон).

К батской же орофазе приурочено внедрение гранодиоритовых и монцонитовых интрузий, питающихся из тех же магматических очагов, откуда черпали материал среднеюрские вулканы. Поэтому, естественно, что интрузивы встречаются главным образом в пределах распространения самой среднеюрской вулканогенной толщи. Гранодиоритовая интрузия, внедряясь в толщу базальтового состава, не могла не измениться за счет контаминации от вмещающих базальтов. В результате такой контаминации и получились те сравнительно основные узкие внешние зоны, которые почти всегда окружают юрские гранодиоритовые массивы. Наглядный пример этого явления был детально описан на Хевисджаварском интрузиве Г. М. Заридзе [170]. Однако позже сам автор почему то стал совершенно по иному объяснять это явление, которое ранее, по нашему мнению, было вполне правильно истолковано. Дайки дацитов, ортофиров, кварцпорфиров и других кислых альбитизированных пород, нередко встречающихся в среднеюрской вулканогенной толще, представляют собой жильную фацию батских интрузивов.

Все это разнообразие пород, появившихся в геосинклинальной полосе южного склона Большого Кавказа и, повидимому, на всей северной периферии этого участка Тетиса, относится к одному, юрскому магматическому

циклу, тесно связанному с развитием орогенной зоны. Юрский магматический цикл включает в себе: 1) нижнелейасовую толщу кварц-порфиров и кварцевых альбитофиров и среднеюрскую спилито-порфирито-диабазовую толщу, представляющих собой продукты вулканизма, имевшего место до начала орогенной фазы, то-есть они являются доорогенными образованиями, 2) батские интрузивы и сопровождающие их жилы, внедрившиеся во время батской орофазы—синорогенные образования и 3) верхнеюрскую—оливиновый базальт—трахитовую серию пород, появившуюся из отделенного от главного магматического бассейна изолированного очага, который начинает существовать и действовать лишь после батской орофазы, являясь таким образом посторогенным образованием. Но ввиду того, что образование изолированного очага связано с батской орофазой, то и верхнеюрскую серию нужно считать последним, завершающим этапом юрского магматического цикла. Верхнеюрское время в целом все же является периодом относительного покоя в отношении вулканических извержений и означенная выше оливин-базальт-трахитовая серия имеет небольшие мощности, и, что важнее, небольшое площадное распространение, подтверждающее появление этих пород из небольшого изолированного магматического очага.

Период покоя продолжался и в нижнемеловое время. Лишь с верхов апта или с низов альба начинается пробуждение магматических явлений в связи с развитием Аджаро-Триалетской геосинклинали. В начальные фазы этого вулканизма появляется в пределах геосинклинали мощная толща роговообманковых и реже авгитовых порфиритов, в низах же толщи встречаются, представленные здесь гораздо слабее, чем в среднеюрской толще, спилиты. Магма мелового вулканизма Аджаро-Триалетского хребта была уже не базальтовая, как в средней юре, а андезитовая, а также чуть богаче щелочами. В целом же меловая вулканогенная толща образует типичную известково-щелочную группу пород, которая как по минералогическому, так и по химическому составу является спилито-порфиритовой формацией, эквивалентной среднеюрской толще, характерной для геосинклинальных зон. Меловой вулканизм находит свое продолжение в палеогеновом (эоценовом) вулканизме Аджаро-Триалетского хребта, где вулканические явления не прерывались от альба до олигоцена. В верхнем мелу имело место не прекращение, а ослабление вулканических извержений. Но магма среднего эоцена соответствует андезито-базальту и богаче щелочами, чем среднеюрская магма. Чем же объяснить такое различие магм среднеюрского и мелово-палеогенового магматических бассейнов. Не можем же мы допустить существование какой то юрской геосинклинали тихоокеанского типа и позже в той же области мелово-палеогеновой геосинклинали средиземноморского типа. Как юрская, так и Аджаро-Триалетская геосинклиналь находятся в зоне альпийского орогена и, казалось бы, должны были иметь и вулканизм одинакового характера.

Фактически дело так и обстоит, и мы наблюдаем полное сходство в развитии магматических очагов юрской и мелово-палеогеновой геосинклинали. Различие же в составе исходных магм, выражающееся в чуть более кислом и более щелочном характере магмы Аджаро-Триалетского очага, легко объясняется тем, что последний получил магматический бассейн по наследству от юрского бассейна; мощные излияния резко известково-щелочных базальтовых лав не могли не изменить состава оставшегося бассейна в сторону увеличения кислотности и щелочности. По концепции И. Р. Кахадзе [190], под меловыми отложениями Аджаро-Триалетии обязательно должны находиться среднеюрские спилито-порфиритовые покровы. Это явление эволюции магмы от юры к мелу и эоцену характерно для всего Закавказья и впервые было наглядно показано К. Н. Паффенгольцем [276] для Малого Кавказа с помощью применения метода А. Н. Заварицкого. Предложенное нами объяснение делает понятным такую эволюцию магмы не только для Армении и Азербайджана, но и для всего Тетиса. Вероятно, излияниями в юре, мелу и палеогене известково-щелочных пород со все увеличивающейся щелочностью и объясняется тот факт, что начиная с миоцена по настоящее время вулканы Средиземного моря, геосинклинальная природа которого признана всеми авторитетами геологической науки, изливают богатые калием лавы, что и побудило Ниггли выделить особый средиземноморский калиевый тип пород.

От Аджаро-Триалетского магматического бассейна в меловое время отделился изолированный очаг под Грузинской глыбой. Этот очаг в условиях спокойной медленной кристаллизации дает серию пород—анальцимовые пикрит-базальты-фонолиты. Появление такой своеобразной натриевой серии объясняется как первичным составом магмы (спилитовый состав), так и, возможно, влиянием ассимиляции известняков, чему вполне способствовала геологическая обстановка в виде наличия мощных карбонатных отложений нижнего и среднего мела Грузинской глыбы.

Второй очаг отделился от Аджаро-Триалетского геосинклинального магматического бассейна в предверхнеэоценовое время. Естественно, к этому времени магма среднего эоцена успела еще более обогатиться щелочами; поэтому отделившийся верхнеэоценовый очаг имел в среднем трахиандезитовый состав. Дифференциация такой магмы в спокойных условиях дает серию пород кали-базальт-тефрит-трахит с характерным для калиевых пород гетероморфизмом—оливин-лейцит в стекловатых и ортоклаз-биотит в более кристаллических породах. Во время предверхнеэоценовой орофазы произошла складчатость краевых частей Аджаро-Триалетской геосинклинали, северная периферия которой припаивается с южной стороны к Грузинской глыбе. Именно под этой переходной между геосинклиналью и глыбой зоной и образуется верхнеэоценовый магматический очаг, поэтому нужно

думать, что его распространение не должно ограничиваться Гурией, и что обнаружение калиевых пород возможно вдоль всей периферии Аджаро-Имеретинского и, быть может, Триалетского хребтов.

Как видно, геологическая обстановка образования верхне-эоценовой серии на границе с геосинклиналью преимущественно в окружении вулканических пород, и туронской серии «мтавари», расположенной в значительном удалении от геосинклинали под Грузинской глыбой в зоне развития карбонатных толщ, были существенно отличны друг от друга, что вместе с различием в первичном составе их магм и дало две резко различные серии: калиевую верхнего эоцена и натриевую туронского века.

Что касается кислых дацитовых и андезито-дацитовых пород мела бассейна р. Храми и палеоцена бассейна р. Алгетки, то они, аналогично нижнелейасовой кварцпорфировой толще, образовались вокруг глыб в геосинклинали в результате процессов контаминации между магмой и глыбой. Этим и объясняется приуроченность кислых эффузивных пород мела и палеоцена почти исключительно к глыбовым участкам.

Во время орофаз в эффузивные толщи Аджаро-Триалетского хребта происходили внедрения интрузивов соответствующего возраста и состава. Во время предверхнеэоценовой орогенетической фазы произошло внедрение сиенито-диоритовых интрузий, имеющих в пределах Аджарии и Гурии значительное распространение и приуроченных всегда к среднеэоценовой вулканогенной толще. Их возраст точно определяется как среднеэоценовый, так как их галька найдена в низах верхнего эоцена Гурии.

Во время предолигоценовой орогенетической фазы произошло внедрение анальцимовых сиенитов, которые всегда приурочены к верхнеэоценовой серии щелочных эффузивов. Их верхнеэоценовый возраст также не может вызывать сомнений, так как в Армении в низах олигоцена В. Н. Котляр нашел гальку этих щелочных сиенитов. Но в Аджаро-Триалетском хребте известна другая известково-щелочная серия эффузивов, распространенная не на периферии, а в зоне самой геосинклинали (Адигенская и авгитовая свиты). Предолигоценовая орофаза должна была дать внедрение интрузий, соответствующих по составу именно этим свитам. По нашему мнению, такими верхнеэоценовыми интрузиями нужно считать Дзамский (Квирайский), Нагебский и другие мелкие диоритовые тела, нередко встречающиеся в Аджаро-Триалетском хребте.

Не совсем ясным является вопрос меловых интрузивов, имеются ли таковые в Грузии? По нашему мнению, с австрийской орофазой должны были быть связаны интрузии мелового возраста. В частности, таким должен быть небольшой гранодиорито-монцонитового типа интрузив в Борчалинском районе в окрестностях сел. Брдзори [196], который внедрен в меловую кислую вулканогенную толщу и по составу также соответствует

ей. Мы ничего не говорим о многочисленных дайках, штокообразных и пластообразных телах дацитов и альбитофиров, часто встречающихся в вулканогенном мелу Борчалинского района, так как они являются лишь корнями меловых кислых эффузий.

С той же орофазой должно быть связано отжимание магмы из Аджаро-Триалетского геосинклинального бассейна в сторону Грузинской глыбы и образование изолированного туронского магматического очага, давшего свиту «мтавари».

Таким образом, в Грузии от среднего мела до олигоцена имеем один магматический цикл, тесно связанный с развитием Аджаро-Триалетской геосинклинали. Общий характер развития магматизма этой геосинклинали и юрской геосинклинали одинаков, но в Аджаро-Триалетской геосинклинали эффузивный процесс прерывался тремя орофазами, то-есть тремя фазами интрузивного процесса, в отличие от одной фазы в юрской геосинклинали. Поэтому в результате вулканизма, вызванного развитием Аджаро-Триалетской геосинклинали, имеем:

1) три эффузивные толщи известково-щелочного типа: мела, среднего эоцена и верхнего эоцена, являющиеся доорогенными образованиями, появившимися до соответствующих фаз орогенеза.

2) три интрузивных синорогенных фазы в мелу, в среднем эоцене и в верхнем эоцене и

3) две посторогенные эффузивные щелочные серии, излившиеся из изолированных магматических очагов в пределах глыбы или в переходной зоне между глыбой и геосинклиналью.

Подводя итоги всему вышеизложенному, нужно притти к заключению, что от юры до миоцена в Грузии наблюдаются два больших магматических цикла: юрский и мелово-палеогеновый. Здесь необходимо отметить, что понятие магматического цикла не является вполне определенным. По Тирелю [358], «мы должны исследовать, существует ли магматический цикл наряду с геологическим циклом и с термальным циклом в субкрустальных частях земного шара» (стр. 228). Поэтому понятно, что почти каждый геолог и петрограф по своему определяют магматический цикл. Некоторые за магматический цикл считают эффузивную и следующую за ней интрузивную фазу вместе; по мнению других, продукты диференциации определенного очага от кислых до основных образуют один магматический цикл; некоторые же отделяют интрузивный цикл от эффузивного цикла.

По нашему мнению, магматический цикл должен быть определен в связи с теми процессами в земной коре, которые обусловили магматическую активность. Такими процессами являются развитие геосинклинали и складчатость в ней, так как они вызывают появление эффузивной и интрузивной фаз вулканизма.

Конкретно это хорошо видно на примере Грузии. Здесь с развитием геосинклинали южного склона Большого Кавказа в среднеюрское время связан мощный эффузивный вулканизм в экструзивной и силловой фациях; в батской орофазе происходят интрузии гранодиоритов; эта же фаза вызывает отделение магмы из геосинклинального бассейна и образование под Грузинской глыбой изолированного очага, излияния из которого в верхней юре были небольшой интенсивности по сравнению с главной доорогенной эффузивной фазой средней юры. Этим заканчивается магматизм данной орогенной зоны.

Повторение вулканических явлений в той же последовательности видно в Аджаро-Триалетской геосинклинали, где магматическая активность продолжалась от среднего мела до олигоцена с небольшими перерывами. Но, в отличие от юрского магматизма, здесь имеем сложный цикл, состоящий из нескольких малых циклов, которые со своей стороны состоят из эффузивных и интрузивных фаз.

Что касается эффузивного вулканизма на Грузинской глыбе, связанного с изолированными очагами, то он не сопровождается непосредственно следующей за ним более молодой интрузивной фазой. В случае глыбового эффузивного вулканизма образуются лишь небольшие силлы и жилы, химически не отличающиеся от соответствующих эффузий и имеющие одинаковый с ними возраст; то-есть, по существу, эти гипабиссальные интрузивы являются корнями эффузии. Так, например: эссекситы сел. Гумати соответствуют трахи-базальтам верхней юры Кутаисского района, а тешенито-мончикитовые породы образуют жильную фацию туронских анальцимовых пикрит-базальтов и трахи-базальтов.

В нижеприводимой таблице дано распределение во времени эффузивных и интрузивных фаз и фаций и показана связь серий разного состава с разными геотектоническими единицами Грузии (таб. 29).

Таким образом, в результате проведенных исследований все эффузивные и интрузивные породы домиоценовых магматических циклов находят место в общей схеме геотектонического развития Грузии.

V. К ВОПРОСУ О ВОЗМОЖНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОЛУЧЕННЫХ ВЫВОДОВ НА ДОМИОЦЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ВОСТОЧНОГО ЗАКАВКАЗЬЯ

Петрография Армении и Азербайджана достаточно детально изучена. Кроме общих сводок И. А. Преображенского [281] и А. С. Гинзберга [99], за последние двадцать лет проведены большие работы по геолого-петрографическому изучению отдельных областей или районов Восточного Закавказья. Из этого периода наиболее важными для нас являются исследования К. Н. Паффенгольца [261—276], В. Г. Грушевого [108—111],

А. Н. Соловкина [322—328], В. Н. Котляра [198—202], А. С. Гинзберга [99—98] и Ш. А. Азизбекова [9—10], которые в значительной части посвящены петрографии домиоценовых эффузивных пород.

Распределение фаз домиоценового вулканизма во

Периоды магматических явлений в связи с развитием орогенной зоны	Характер изливающихся магм, фазы и фации магматических проявлений		Юрский магматический цикл		
			Нижняя юра	Средняя юра	Верхняя юра
Доорогенный период	Контаминированная первичная недифференцированная магма у глыб или слабо дифференцированная базальтовая магма, изливающаяся в геосинклинали	Эффузивная фаза: Экструзивная фация	Кварцевые порфиры и кварцевые альбитофиры	Спилитовые и лабрадоровые порфириты и туфы	
		Эффузивная фаза: Силловая (жильная) фация		Спилитовые и лабрадоровые диабазы	
		Эффузивная фация		Редкие покровы кварцевых порфиров и альбитофиров в среднеюрск. вулканогенной толще	
Синорогенный период	Интрузивная фаза	Интрузивная и жильная фации		Гранодиоритовые интрузии батской орофазы: Хевисджварск., Келасурская и др.	
Посторогенный период	Сильно дифференцированная магма на глыбах	Эффузивная фаза: Экструзивная фация			Оливиновые базальты, трахибазальты, трахиты и туфы в пестроцветной свите
		Эффузивная фаза: Силловая (жильная) фация			Эссекситы окр. г. Кутаиси
		Эффузивная фаза: Мелкие штокообразные тела			

Особенно следует отметить последнюю сводку К. Н. Паффенгольца [276], в которой не только подытожены результаты его многолетних исследований, но использована вся богатая литература по этому вопросу и дана об-

времени и их связь с разными геотектоническими единицами

Таблица 29

Меловой-палеоценовый магматический цикл				
Альб-сеноман	Турон	Палеоцен нижний эоцен	Средний эоцен	Верхний эоцен
Спилитовые и лабрадоровые порфириты Аджаро-Триалетского хребта		—	Авгитовые порфириты и их туфы Аджаро-Триалетского хребта	Авгито-лабрадоровые порфириты и туфы
—	—	—	Диабазы, монцодиабазы, габбродиабазы	
Дациты и кварцевые альбитофиры бассейна р. Храми в Борчалинском районе		Дациты и кварцевые альбитофиры бассейна Алгетки		
Гранодиоритовый интрузив в окр. сел. Бардзаори в Борчалинском районе			Сиенито-диоритовые интрузии Аджаро-Триалетского хребта предверхнеэоценовой орофазы	Диоритовые интрузии р. Дзама, Бекарского перевала и др. предолигоценовой орофазы
	Анальцимовые пикритбазальты трахибазальты и фонолиты свити „мтавари“			Калибазальты, тефриты, трахиты и туфы
	Тешенито-камптонитовые породы окр. г. Кутаиси			Анальцимовые сиениты Гурии

щая картина геологического строения и развития вулканизма как Армении, так и всего Закавказья и даже всего Кавказа.

Несмотря на существование такой богатой литературы по петрографии Восточного Закавказья, провести параллели с Грузией в интересующем нас направлении не всегда бывает возможным. Часто неточные названия пород или недостаточная изученность отдельных эффузивных толщ вынуждает исследователя объединить совершенно не одинакового состава серии пород под одним названием. Такое положение, повидимому, частично существует и в Закавказье. Значительное количество примеров к этому можно привести хотя бы из Грузии. Достаточно указать, что все породы олиниовый базальт-трахитовой серии верхней юры до наших исследований назывались мелафирами, а породы меловой свиты «мтавари» отмечались как «порфириты», и такая интересная по составу и генезису пикрит-базальт-фонолитовая серия терялась в общей массе разных «порфиритов» домиоценовых толщ.

Все таки проведение некоторых параллелей вполне возможно и постараемся ниже показать это.

1. Юрская вулканогенная толща Грузии почти непрерывной полосой переходит из юго-восточной Грузии в Армению и дальше в Азербайджан. Везде она состоит из тех же авгитовых и роговообманковых порфиритов, диабазов и разных туфов, какие установлены для этой толщи в Грузии. Несомненно наличие в некоторых разрезах альбитовых порфиритов, которые представляют собой спилиты. Кислые породы здесь также играют подчиненную роль, как и в Грузии. Но К. Н. Паффенгольц выделяет еще мощную толщу кварцевых порфиров (мощн. 500 *м*), которая залегает под среднеюрской порфиритовой серией, а под ней толщу средней кислотности пород. Последние две толщи К. Н. Паффенгольц считает нижнеюрскими. Большие мощности этих вулканогенных толщ, их спилито-порфиритодиабазовый состав, их подводный характер, известково-щелочной тип химизма говорят за несомненно геосинклинальную природу этих образований. Ясно, что юрская геосинклиналь южного склона Большого Кавказа продолжалась в юго-восточном направлении в Армению и Азарбайджан.

Породы верхнеюрской фазы эффузивного вулканизма, по данным К. Н. Паффенгольца, «почти ничем не отличаются от пород среднеюрской вулканогенной толщи. В общем, они лишь несколько свежее последних».

Повидимому, как начало, так и конец вулканических извержений в юрской геосинклинали не совпадали в ее западной и юго-восточной частях.

2. Меловые эффузии в Восточном Закавказье известны от сеномана до сенона включительно. По К. Н. Паффенгольцу, они образуют две полосы: в передовых частях гор на севере и в середине Армянского нагорья (бассейны оз. Гокча, р. Тертер и р. Акера-чай). Первая, северная толща, находящаяся на границе с Куринской глыбой, представлена более кислыми порфиритами вплоть до дацитов. Вторая, южная толща, залегающая в центральных частях складчатой зоны Армении, состоит из более основных порфиритов. Получается полная аналогия с меловыми вулканогенами Аджаро-Триалетской геосинклинали, то-есть в самой геосинклинали имеем андезито-базальтового состава порфириты, а на границе с глыбой и на глыбе (Борчалинский район) более кислые эффузивы андезито-дацитового и дацитового состава.

3. Эоценовая вулканогенная толща имеет широкое развитие в Восточном Закавказье и везде приурочена к геосинклинальной зоне Малого Кавказа. Геосинклинальный характер этой толщи подтверждается громадной мощностью, зеленокаменным обликом и петрографическим и химическим составом пород, представленных авгитовыми и роговообманковыми порфиритами известково-щелочного ряда.

4. В верхнем эоцене в Армении местами изливались щелочные породы калиевой серии. Как и следовало ожидать, эти породы приурочены не к центральным частям геосинклинальной зоны, а к полосе, в тектоническом отношении являющейся переходной между складчатой зоной Армении и Сомхитско-Азербайджанской подзоной, то-есть имеем такую же картину, как и в верхнем эоцене Гурии.

Что касается олигоценовой вулканогенной толщи, имеющей, по К. Н. Паффенгольцу, в Армении широкое распространение, в Грузии аналогичная толща пока не установлена.

Здесь же необходимо отметить, что описанные П. П. Авдусиным [4—5] породы из палеогена Ленкоранского района, судя по химическому составу, относятся к ряду трахитов (содержание K_2O 5,0—5,71 и 4,57, а Na_2O —3,74 и 3,25). Это тем более интересно что по последним данным [294] Ленкорань и Талыш являются частью Куринской глыбы, так что там вероятно можно ожидать нахождения характерной для глыбового вулканизма оливиновый базальт-трахитовой серии.

Нам кажется, что детальное изучение эффузивных толщ Восточного Закавказья под углом зрения их связи с геотектонической структурой должно подтвердить сделанные нами для Грузии выводы.

В палеогене Армении В. Н. Котляр устанавливает наличие верхнеэоценовых интрузий гранодиоритового, сиенито-диоритового и др. состава, а также интрузии щелочных и нефелиновых сиенитов, причем последние моложе первых, но в пределах верхнего эоцена. Эту же схему принимает для

Грузик Г. М. Заридзе [175], но он часть интрузии переносит в олигоцен и поэтому у него в палеогене получаются интрузии верхнего эоцена и олигоцена. Фактически же в Аджаро-Триалетском хребте имеем две интрузивные фазы: среднего и верхнего эоцена. К среднему эоцену относятся сиенито-диоритовые и гранодиоритовые интрузии Аржарии и Гурии, так как их галька найдена Н. А. Канделаки в низах верхнего эоцена в Гурии. К верхнему эоцену же нужно относить щелочные сиениты, так как они всегда внедряются в верхнеэоценовую толщу щелочных эффузивов и галька аналогичных щелочных сиенитов установлена В. Н. Котляром [302] в низах олигоценовой вулканогенной толщи в Памбакском хребте. Ясно, что и в Армении имеются те же фазы: средне- и верхнеэоценовые.

К. Н. Паффенгольц, применяя метод академика А. Н. Заварицкого, изучил химизм вулканогенных пород Малого Кавказа и пришел к выводу, что магма делалась все более щелочной от юры до олигоцена включительно. На эти выводы А. Н. Заварицкий часто ссылается в своих работах и статьях [161—162], как на пример того, какие ценные результаты могут быть получены в результате применения его диаграмм.

Наши выводы для Грузии об эволюции магмы во времени полностью совпадают с выводами К. Н. Паффенгольца; и в Грузии магма эоцена была в общем более богата калием, чем юрская. Но это лишь в общих чертах для геосинклинальных магматических бассейнов в целом. А если учесть отдельные изолированные магматические очаги под глыбами, то их магмы оказываются более щелочными, чем поздние магмы геосинклинальных бассейнов. Например, верхнеюрская «глыбовая» магма чуть щелочная, а верхнемеловая «глыбовая» резко более щелочная, чем эоценовая «геосинклинальная магма».

Сопоставление химизма эффузивов Закавказья дает в своей работе Г. М. Смирнов [315], который приходит к тому же выводу, что и К. Н. Паффенгольц. Но он также не учитывает условий нахождения вулканогенных толщ, а объединяет их по возрастному принципу. Нельзя не отметить, что вводить новый параметр $Na_2O : K_2O$ вряд-ли целесообразно, когда параметр А. Н. Заварицкого «n» вполне точно передает ту особенность породы, для которой Г. М. Смирнов вводит новый параметр.

Приведенный краткий обзор данных по петрографии Восточного Закавказья показывает, что общая картина развития домиоценового вулканизма для всего Закавказья была одинаковой.

СУММАРНЫЕ ВЫВОДЫ

В предыдущих главах в каждом случае приводилось заключение, полученное на основании исследования богатого фактического материала. Здесь же даны суммирующие выводы по всей работе в целом, освещающие вкратце основные результаты изучения домиоценового вулканизма Грузии.

1. Эффузивные образования в Грузии имеют значительное распространение, слагая 27,2 процента ее территории, из коих 18 процентов приходятся на долю домиоценовых вулканогенных толщ. Последние играют существенную роль в геологическом строении Грузии. Одновременно, они не только являются вместителями ряда месторождений полезных ископаемых, но некоторые горизонты их сами представляют ценное полезное ископаемое (строительные туфы, пуццоланы и др.). Поэтому, детальное геолого-петрографическое исследование этих образований—задача большого теоретического и не меньшего практического значения. Без изучения эффузивных образований невозможно также строить схемы генетических и возрастных взаимоотношений интрузивных пород Грузии.

2. Изучение петрографического состава домиоценовых вулканогенных образований до наших исследований находилось в зачаточном состоянии. Исключение в этом отношении составляют диабазовые породы Главного Кавказского хребта, достаточно детально исследованные работами Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, Д. С. Белянкина, Л. А. Варданянца и др., и палеогеновые эффузивные породы Аджаро-Триалетского хребта, большая работа по геолого-петрографическому изучению которых проведена работниками Академии Наук СССР под руководством академика Д. С. Белянкина.

3. Сравнительное петрографическое изучение домиоценовых вулканогенных толщ Грузии впервые проведено нами. При этом широко использованы методы изображения химических составов в виде числовых характеристик и построения диаграмм академика А. Н. Заварицкого, что позволило сделать ряд важных выводов о характере эволюции химизма магмы во времени и в пространстве. Нами исследованы все встречающиеся в Грузии вулканогенные образования от палеозоя до олигоцена.

4. Эффузивные образования палеозойской эры в Грузии имеют незначительное распространение. Они представлены зелеными сланцами и амфиболитами в кембрийских филлитах Дзирульского массива и менее метаморфизованными диабазами и порфиритами в карбоновой свите в Верхней Сванетии. В обоих случаях порфириты и диабазы изливались в условиях геосинклинального бассейна и представляют собой метаморфизованные остатки офиолитовых формаций соответствующих складчатых зон.

5. Интенсивное проявление вулканизма наблюдается в юрском периоде; оно связано с развитием геосинклинали южного склона Большого Кав-

каза. В результате юрского вулканизма образовались нижнелейасовая, среднеюрская и верхнеюрская вулканогенные толщи.

6. Нижнелейасовая толща кварц-порфиров и кварцевых альбитофиров всегда приурочена к периферии глыб и имеет небольшое распространение. В Дзирульском массиве она описывалась в виде двух самостоятельных и разновозрастных толщ: нижних туффитов и кварц-порфиров. Полнос геолого-петрографическое сходство этих толщ не оставляет сомнения в их одновозрастности и принадлежности к одной и той же фазе юрского вулканизма. Нижнелейасовые кварц-порфировые толщи Дзирульского и Храмского массивов геологически и петрографически аналогичны описанному Л. А. Варданянцем и В. П. Ренгартеном нижнелейасовому кератофировому горизонту некоторых районов Центрального и Северного Кавказа, который также почти всегда приурочивается к древним массивам в геосинклинали Большого Кавказа.

7. Среднеюрская вулканогенная толща мощностью до 3-х *км* широко распространена как в Грузии, так и в Восточном Закавказье. Она вместе с диабазами Главного хребта образует спилито-порфирито-диабазовую (зеленокаменную, офиолитовую) формацию, характерную для всех складчатых горных систем как альпийского, так и более древнего орогенеза. В сложении вулканогенной толщи принимают участие порфириты двух типов: 1) спилитовые, содержащие из полевых шпатов исключительно альбит и олигоклаз-альбит, и 2) лабрадоровые, в которых плагиоклаз представлен лишь основными членами.

Оба типа образуют самостоятельные крупные фазы среднеюрского эффузивного вулканизма, причем спилиты всегда принадлежат первой, более ранней фазе. В каждом типе имеются разновидности: авгитовые, роговообманковые и без темного силиката, которые образуются в результате дифузивного вулканизма, причем спилиты всегда принадлежат первой, более между извержениями.

Диабазы и диабазовые порфириты имеют в вулканогенной толще резко подчиненное значение и встречаются лишь в виде отдельных жил. Покровы диабазов распространены лишь на северной периферии развития толщи в переходной зоне между вулканогенной и флишевой фациями (ущелья рек Паца, Сакаура, Лухуми). Периферические части диабазовых покровов представлены порфиритами и лишь центральные участки имеют офитовую или офито-порфировую структуру.

Кислые породы в среднеюрской вулканогенной толще играют незначительную роль, встречаясь чаще в виде даек разной мощности. Покровная форма залегания встречена лишь в двух местах. Эти породы представлены кварц-порфирами и кварцевыми альбитофирами, всегда содержащими из плагиоклазов исключительно альбит. Они не занимают определенного

стратиграфического положения, встречаясь на разных горизонтах вулканогенной толщи. По химическому составу эти породы аналогичны нижнелейасовым кислым эффузивам и представляют собой дациты, липаритодациты и трахи-дациты с вторичной альбитизацией плагиоклаза. Поэтому их правильнее считать за жильную фацию батских гранодиоритовых интрузий.

Кластические породы имеют в толще преобладающее развитие; некоторые районы сложены исключительно ими, лавы же или полностью отсутствуют, или слагают небольшие участки. Такое соотношение лав и пирокластолитов указывает на центральный тип извержений с сильными взрывами. Кластические породы средней юры представлены пирокластолитами, терригенными кластолитами и туфогенными кластолитами. Пирокластолиты содержат все структурные разновидности от псефитовых до пелитовых. По составу они соответствуют спилитовым или лабрадоровым порфиритам.

В участках бассейна, удаленных от центра извержения, отлагались, терригенные кластолиты, которые состоят или из продуктов размыва кристаллических пород Грузинской глыбы, или же из таковых вулканических островов, сложенных порфиритами и туфами. В зависимости от преобладания того или иного материала получались аркозовые или граувакковые песчаники или же смешанные аркозо-граувакковые породы.

Туфогенные кластолиты образовались лишь в результате смешения пирокластического и терригенного материала; поэтому отнесение к ним граувакковых песчаников, не содержащих первичного пирокластического материала, не может считаться правильным.

8. Диабазы флишевых толщ Главного хребта по химико-минералогическому составу вполне аналогичны диабазам вулканогенной толщи, а от соответствующих порфиритов отличаются лишь структурно. Среди диабазов отчетливо выделяются два основных типа: альбитовый (спилитовый) и лабрадоровый, которые впервые были установлены в районе Архотского перевала Д. С. Белянкиным. Эти диабазы представляют лишь силловую фацию среднеюрского эффузивного вулканизма: спилитовые диабазы соответствуют спилитовым порфиритам и вместе с ними образуют самую раннюю фазу, а лабрадоровые диабазы соответствуют лабрадоровым порфиритам и, аналогично последним, всегда появляются после спилитовой фазы.

Часто наблюдаемая уралитизация лабрадоровых диабазов характерна не исключительно для них, а замечена и у спилитовых диабазов, когда последние залегают в виде даек. Уралитизация лабрадоровых диабазов также связана с их дайковой формой залегания и, повидимому, вызвана влиянием молодых интрузий.

Ввиду того, что спилитовые диабазы Чаухи и Чутхаро залегают над верхнелейасовой флишевой толщей, частично переслаиваясь с верхними горизонтами последней, их возраст определяется в пределах верхний лейас—нижний байос. Лабрадоровые же диабазы, являясь более молодыми, не выходят за пределы средней юры и нет никаких серьезных оснований считать их послебатскими.

9. Во время батской орогенетической фазы произошла складчатость среднеюрской вулканогенной толщи и внедрение в нее гранодиоритовых интрузий. Складчатость вызвала прекращение эффузивного вулканизма ввиду закрытия тех путей, по которым происходили вулканические извержения. Складчатая вулканогенная толща, консолидируясь, увеличивает размеры Грузинской глыбы.

10. Под этими складчатыми участками образуется небольших размеров отдельный изолированный магматический очаг, в котором в спокойных условиях происходит дифференциация. Этот дифференцированный очаг начинает действовать лишь в кимериджский век и дает оливиновый базальт—трахибазальт-трахитовую серию, характерную для эффузивного вулканизма океанических островов.

Силловая—жильная фация верхнеюрских эффузивов представлена синхроничными с ними эссекситами окрестностей г. Кутаиси.

11. После значительного периода покоя, вулканическая активность начинает проявляться с среднемелового времени в связи с развитием Аджаро-Триалетской геосинклинали. В результате от среднего мела до палеогена образуются три вулканогенные толщи разного состава: основных и средних порфиритов, кислых альбитофиров и щелочных базальтов—фонолитов.

12. Меловая вулканогенная толща Аджаро-Триалетского хребта представлена главным образом роговообманковыми, реже авгитовыми порфиритами андезитового и андезито-базальтового состава; они ясно разделяются на два типа: спилитовый—образующий первую, самую раннюю, фазу и андезино-лабрадоровый, изливающийся после спилитов.

13. Меловая вулканогенная толща Сомхитской глыбы слагается дацитами, андезито-дацитами и трахи-дацитами, плагиоклаз которых в большинстве случаев полностью альбитизирован, что превращает эти породы в альбитофиры. Образование этой толщи также связано с проявлением ранних фаз геосинклинального вулканизма в пределах глыбы.

Многочисленные купола, дайки и неккоподобные тела дацитов и альбитофиров, встречающиеся в меловой вулканогенной толще Сомхитской глыбы, представляют собой лишь корни эффузий. Интрузивная фаза мелового вулканизма в Грузии точно не установлена. Возможно, к ней относится грандиорит-монцонитовая интрузия окрестностей сел. Брдазори Борчалин-

ского района, так как она внедрена в меловую вулканогенную толщу и имеет одинаковый с ней состав.

14. Исключительной по составу является туронская вулканогенная толща Грузинской глыбы. Она слагается богатыми натрием породами анальцимовый пикрит-базальт-трахибазальт-фонолитовой серии, характерной для океанических островов. Нефелиновые породы, впервые установленные в Грузии лишь в этой толще, имеют локальное распространение. Образование этой своеобразной серии обусловлено спокойной дифференциацией спилитового состава магмы в Грузинской глыбе.

Силловая (жильная) фация туронских анальцимовых пикрит-базальтов и трахи-базальтов представлена синхронными с ними жилами меланито-камптонитовых пород окрестностей г. Кутаиси.

15. Туфогенные породы меловых вулканогенных толщ представляют собой результат смешения пирокластического и известкового осадочного материала; поэтому их правильнее называть известковыми или карбонатными туфогенами, в отличие от песчанистых или кластических туфогенов, в которых осадочный компонент представлен терригенным материалом.

16. Верхнемеловое время является периодом покоя в отношении вулканизма. Лишь в палеогене вновь начинаются вулканические извержения, давшие в эоцене мощные лавовые и пирокластические накопления.

17. Палеоценовые отложения Аджаро-Триалетского хребта представлены нормально-осадочными породами—известняками, мергелями и аркозово-граувакковыми песчаниками. Лишь в верхних горизонтах толщи появляется первичный пирокластический материал. Таким образом, в палеоценовое время в Аджаро-Триалетской геосинклинали не видно следов активного вулканизма. Но, на Сомхитской глыбе, в бассейне р. Алгетки установлено наличие палеоценовых кислых эффузий дацитового состава. Исходя из этого следует считать, что первые фазы палеоценового малого магматического цикла Аджаро-Триалетской геосинклинали проявляются в излиянии кислых пород не в геосинклинали, а на глыбе, аналогично-нижнелейасовым и меловым кислым эффузивам юрского и мелового вулканизма.

18. Интенсивный вулканизм в Аджаро-Триалетской геосинклинали наблюдается в эоцене. Низы среднеэоценовой вулканогенной толщи слагаются туфами андезитового состава, так называемой свитой пирокластического флиша, за которой выше следует вулканогенная толща мощностью до 2 км. Покровы в ней играют резко подчиненное значение по сравнению с пирокластолитами; как количество, так и мощность их не постоянны для разных районов.

По петрографическому составу намечается разделение всех покровов на 2 типа: 1) приуроченные к нижним горизонтам более богатые плагиоклазовыми и бедные авгитовыми фенокристаллами светлосерые порфириты

андезитового состава с незначительным содержанием цеолитов, и 2) приуроченные к верхним горизонтам, богатые авгитовыми фенокристаллами черные порфириты базальтового состава, всегда богатые цеолитами.

Явление альбитизации хорошо выражено в обоих типах и встречается лишь у висячего и лежачего боков покровов. Наблюдается обогащение цеолитами именно альбитизированных участков.

19. Секущие жильные породы в среднеэоценовой вулканогенной толще представлены авгито-лабрадоровыми, часто альбитизированными, цеолитовыми микрогаббро, которые по минералогическому составу вполне аналогичны верхним черным порфиритам и представляют их жильную фацию. Сюда же должны быть отнесены разные цеолитовые жильные породы Аджаро-Триалетского хребта (цеолитовое габбро, сколецититы).

20. Наряду с мощными экструзивными процессами из вулканов центрального типа эоценовый эффузивный вулканизм проявился также внедрением силловых тел разной мощности в нижележащие палеоцен-нижнеэоценовые отложения. По структурно-минералогическим особенностям эти породы относятся к ряду диабаз-монцонит и переходные разности этого ряда правильнее называть монцонит-диабазами, а не эссексит-диабазами, так как в них отсутствуют признаки эссекситовых пород.

По составу диабазы вполне аналогичны нижним светлым порфиритам среднего эоцена, силловую фацию которых они представляют. Поэтому, их возраст определяется как средний эоцен, что подтверждается фактом пересечения этих диабазов верхними черными порфиритами.

Аналогично юрским диабазам, диабазы эоцена образовались в эффузивной фазе вулканизма в виде силлов на дне геосинклинали. Поэтому, мнение некоторых исследователей, считающих эти монцо-диабазы за жильную фацию интрузивного вулканизма, нужно считать неправильным.

21. Во время предверхнеэоценовой орофазы произошло внедрение сиенито-диоритовых интрузий Аджарии и Гурии. Они по химико-минералогическому составу вполне соответствуют эоценовым эффузивам и также имеют среднеэоценовый возраст.

22. В целом среднеэоценовая вулканогенная толща образует диабазо-порфиритовую-офиолитовую формацию и вместе с аналогичной меловой толщей эффузивов представляет известково-щелочную серию, характерную для геосинклинальных горных систем.

23. Вулканизм верхнего эоцена дал две серии пород. В пределах геосинклинали образовалась андезито-базальтовая известково-щелочная серия, представленная «адигенской» и «авгитовой» свитами. В переходной же между геосинклиналью и глыбой зоне, в северной Гурии, накапливалась калиевая серия пород, состоящая из калибазальтов, тефритов и анальцимовых трахитов.

24. Во время предолигоценовой фазы орогенеза произошло внедрение анальцимовых сиенитов, которые всегда приурочены к толще верхнеэоценовых щелочных эффузивов.

25. Некоторые из домиоценовых вулканогенных толщ являются вместителями месторождений полезных ископаемых, которые иногда генетически связаны с соответствующей толщей. Например, появление баритовых жил в среднеюрской толще вызвано своеобразием химического состава пород последней. Наличие в сеномане залежей отбеливающих глин типа гумбрина связано с меловым вулканизмом в Аджаро-Триалетской геосинклинали и т. д. Выяснение условий генезиса этих полезных ископаемых дает возможность правильно вести поиски новых месторождений.

26. Изучение вулканогенных толщ позволило по новому осветить сущность наблюдавшихся в них некоторых процессов петро- и минерогенеза.

а) Альбитизация и образование спилитов происходит в верхней части геосинклинального магматического бассейна до начала вулканических извержений. Поэтому спилиты изливаются первыми. В последующие фазы извержений появляются лишь частично альбитизированные породы, так как усиление движений в геосинклинали не дает возможности процессу альбитизации дойти до конца. С другой стороны, наряду с настоящими спилитами встречаются частично альбитизированные породы. Здесь верхние и нижние части покровов альбитизированы, а центральная часть является лабрадоровой. В этом случае альбитизация должна быть вызвана совместным действием автометаморфизма и морской воды.

б) Роговообманковые порфириты появляются как фация авгитовых порфиритов и образуются в результате диференциации в отдельных вулканических центрах: более кислые—роговообманковые лавы в верхней части и более основные—авгитовые—в нижней. Поэтому первые всегда изливаются раньше авгитовых пород соответствующей фазы.

в) Уралитизация в диабазах встречается не только у лабрадоровых, но и у спилитовых типов и связана с дайковой формой залегания, так как выделяющиеся из молодых интрузий пневматолито-гидротермальные агенты следовали именно вдоль таких даек, находя здесь наиболее удобные пути.

г) Цеолитизация генетически связана с той фазой вулканизма, в породах которой она наблюдается. Поэтому характер появляющихся цеолитов зависит от состава магмы. Например, в среднеюрской резко известково-щелочной серии встречаются лишь известковые цеолиты: гейландит, томсонит; в туронской щелочной серии установлены лишь анальцим и натролит. В мелово-палеогеновой же толще наиболее распространены склолцит, мезолит и ломонтит, хотя нередко встречаются и натриевые цеолиты; последние появляются не в результате непосредственного выпадения из ги-

дротермальных растворов, а лишь путем взаимодействия гидротерм на плагиоклазы, откуда и заимствуется натриевый силикат. В эоценовых породах ясно устанавливается связь между альбитизацией и цеолитизацией.

д) Появление бовлингитовых (иддингситовых) псевдоморфоз по оливину в базальтах верхней юры и турона связывается с субаэральным выветриванием, так как подводные покровы того же состава содержат лишь серпентинизированные зерна оливина.

е) Пироксены среднеюрских и среднеэоценовых пород обнаруживают в общем одинаковый состав и приближаются к диопсидам. Но эоценовые пироксены чуть богаче закисным железом, чем, вероятно, и вызвана их слегка зеленоватая окраска в шлифе.

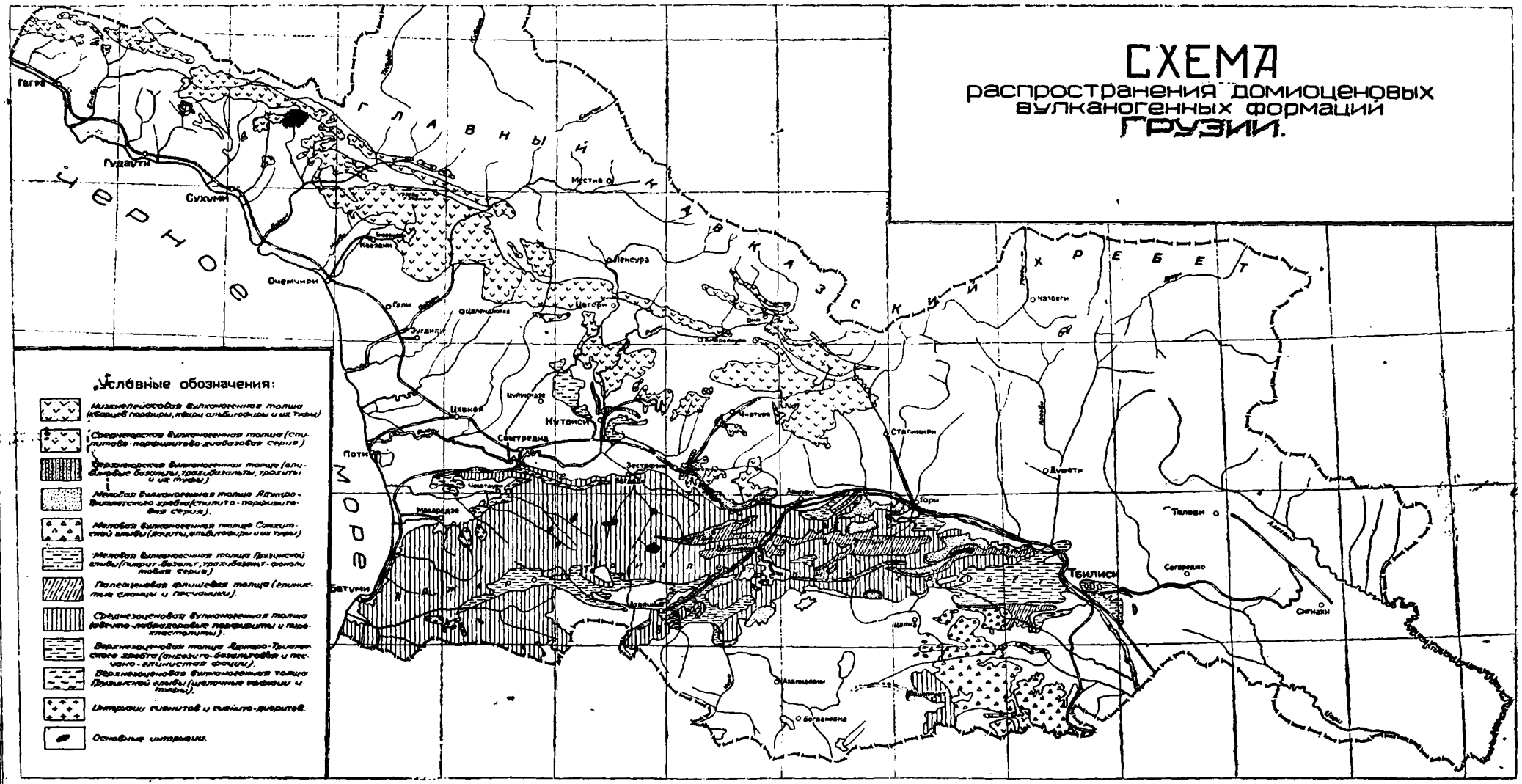
27. Степень измененности эффузивных пород зависит от их приуроченности к той или иной геотектонической зоне. Породы средней юры и мелово-палеогеновые, приуроченные к геосинклинальным зонам, показывают одинаковый характер изменения. Более же древние, чем среднеэоценовые, породы верхней юры и турона являются более свежими. Поэтому, вместо терминов палеотипные и кайнотипные—правильнее употреблять оротипные и кратотипные серии и породы.

Номенклатуру порфиритовых пород недостаточно основывать на характере темного силиката, так как термин «порфирит» не означает породы определенного состава. Он лишь выражает состояние зеленокаменного изменения. Поэтому, например, авгитовый порфирит по составу может соответствовать базальту, андезиту или даже дациту. Это вызывает необходимость указывать в названии порфирита и характер плагиоклаза, например: авгитовый лабрадоровый, авгитовый андезиновый, авгитовый альбитовый и т. д. порфириты.

28. По характеру химизма среди домиоценовых вулканогенных серий выделяются две известково-щелочные серии: среднеюрская и мелово-среднеэоценовая и три щелочные серии: верхнеюрская, верхнеэоценовая и туронская. На диаграмме химизма они образуют пять линий, из коих среднеюрская занимает крайне левое положение, соответствуя первому типу Пеле-Лассен-пик, выделенному А. Н. Заварицким. Среднеэоценовая линия ближе стоит к типу Этны, образуя переходную к щелочным типам серию. Верхнеюрская и верхнеэоценовая по щелочности мало отличаются от соответствующих известково-щелочных серий. Туронская же серия образует натриевый тип и на диаграмме занимает крайне правое положение. Она отличается от других щелочных серий не только более повышенной общей щелочностью, но и преобладанием натрия над калием.

29. Таким образом, в Грузии до миоцена имеем две эпохи вулканизма—юрскую и мелово-палеогеновую.

СХЕМА
распространения домиоценовых вулканогенных формаций Грузии.



30. Юрская эпоха вулканизма связана с юрским периодом развития геосинклинали южного склона Большого Кавказа. В доорогенный период развития этой геосинклинали имело место мощное излияние базальтового состава лав, давших спилитовые и лабрадоровые порфириты. Во время батской орофазы произошло внедрение гранодиоритовых интрузий и складчатость вулканогенной толщи. В этот же период происходит отделение от общего геосинклинального магматического бассейна изолированного очага, который в условиях спокойной дифференциации под глыбой дал оливиновый базальт-трахитовую серию. Естественно, что юрский магматический бассейн, в результате мощных излияний резко известково-щелочных лав, имел в батское время уже не базальтовый, а трахи-базальтовый состав, чем и объясняется своеобразие химического состава верхнеюрских эффузивов Грузинской глыбы.

31. Мелово-палеогеновая эпоха вулканизма связана с развитием Аджаро-Триалетской геосинклинали. В пределах геосинклинали в мелу и среднем эоцене происходит образование мощных спилито-порфиритовых толщ, в которые во время соответствующих орофаз происходит внедрение меловых и среднеэоценовых интрузий.

В связи с теми же орофазами происходит образование изолированных очагов под глыбой. В меловое время во время спилитовой фазы состояния геосинклинального магматического бассейна под Грузинской глыбой образуется отдельный очаг. Таким составом исходной магмы объясняется появление своеобразной туронской анальцимовый пикрит-базальт-фонолитовой серии.

В верхнеэоценовое время из эоценового геосинклинального магматического бассейна, который к этому времени успел уже заметно обогатиться калием, отделяется под глыбой изолированный очаг, давший тефрито-трахитовую калиевую серию.

32. Образование кварцпорфирово-альбитофирового состава кислых эффузивных толщ нижнего лейаса, альб-сеномана и палеоцена вызвано действием минерализаторов в контакте магматического бассейна с глыбами, чем и объясняется исключительная приуроченность их к последним.

33. Как видим, рассмотрение вулканогенных толщ в их связи с геотектонической историей дает возможность легко объяснить все разнообразие пород, которое имеет место в домиоценовых вулканогенных формациях Грузии.

34. Проведение сравнения домиоценового вулканизма Грузии с вулканизмом той же эпохи Армении и Азербайджана показывает, что развитие магматических явлений во всем Закавказье имело в общем одинаковый характер.

ИСПОЛЬЗОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Abich H. Prodromus einer Geologie der Kaukasischen Länder. Mém. d. l'Ac. d. Sci. de St. Pétersb., VI ser. t. VII. Pétersb. 1858.
2. Абих Г. В. Геология Армянского нагорья, западная часть. Зап. Кавказ. отд. Русск. геогр. общества, т. 21, 1899.
3. Абих Г. В. Геология Армянского нагорья, восточная часть. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. общества. т. 23, 1902.
4. Авдусин П. П. Краткий отчет о геологических изысканиях в Ленкоранском районе летом 1930 г. Изв. Всесоюзн. геол. развед. объединения, т. II, в. 62, 1932.
5. Авдусин П. П. К геологии Талыша. Известия Азерб. Красн. Нефт. Ин-та № 4 (11), 1932.
6. Агалин Г. П. О горных породах Ткварчельского района. Тр. Геол. Комитета, нов. серия, вып. 189. 1928.
7. Агалин Г. П. Годовой отчет о геологических исследованиях в Сванетии и Абхазии. Фонды Груз. Геол. Управления. 1932.
8. Азизбеков Ш. А. Основные черты петрологии северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан). Известия Ак. Наук СССР, серия геологическая, № 2. 1944.
9. Азизбеков Ш. А. и Алиев Т. М. Лагодехи-Ахалсопели (геолого-петрографический очерк части южного склона Главного Кавказского хребта). Азерб. филиал Акад. Наук. Баку. 1940.
10. Азизбеков Ш. А. Петрология рудной зоны Малого Кавказа (в пределах северо-восточной его части). Фонды Аз. Акад. Наук. Баку. 1943.
11. Андреев Д. К. Новые данные о геологическом строении Главного Кавказского хребта в Дарьяльском ущелье. Изв. Акад. Наук СССР. № 2. 1945.
12. Аревадзе В. Л. Краткое геолого-петрографическое описание части Юго-западной Грузии в р-не месторождения Асканской глины. Труды Груз. отд. ВИМС. в. 2. 1938.
13. Багратуни Е. Г. Серноколчеданные месторождения Закавказья и их реальные перспективы. Мин. сырье, № 6. 1935.
14. Бакрадзе И. и Кереселидзе К. Отчет о разведке Самгуральского месторождения строительного туфа. Фонды Груз. Геол. Управления, 1940.
15. Баркалая Г., Вачнадзе Н., Нацвлишвили Ш. и др. Отчет баритовой партии Груз. отд. ИМС, работы 1936—37. Фонды Груз. Геол. Управления. 1938.
16. Бацевич А. Геологическое описание Шорапанского уезда Кутаисской губ. Мат. для геологии Кавказа, сер. I, кн. 7, 1877.
17. Бацевич А. Геологические наблюдения в бывшей Батумской области. Мат. для геол. Кавказа, сер. I, кн. 12. 1885.
18. Бацевич А. и Симонович С. Геологическое описание части Кутаисского уезда Кутаисской губернии, известной под названием Окриба. Мат. для геол. Кавказа, сер. I, кн. 4. 1873.
19. Беликов Б. П. Эффузивные породы Аджаристана. Материалы для геологии и петрографии Грузии, вып. 1. Акад. Наук СССР, 1935.
20. Беликов Б. П. Изверженные породы северо-восточных склонов Триалетского хребта. Материалы по геол. и петр. Грузии, вып. 15, АН СССР, 1935.
21. Беликов Б. П. и Кузнецов С. С. Геолого-петрографическое строение южных склонов Триалетского хребта. Материалы по геол. и петр. Грузии, вып. 20, АН СССР, 1936.

22. Беликов Б. П. и Кузнецов С. С. О габбровой интрузии на северо-восточных склонах Триалетского хребта. Труды Петр. Инст. Акад. Наук, вып. VI, 1934.
23. Беликов Б. П. Материалы к петрографии средне-юрской пирокластической толщи Сванетии. СОПС АН СССР, вып. 24, 1940.
24. Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Часть I. Юра и нижний мел. Труды ЦНИГРИ, вып. 108, 1938.
25. Белоусов В. В. Большой Кавказ, ч. 2. Верхний мел и третичные. Тр. ЦНИГРИ вып. 121, 1940.
26. Белоусов В. В. Большой Кавказ. ч. III. Общие вопросы. Складчатые движения. Магматизм. Труды ЦНИГРИ, вып. 126, 1939.
27. Берг Г. Геохимия месторождений полезных ископаемых. Перев. с немецкого. Москва. 1933.
28. Белянкин Д. С. Об альбитовом диабазе из Красной Поляны и о контакте его со сланцем. Изв. СПБ Полит. Инст., т. 15, 1911.
29. Белянкин Д. С. Об авгитовом порфире из окрестностей Ананура на Кавказе. Изв. СПБ Полит. Института, т. 17, 1912.
30. Белянкин Д. С. Материалы для петрографии Центр. Кавказа. Изв. СПБ Полит. Инст., т. 18, в. I, 1912.
31. Белянкин Д. С. Тешенит из Курсеби и его положение в системе горных пород. Изв. СПБ Полит. Инст., т. 17, в. 1, 1912.
32. Белянкин Д. С. Ортоклазовый диабаз с р. Геналдон. Изв. Петерб. Полит. Ин-та, т. 21, вып. 2, 1914.
33. Белянкин Д. С. К петрографии Архотского тоннеля. Геол. иссл. в обл. перев. жел. дороги через Главн. Кавк. хребет. СПБ. 1914.
34. Белянкин Д. С. Геологическая карта Архотского тоннеля, ibid.
35. Белянкин Д. С. О Дарьяльском граните, ibid.
36. Белянкин Д. С. Опыт петрографической характеристики Бизингии и Балкарии в Центр. Кавказе. Изв. Петр. Полит. Ин-та, т. 28, 1915.
37. Белянкин Д. С. О научных предрассудках о железе в полевых шпатах. Геол. Вестник, № 1—3, 1926.
38. Белянкин Д. С. Геолого-петрографические исследования в высокогорной Абхазии, Экспедиции Акад. Наук СССР. 1934 г. Ленинград, 1934.
39. Белянкин Д. С. Магматические горные породы и некоторые полезные ископаемые Западной Грузии. Тр. Петр. Ин-та, вып. 6, 1934.
40. Белянкин Д. С. и Еремеев В. П. Вулканические стекла Аджаристана. Тр. Петр. Ин-та АН СССР, вып. 5, 1935.
41. Белянкин Д. С. и Иванова В. П. Термооптический анализ вулканического стекла из Аджаристана. Тр. Петр. Инст. Акад. Наук, вып. 6, 1934.
42. Белянкин Д. С., Маслов К. С. и Петров В. П. Магматические проявления в в северо-западной части Гурии в Закавказье. Тр. Петр. Инст. Акад. Наук СССР, вып. 46, 1935.
43. Белянкин Д. С., Петров В. П. и Еремеев В. П. Неоинтрузии Аджаристана и Гурии. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. I. Тр. СОПС Акад. Наук СССР, сер. Закавк., вып. 14, 1935.
44. Белянкин Д. С. и Петров В. П. Петрографы Академии Наук СССР в Грузии летом 1935 г. Вестн. АН СССР, № 2, 1936.
45. Белянкин Д. С., Петров В. П. и Петров Р. П. Первый нефелиновый сиенит в Закавказье. Докл. Акад. Наук, нов. сер. т. XIX, № 1—2, 1938.

45а. Белянкин Д. С. и Петров В. П. Гибшит в Грузии. Доклады АН СССР, т. 24, № 4, 1939.

46. Белянкин Д. С. и Петров В. П. Тешенито-кампонито-мончикитовые интрузии окрестностей г. Ахалцихе. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 21, 1940.

47. Белянкин Д. С. и Петров В. П. История исследования и некоторые новые данные по тешенитам и родственным цеолитсодержащим породам на территории Грузии. Записки Всеросс. Мин. Общ. т. 69, № 2—3, 1940.

48. Белянкин Д. С. и Петров В. П. Заключительные замечания к неоинтрузиям Абхазии и Сванетии. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. 5, тр. СОПС Акад. Наук СССР, сер. Закавк. вып. 24, 1940.

49. Белянкин Д. С. и Петров В. П. Оливин и моноклинный пироксен в порфировидной структуре базальтов Грузии. Зап. Росс. Мин. Общ., № 2, 1945.

50. Белянкин Д. С. и Петров В. П. Петрография Грузии. Петрография СССР, серия I. Региональная петрография, в. II, Акад. Наук СССР, 1945.

51. Белянкин Д. С. и Ренгартен В. П. Девдоракские интрузии на Северном Кавказе. Изв. Акад. Наук, т. 20, № 10—11, 1926.

52. Бетехтин А. Г. Перевисское нагорье Чиатурского марганцевого месторождения. Фонды Груз. Геол. Управления, 1936.

53. Билибин Ю. А. О генезисе щелочных пород. Записки Всеросс. Минер. общества, II серия, ч. 69, в. 2—3, 1940.

54 Богачев В. В. Нефть в юре Южной Осетии, Аверб. нефт. хозяйство. № 12—84, 1928.

55. Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. Перевод с английского под ред. В. И. Лучицкого. Госгорногеолнефтеиздат, 1934.

56. Бубнов С. Основные проблемы геологии. Перевод с немецкого под ред. Е. В. Милановского. Госгоргеолнефтеиздат, 1934.

57. Булыго В. С. Девдоракское медное месторождение. Тр. Главного геол. разв. управления, вып. 15, 1930.

58. Bailey E. and Grabam G. W. Albitization of Basic Plagioclase Feldspars. Geol Mag. 6 1909.

59. Beskow G. Södra Storfjallet im südlichen Lapland. Sver. Geol. Undersökn; Ser. C., N. 351, 1927.

60. Варданянц Л. А. Опыт металлогенической характеристики Центрального Кавказа. Тр. ГГРУ, вып. 22, 1931.

61. Варданянц Л. А. О Мамисонском медном месторождении. Изв. ГГРУ, т. 50, № 8, 1931.

62. Варданянц Л. А. Очерк геологии ущелья р. Дид-хеви в Кахетии. Изв. НГРО, т. 51, № 98, 1932.

63. Варданянц Л. А. О металлогении Кавказа. Изв. Акад. Наук СССР, № 8, 1933.

64. Варданянц Л. А. Материалы по палеогеографии верхней юры Кавказа. Проблемы Советской геологии, № 4, 1935.

65. Варданянц Л. А. Материалы по петрографии северо-западного Кавказа. Труды Азово-Черноморского геол. треста, № 11, 1935.

66. Варданянц Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. ЦНИГРИ, вып. 25, 1935.

67. Варданянц Л. А. Материалы по диабазам и неоинтрузиям Горной Осетии. Проб. совет. геологии, № 11, 1937.

68. Варданянц Л. А. Интрузивы Северной Кахетии, Проб. советской геологии, № 4, 1938.

69. Варданянц Л. А. О неоинтрузиях Красной Поляны на Северном Кавказе. Сов. геология, № 5, 1938.
70. Варданянц Л. А. Материалы по интрузивам Дарьяла и его окрестностей. Зап. Росс. Мин. общ., ч. 69, № 2—3, 1940.
71. Варданянц Л. А. Металлогения и металлоносность Северного Кавказа. Фонды Сев. Кав. Геол. Управления, 1943.
72. Варенцов М. И. Геология и нефтеносность Куринской долины в Тифлисском и Мцхетском районах Грузии. Тр. Нефт. геол. разв. инст., вып. 85, 1935.
73. Варенцов М. М. Долина р. Куры между Тбилиси и Сурамским перевалом. Путев. XVII сессии Междунар. геол. конгр. нефт. экск. Груз. ССР. ОНТИ. 1937.
74. Вассоевич Н. Б. Краткий геологический очерк Джавского района Юго-Осетии. Тр. СОПС'а АН СССР, сер. Закавк., в. 4, Юго-Осетия, вып. 2, 1932.
75. Вачнадзе Н. Д. Камни строительные. Сб. Минеральные ресурсы Грузии. Изд. «Техника да Шрома» Тбилиси, 1933.
76. Вачнадзе Н. Д. и Табагари В. Н. Месторождение гумбрина. Тр. Груз. отд. ВИМС'а, вып. 2, 1938.
77. Вернадский В. И. и Курбатов С. М. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. ОНТИ НКТП, Москва—Ленинград, 1937.
78. Влодавец В. И. О химическом составе Камчатской магматической провинции. Сб. Вопросы минерал., геохим. и петрогр. Акад. Наук СССР, 1946.
79. Воробьев О. А. Оливин. Петр. Инст. Акад. Наук СССР, Петрография СССР, серия 5, Породообразующие минералы, вып. I, 1938.
80. Washington H. S. The Roman Comagmatic Region. „Carnegie Inst. Pub.", 57, 1911.
81. Wells. A. K. The Nomenclature of the Spilitic Suite, part 2, The problem of the spilites. Geol. Mag., 60, 1923.
82. Winchell N. H. a. Winchell A. N. Elements of optical mineralogy. New York, 1927.
83. Габуния К. Е. Медь. Сб. Минеральные ресурсы ССР Грузии. Гостехиздат Грузии. Тбилиси, 1938.
84. Габуния К. Е. Железо. Сб. Минеральные ресурсы ССР Грузии. Гостехиздат Грузии. Тбилиси, 1938.
85. Габуния К. Е. и Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Борчалинского района. Труды Геол. Инст. Акад. Наук Груз. ССР, сер. геол., т. 1, Тбилиси, 1942.
86. Гамкрелидзе П. Д. Геологическое описание части долин р. Двирулы и Чхеримелы. Изв. Геол. Института Грузии, т. I, вып. 2, Тбилиси 1932.
87. Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение северо-западной части Триалетского хребта. Бюлл. Геол. Инст. Грузии, т. 2, в. 3, 1936. (на груз. яз.).
88. Гамкрелидзе П. Д. и Эдилашвили В. Я. Геологическое описание листа К—38—XXI (Тбилиси). Фонды Грузгеолуправления, 1941.
89. Гамкрелидзе П. Д. и Эдилашвили В. Я. Геологическое описание листа К—38—XX (Боржоми). Фонды Груз. Геол. Управления, 1941.
90. Гамкрелидзе П. Д. и Канделаки Н. А. Геологическое описание Западной части Аджаро-Триалетской складчатой системы, листы К—38—XIX (Ахалцихе) и К—37—XXIV(Батуми). Фонды Груз. Геол. Управления, 1944.
91. Гамкрелидзе П. Д. и Кахадзе И. Р. Геологическое описание листа К—38—VII. Фонды Груз. Геол. Управл. 1945.

92. Гамкрелидзе П. Д. и Чихелидзе С. С. К геологии части долины р. Дзирула. Изв. Геол. Инст. Грузии, т. I, вып. 2, 1932.
93. Гвахария Г. В. Минералогия поствулканических процессов окрестн. г. Тбилиси Фонды Тбил. Гос. Универ. им. Сталина, 1939.
94. Гвахария Г. В. Минералогия поствулканических образований, связанных с юрской порфиритовой серией Грузии (на груз. яз.). Фонды Инст. Геол. и Минер. Ак. Наук ГССР, 1946.
95. Гиляров а М. А. Спилиты Кончезерского района Карело-Финской ССР. Изд. Ленингр. Гос. Универ., 1941.
96. Гинзберг А. С. Офиолиты Альпо-Апеннин и Закавказья. Тр. Геол. Музея АН СССР, т. VII, 1930.
97. Гинзберг А. С. Геолого-петрографическое описание северо-восточной части Севанского бассейна. «Бассейн оз. Севан (Гокча)», т. I, АН СССР, 1929.
98. Гинзберг А. С. Геолого-петрографическое описание восточной части Севанского бассейна. «Бассейн оз. Севан», т. III, вып. 2, 1933.
99. Гинзберг А. С. Петрография республики Армении. Петрограф. Инст. АН СССР, «Петрография СССР», сер. I, вып. 2, 1934.
100. Глинка К. Д. Исследование в области выветривания. Тр. СПБ общ. ест., отд. геол. и минер., т. 31, в. 5, 1906.
101. Глинка С. Ф. О кристаллах пироксена из местности между Сурамским перевалом и Зварским ущельем. Сборник Минер. каб. Моск. Унив. 1917, № 2, 1919.
102. Гольдшмидт В. Принципы распределения химических элементов в минералах и горных породах. Сборник статей по геохимии редких элементов. ГОНТИ НКТП, Москва, 1938.
103. Гоциридзе К. С. Кристаллические породы перевалов Санчар и Марух. СОПС АН СССР, вып. 24, 1940.
104. Григорьев И. Ф. Результаты осмотра рудных месторождений Мериси—Вайо в Аджаристане. Отчеты Геолкома за 1925—1926 гг., 1927.
105. Григорьев И. Ф. Медные и свинцово-цинковые месторождения района сел. Мериси и Вайо в Аджаристане. Изв. Геол. комитета, т. 48. № 1, 1929.
106. Григорьев Д. П. Некоторые итоги экспериментальных исследований по искусственному получению амфиболов. Тр. 3-го совещания по эксперим. минер. и петр. 1940.
107. Григорьев Д. П. и Гурецкая В. В. Искусственное получение амфибола из расплава пироксена. Записки Минер. общества, т. 68, № 4, 1939.
108. Грушевой В. Г. Аллавердское медное месторождение в Закавказье. Тр. Главн. геол. разв. управл., вып. I, 1930.
109. Грушевой В. Г. Краткий очерк металлогении Закавказья. Пробл. сов. геол., № 10, 1935.
110. Грушевой В. Г. Интрузивные породы юго-восточной части Армянской ССР и восточной части Нахичеванской АССР. Тр. Груз. гос. геол. управления, в. 2, Тбилиси, 1941.
111. Грушевой В. Г. Интрузивные породы Армянской ССР (северная часть Армении и соседний район Грузии). Сб. Интрузивы Закавказья. Труды Грузинского гос. геол. разв. управления, в. 2, Тбилиси, 1941.
112. Данилов С. Л., Барышев Н. и Яковлев А. Я. Некоторые данные о геологическом строении р. Джеджоры. Минсырье, № 4, 1930.
113. Джанелидзе А. И. Материалы для геологии Рачи. Изв. Тбил. Госуд. Университета. Тбилиси, 1926.

114. Джанелидзе А. И. Отчет Мохоульской партии. Рукопись. Отд. фондов Грузгеолуправления. 1930.
115. Джанелидзе А. И. Геологические наблюдения в Окрибе. Груз. филиал АН СССР, Тбилиси, 1940.
116. Джанелидзе А. И. К вопросу об орогенетических фазах. Сов. геология № 5—6, 1940.
117. Джанелидзе А. И. Геологический комплекс горы Асхи. Сообщения АН Груз. ССР, т. II, № 1—2, 1941.
118. Джанелидзе А. И. Проблема Грузинской глыбы. Сообщения АН Груз. ССР, т. III, № 1—2, 1942.
119. Джанелидзе А. И. К вопросу о возрасте надглауконитовых (орбулиновых) известняков среднего мела Западной Грузии. Сообщения АН Груз. ССР, т. III, № 5, 1942.
120. Джанелидзе А. И. К проблеме горообразования. Сообщения АН Груз. ССР, т. IV, № 5, 1943.
121. Джанелидзе А. И. О возрасте красных известняков Дзирульского массива. Сообщ. Акад. Наук Груз. ССР, т. VII, № 4, 1946.
122. Джанелидзе А. И. О возрасте сорской свиты Рачинского лейаса. Сообщ. Акад. Наук Груз. ССР, т. VII, № 5, 1946.
123. Джанелидзе А. И. О лейасе Локского массива. Сообщ. Акад. Наук Груз. ССР, т. VII, № 6, 1946.
124. Дввелая М. Ф. Геологическое строение Багдадского нефтеносного района Фонды Грузнефти. 1938.
125. Дввелая М. Ф. Геологический отчет о работе на северо-восточном склоне Аджаро-Имеретинского хребта и в Восточной Гурии. 1939.
126. Дели Р. О. Изверженные породы и глубины земли. М.—Л. 1936.
127. Дзоценидзе Г. С. Материалы по петрографии порфиритовой серии (Верхняя Рача и Юго-Осетия (на груз. языке, резюме на русск. и франц.). Извест. Геол. Инст. Грузии, т. III, в. 3, 1938.
128. Дзоценидзе Г. С. Коллофанит в свите Мтавари. Сообщ. АН ГССР, т. II, № 6, 1941 (на груз. языке, резюме на русск. яз.).
129. Дзоценидзе Г. С. О некоторых вопросах образования альбитовых диабазов. Сообщ. АН ГССР, т. III, № 4, 1942.
130. Дзоценидзе Г. С. К вопросу о возрасте Чаухских диабазов. Сообщ. АН ГССР, т. IV, № 1, 1943.
131. Дзоценидзе Г. С. Кластические породы в порфиритовой серии (на груз. яз. рез. на рус. яз.). Сообщ. АН ГССР, т. IV, № 7, 1943.
132. Дзоценидзе Г. С. К вопросу о генезисе баритовых месторождений Западной Грузии. Сообщ. АН ГССР, т. VI, № 8, 1945.
133. Дзоценидзе Г. С. Некоторые щелочные породы Аджаро-Имеретинского хребта. Тезисы доклада (на груз. яз.). Тбил. Гос. Университет им. Сталина. 1940.
134. Дзоценидзе Г. С. О происхождении материала юрских осадочных толщ Западной Грузии. Тезисы доклада (на груз. яз.). АН ГССР, 1941.
135. Дзоценидзе Г. С. Перспективы поисков бокситов в Грузии. Тезисы доклада (на груз. яз.). Тбил. Гос. Университет им. Сталина, 1941.
136. Дзоценидзе Г. С. Домиоценовые вулканогенные толщи и их связь с основными геотектоническими единицами Грузии. Тезисы доклада. АН ГССР, 1941.

137. Дзоценидзе Г. С. Молодые диоритовые породы окрестн. г. Кутаиси. Изд. Тбил. госуд. университ. им. Сталина, 1948.
138. Дзоценидзе Г. С. Геологический очерк бассейна верхнего течения р. Цхенис-Цхали. Фонды Инст. Геолог. и Минер. АН ГССР. 1931.
139. Дзоценидзе Г. С. Цабланское месторождение серного колчедана в Аджарской АССР. Фонды Груз. Геол. Управления. 1932—1933.
140. Дзоценидзе Г. С. Сравнительное изучение вулканогенных образований средней юры Грузии. Фонды Груз. Геол. Управления, 1940.
140а. Дзоценидзе Г. С. и Горбаченко А. С. Опробование нижних туффитов р. Нарула. Фонды Груз. Геол. Управл. 1939.
141. Дзоценидзе Г. С. Результаты поисков бокситов в Грузии. Фонды Груз. Геол. Управл., 1941.
142. Дзоценидзе Г. С. Сравнительное изучение вулканогенных образований верхней юры и мела Грузии. Фонды Груз. Геол. Управл. 1942.
143. Дзоценидзе Г. С. и Канделаки Н. А. Вулканические вершины Кер-Оглы и Тавкветили. Сб. Заповедники и памятники природы Груз. ССР. Изд. «Техника да Шрома», Тбилиси, 1937.
144. Дзоценидзе Г. С. и Крестников В. Н. Геолого-петрографический очерк южного склона Главного Кавказского хребта в пределах Хевсуретии. Труды Груз. Геол. Управления, в. V, 1941.
145. Дзоценидзе Г. С., Астахов Н. Е. и Горбаченко А. С. Геолого-петрографический очерк и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Мокви в Абхазской АССР. Труды Груз. Геол. Управления, вып. V, 1941.
146. Дзоценидзе Г. С. и Схиртладзе Н. И. Карта прогнозов главных нерудных ископаемых Груз. ССР. Фонды СОПС АН ГССР, 1944.
147. Dewey H. and Flett J. S. On some British Pillow-lavas and the Rocks Associated with them. Geol. Mag. 8, 1911.
148. Dewey H. On Geology of North Cornwell. Proc. Geol. Ass., 1914.
149. Джюд-Judd J. W. On the Gabbros, Dolerites and Basalts of tertiary Age in Scotland and Ireland. Quart. J. Geol. Soc. v. 42, 1886.
150. Екизашвили К. Г. Отчет Вакисджварской геолого-поисковой партии по работам 1945 г. Фонды «Грузцветметразведки». 1945.
151. Елисеев Н. А. Принципы стратиграфического изучения эффузивных, интрузивных и метаморфических пород. Записки Всеросс. Минер. общества., ч. XVII, № 4, 1938.
152. Еремеев В. П. Петрографическое исследование цеолитового габбро Гверджинети в Грузии. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 36, петр. серия, № 11, 1940.
153. Еремеев В. П. и Петров Р. П. Петрографическая характеристика неоинтрузии г. Квиран. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, в. 36, петр .серия, XII, 1940.
154. Еремеев В. П. и Петров В. П. Петрографическое описание неоинтрузий, выходящих в бассейне Кодора. СОПС АН СССР, вып. 24, 1940.
155. Еремеев В. П. и Петров В. П. Неоинтрузии Сванетии—СОПС АН СССР, вып. 24, 1940.
156. Escola P. On the petrologv of Eastern Fenoscandia. Fennia, N. 9, 1925.
157. Escola P., Auoristo U., Pankama K. An Experimental Illustration of the Spilite Reaction. Bul. Geol. Finl., N. 119, 1938.
157а. Заварицкий А. Н. Описательная петрография. Изд. КУБУЧ, Ленинград 1929.
158. Заварицкий А. Н. К вопросу о генезисе Тифлисских терм. Труды Геол. Инст. Акад. Наук СССР, т. V, 1936.

159. Заварицкий А. Н. Колчеданные месторождения Блява на Урале и колчеданные залежи Урала вообще. Труды Геол. Инст. Акад. Наук СССР, т. V, 1936.
160. Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. Акад. Наук СССР, Москва, 1941.
161. Заварицкий А. Н. Особенности задач и метод петрохимии. Бюллетень Моск. общ. испыт. природы, отд. геол. т. XX (3—4), 1945.
162. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию. Изв. АН СССР. Москва. 1945.
163. Заварицкий А. Н. и Гольшакова В. И. Определитель горных пород вмещающих колчеданные месторождения Урала. Рефераты научно-исследовательских работ за 1944 г. Отдел геолого-географич. наук. Акад. Наук СССР, 1945.
164. Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. Тр. Инст. геол. наук, вып. 71, Петрогр. серия № 24, 1946.
165. Залесский Б. В. и Кузнецов С. С. Абхазско-Сванетская часть Западно-Грузинской геолого-петрографической провинции. Матер. по геологии и петр. Грузии, вып. 5, Тр. Совета по изуч. произв. сил. Акад. Наук СССР, вып. 24, 1940.
166. Залесский Б. В. и Петров В. П. Горные породы района Цхинвали—Джава. Изв. Юго-Осетин. научно-исслед. краев. инст., вып. I, 1933.
167. Залесский В. В. и Петров В. П. Рудные полезные ископаемые Аджаристана. Мат. по геол. и петрогр. Грузии, в I, тр. СОПС Акад. Наук СССР, сер. Закавк., в. 14. 1935
168. Залесский Б. В., Петров В. П. и Беликов Б. П. Горные породы и строительные материалы центральной части Юго-Осетии. СОПС АН СССР, сборник 4, 1936.
169. Залесский Б. В. и Розанов Ю. А. Опыт классификации месторождений минеральных красок. Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. АН СССР, 1946.
170. Заридзе Г. М. Хевская неоинтрузия в Дзирульском массиве. Бюлл. Геол. инст. Грузии, т. IV, вып. I, 1938.
171. Заридзе Г. М. Бабильская диабазовая интрузия в Нижней Сванетии. Сообщ. Акад. Наук ГССР, т. 2, № 6, 1941.
172. Заридзе Г. М. Кислые жильные породы района сел. Рцмелури и Циплакаки в Нижней Сванетии. Сообщ. Акад. Наук ГССР, т. II, № 7, 1941.
173. Заридзе Г. М. Основные жильные породы района сел. Рцхмелури и Циплакаки в Нижней Сванетии. Сообщ. Акад. Наук ГССР, т. 2, № 9, 1941.
174. Заридзе Г. М. Среднеюрский магматический цикл в Грузии. Сообщ. Акад. Наук ГССР, т. V, № 2, 1944.
175. Заридзе Г. М. Два магматических цикла в палеогене Малого Кавказа. Сообщ. Акад. Наук ГССР, т. V, № 4, 1944.
176. Заридзе Г. М. Закономерности развития вулканизма в Грузии и связанные с ним рудопроявления. Гостехизд. «Техника да Шрома». Тбилиси, 1947.
177. Iddings J. P. Igneous Rocks. v. I. a. II. New York, 1909 and 1913.
178. Казахашвили Т. Г. Геолого-петрографический очерк Храмского кристаллического массива. Труды Груз. геол. управл., вып. V, 1941.
179. Казахашвили Т. Г. и Топурия П. А. Неоинтрузии ущелья р. Супсы. Тр. Груз. отд. ВИМС'а, вып. II, 1938.
180. Казахашвили Т. Г. и Топурия П. А. Неоинтрузии в верховьях р. Супсы. Доклады Акад. Наук, 1939, т. 23, № 6, 1939.
181. Казахашвили Т. Г. и Роква М. Л. О лейцитовых породах Грузии. Зап. Всеросс. Мин. общества, вторая серия, ч. 74, в. 4, 1945.

182. Канделаки А. Трассы и пуццоланы. Сб. Минеральн. ресурсы Грузинской ССР, Тифлис, 1933.

183. Канделаки Н. А. Геологическое строение Юго-Осетии. Фонды Груз. Геогр. общества, 1939.

184. Канделаки Н. А. О баритоносности Джеджорского бассейна. Сообщ. Груз. филиала Акад. Наук СССР. т. I, № 7, 1940.

185. Канделаки Н. А. Геологическое описание листа К—37—XVIII (Поти). Фонды Грузгеолуправления, 1946.

186. Кахадзе И. Р. Отчет Юго-Осетинской г.-с. партии. Фонды Грузгеолуправления. 1935.

187. Кахадзе И. Р. Байосские аммониты Западной Грузии (на груз., рез. франц. и русск.). Изв. Геол. инст. Грузии, т. II, в. 2, 1936.

188. Кахадзе И. Р. Заметка о лейасских и байосских иноцерамах Грузии (на груз., яз., рез. франц.). Сообщ. Груз. Фил. АН, т. I, № 4, 1941.

189. Кахадзе И. Р. Среднеюрская фауна Грузии (на груз. яз., рез. франц.).Тр. Геол. Инст. Грузии, сер. геол. т. I (VI), вып. 3, 1942.

190. Кахадзе И. Р Грузия в юрское время. Труды Геол. инст. ГССР, т. III (VII) 1947

191. Кахадзе И. Р. и Канделаки Н. А. Геологическое описание листа К—38—XIV (Чиатура), фонды Груз. Геол. Управления, 1941.

192. Качарава И. В. Палеоген окрестностей Тбилиси (на груз. яз., рез. франц.). Бюлл. Геол. Инст. Грузии, т. 2, в. II, 1936.

193. Качарава И. В. Рачинско-Лечхумский бассейн и смежные районы в палеогеновое время. Тр. Геол. Инст., геол. сер., т. II (VII), в. I, 1944 (на груз. яз., рез. русск. и немецк.).

194. Качарава И. В. Геологическая экскурсия в окрестност. Тбилиси. Международн. геол. конгресс, XVII серия, 1937. Экск. по Кавказу. Ростов—Тбилиси, 1937.

195. Киласония П. Ф. Петрографическое строение части Дзирульского массива, фонды Инст. геол. и минер. Ак. Наук ГССР, 1940.

196. Киласония П. Ф. Гранодиоритовая интрузия окр. сел. Бардзори (на груз. яз.). Фонды Инст. Геол. и Минер. Акад. Наук ГССР, 1945.

197. Конюшевский Л. К. Отчет о геологических исследованиях месторождений иксопаемого угля в районе станции Ткибули и др. Изд. отд. топл. ВСНХ Грузии, Тбилиси, 1926.

198. Котляр В. Н. Геологический очерк восточной части Даралагезского уезда ССР Армении. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 136, 1930.

199. Котляр В. Н. Интрузия нефелиновых сиенитов на Кавказе. Записки Минер. общ., ч. 57, № 2, 1938.

200. Котляр В. Н. Открытие лейцитовых пород на Кавказе. Сов. геол. № 4—5, 1939.

201. Котляр В. Н. Памбакский комплекс щелочных интрузий в Закавказье. Геология СССР, т. X Закавказье. ч. I. Госгеолиздат. М.—Л., 1941.

202. Котляр В. Н. Памбакский комплекс щелочных пород. Изв. АН СССР, сер. геол. № 2, 1945.

203. Крестников В. Н. К стратиграфии сланцевой юры Вост. Кавказа. Изв. АН. СССР, сер. геол. № 6, 1944.

204. Крестников В. Н. Геологическое описание листа К—38—XVI (Ахмета). Фонды Груз. Геол. Управл., 1945.

205. Кропоткин П. Н. Значение тектонических процессов для образования кислых магм. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 47, серия геол., № 44, 1941.

206. Кузнецов И. Г. Некоторые соображения о стратиграфическом и тектоническом положении «сланцев Главного хребта». Изв. Геол. Ком. вып. 45, № 3, 1926.

207. Кузнецов И. Г. Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа, Пробл. Сов. геол. № 7, 1933.

208. Кузнецов И. Г. Геологическое строение части Западной Грузии в пределах Рачи, Лечхуми и Имеретии. Путевод. XVII Международ. геол. конгресса, экск. по Кавказу, Грузинская ССР, 1937.

209. Кузнецов И. Г. Палеозой Грузии. Геология СССР, Закавказье, вып. I, Госгеолиздат, 1941.

210. Кузнецов И. Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. Докторская диссертация. Фонды Института геол. и минер. АН Груз. ССР. 1942.

211. Кузнецов С. С. Геологический очерк Аджаристана. Мат. для геол. и петр. Грузии, вып. I, Тр. СОПС Акад. Наук СССР, сер. Закав. в 14, 1935.

212. Кузнецов С. С. Геологический очерк северо-восточных склонов Триалетского хребта. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. 2. Тр. СОПС Акад. Наук СССР, сер. Закавк., вып., 15, 1935.

213. Кузнецов С. С. Геология окрестностей Батума. Путевод. Международн. XVII геол. конгр., экск. по Кавказу, Черноморское побережье. ОНТИ, 1937.

214. Кузнецов С. С. Аджаро-Триалетская складчатая система. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. 4, Тр. СОПС Акад. Наук СССР, закавк., вып. 22, 1937.

215. Кузьмин С. А. Кристаллический комплекс Верхней Сванетии. СОПС АН СССР, вып. 24, 1940.

216. Купарадзе Д. И. Отчет Абхазской геолого-разведочной партии за 1939 г. Фонды Груз. Геол. Управления. 1940.

217. Курочкин В. И. Геологическое описание бассейнов среднего течения р. Бзыбь и его правого притока р. Геги. Фонды груз. геол. управления, 1938.

218. Курочкин В. И. Очерк геологического строения части Гагринского и Гудаутского районов АССР Абхазии. Фонды груз. геол. управления, 1939.

219. Kennedy W. The influence of chemical factors on crystallisation of hornblende in igneous rocks. Min. Mag. 24, N. 151, 1935.

220. Лалиев А. Г. Проблема юрской нефти на южном склоне Кавказа. Нефт. Хоз., № 12, 1936.

221. Лебедев П. И. Петрограф. очерк района мышьяковых месторождений верховьев р. Ардона. Труды Сев. Кав. Ассоц. научн. иссл. Инст. № 2, 1926.

222. Лебедев П. И. Распространение бария в магматических горных породах Украины. Тр. Петр. Инст. Акад. Наук СССР, т. 12, 1928.

223. Лебедев П. И. К вопросу о природе силикатовых и рудных магм (в связи с петро-металлогеническими формациями Кавказа). Вопросы минерал., геохимии и петрографии АН СССР. Москва, 1946.

224. Лебедев П. И. К вопросу о фациях магматических пород Северного Кавказа. Известия Акад. Наук СССР, серия геологич. № 6, 1946.

225. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрографическая часть в книге Иностранцева А. А. «Через Главный Кавказский хребет», СПБ, 1896.

226. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Исследования по теоретической петрографии в

связи с изучением изверженных горных пород Центрального Кавказа, Тр. СПБ. общ. ест., т. 26, № 5, 1898.

227. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Геологические исследования в массиве и отрогах Казбека, проведенные летом 1899 г. Мат. для геол. России, т. 21, вып. I, 1901.

228. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрографические исследования в Центральном Кавказе (Горная Осетия, Дигория и Болкария). Изв. СПБ политехн. инст., т. 2, 1904.

229. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вулканическая область Центрального Кавказа между перевалами Рокским и Архотским. Геол. исследования в обл. перевальной жел. дороги через Главный Кавказский хребет. СПБ. 1914.

230. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. и Дьяконова-Савелева Е. Н. Вулканическая группа Карадага в Крыму. Акад. Наук СССР, 1933.

231. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. и Струве Э. А. Петрографический словарь Госгеолразведиздат. М. Л., 1932.

232. Левченко С. В. О литологии флишевых отложений северо-восточных склонов Триалетского хребта. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. 2, Тр. СОПС Акад. Наук СССР, сер. Закавказ., вып. 15, 1935.

233. Левченко С. В. Геолого-петрографическое строение северо-восточных склонов Триалетского хребта и литологическая характеристика палеогена Триалетии. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып 3, Тр. СОПС Акад. Наук СССР, сер. Закавк., вып. 20, 1936.

234. Левченко С. В. Осадочные породы Сванетии. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии. Матер. по геол. и петр. Грузии, вып. 5, Тр. СОПС Акад. Наук сер. Закавказ., вып. 24, 1940.

235. Лемлейн Г. Г. О закономерных срастаниях вкрапленников кварца из Самшвильдо. Доклады Акад. Наук № 26, 1930.

236. Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. ОНТИ М. Л., 1938.

237. Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. Тр. ЦНИГРИ, вып. 38, 1938.

238. Лоладзе Г. Н. Геолого-петрографический очерк части Тедзамского ущелья. Тр. Груз. отд. ВИМС, в. 2, 1938.

239. Лоладзе Г. Н. и Казахашвили Т. Г. Геолого-петрографический очерк западной части Храмского кристаллического массива. Фонды Груз. Геол. Управл. 1936.

240. Лукашевич С. И. и Страхов В. А. Гидрогеологический очерк долины верхней Куры. Материалы к общей схеме использования водн. ресурсов Кура-Араксинского бассейна, вып. 5, Закгипровод, Тифлис, 1933.

241. Лучицкий В. И. и Кузнецов Е. А. Петрографические провинции СССР. Главгеолразведиздат. 1936.

224. Lemlein G. G. Sekundäre Flüssigkeitseinschlüsse in Mineralien. Zeit. f. Krist. B. 71-H. 3, 1929.

242а. Магакьян И. Г. Металлогения северной части Малого Кавказа. Фонды СОПС АН ГССР, 1943.

243. Мефферт Б. Ф. Геологические исследования в Кутаисском и Ахалцихском уездах в 1923 г. Изв. Геол. Ком. т. 43, № 7, 1924.

244. Мефферт Б. Ф. Юрские отложения Имеретии. Изв. гл. Геол. Разв. Управления, т. 49, № 1, 1930.

245. Мефферт Б. Ф. Геологический очерк Лечхума. Мат. по общ. и прикл. геол. вып. 140, 1930.

246. Мефферт Б. Ф. Геологические исследования в Рачинском уезде Западной Грузии в 1928. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 140, 1930.

247. Мефферт Б. Ф. Заметка о геологическом строении района Гумбри-Банодже в Кутаисском округе с залежами флоридиновых глин. Изв. Гл. Геол. Разв. Управл. т. 49, № 7, 1930.

248. Мефферт Б. Ф. Геологический очерк верхней Куры. Материалы к общей схеме использования водных ресурсов Кура—Араксинского бассейна, вып. 5, Закгипровод, Тифлис, 1933.

249. Мефферт Б. Ф. Геологический очерк области Боржома и Бакуриани между Карельской долиной Куры и Ахалкалакским лавовым нагорьем. Тр. Всесоюзн. геол. разв. объедин, вып. 303, 1933.

250. Мефферт Б. Ф. Геологические исследования в области северного Аджаристана и смежной части Гурии. Фонды Груз. геол. управления, 1933.

251. Мокринский В. В. Ткварчельский угленосный район Закавказья, Абхазская АССР, ч. I, Тр. Геол. Ком., нов. серия, вып. 189, 1928.

252. Монцелидзе И. Минеральные краски. Сб. Минеральные ресурсы ССР Грузии. Гостехиздат Грузии, Тифлис, 1933.

253. Надирадзе В. Р. Интрузивные породы западной части Грузинской ССР (Аджария и Гурия). Сб. Интрузивы Закавказья. Тр. Груз. Гос. геол. управл., вып. II, Тбилиси, 1941.

254. Назаров Ю. И. и Аленикова В. А. Отчет Кутаисской геологоразведочной партии по бариту за 1939. Фонды Груз. геол. управления. 1940.

255. Niggli P. und Beger P. J. Gesteins und Mineralprovinzen v. I. Berlin, 1923.

256. Обручев С. В. Новые данные по геологии Боржома. Геол. вестник, т. 2, № 4, 1916.

257. Обручев С. В. Геологический очерк Боржома. Тр. Инст. прикл. мин. и петр., вып. I, 1923.

258. Огильви Н. А. К вопросу о радиоактивности Цхалтубских минеральных вод. Сб. «Цхалтубо», т. II, изд. Института Курортологии Грузии. Тбилиси, 1938.

259. Orsell M. J. Recherches sur la composition chimique des chlorites. Bull. d. I. Soc. Franç. de Minéralogie. T. L, N. 3—6 Paris, 1927.

260. Пагава М. Г. Геологические условия формирования Цхалтубских минеральных источников. Фонды Инст. Курорт. Грузии, 1934.

261. Паффенгольц К. Н. Дашкесан и Заглик. Месторождения магнитного железняка и квасцового камня в Ганджинском уезде Аз. ССР, Тр. Геол. Ком. нов. сер. вып. 170, 1928.

262. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк бассейна р. Белокан-ор. Тр. Всес. геол. разв. объед., вып. 131, 1931.

263. Паффенгольц К. Н. Чираги-дзор. Месторождение серного колчедана в Ганджинском уезде Аз. ССР. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 102, 1928.

264. Паффенгольц К. Н. Основные черты геологического строения и тектоники Ганджинского района Азербайджанской ССР. Изв. Геол. Ком., т. 48, № 3, 1929.

265. Паффенгольц К. Н. Кедабек. Геологический очерк района Кедабекского месторождения медных руд в Аз. ССР. Тр. Всес. геол. разв. объедин., вып. 218, 1932.
266. Паффенгольц К. Н. Армутлы-Кульп. Геологический очерк междуречья среднего и нижнего течения рек Акстапа-чай и Дебеда-чай (ССР Армении). Тр. Всес. геол. разв. объединен., вып. 353, 1934.
267. Паффенгольц К. Н. О результатах геологических исследований в бассейне оз. Гокча (Севан). Пробл. сов. геологии, т. II, № 5, 1934.
268. Паффенгольц К. Н. От перевала Цхра-Цкаро до Боржоми. Экск. по Кавказу. Гр. ССР. Зап. часть. XVII. Междунар. геол. конгресс, 1937.
269. Паффенгольц К. Н. Интрузивные породы бассейнов озера Севан и р. Веди-чай, Даралагеза и Нахкрая. Сб. Интрузивы Закавказья. Тр. Груз. Гос. геол. управл., вып. 2, Тбилиси, 1941.
270. Паффенгольц К. Н. Верхнеюрские отложения Восточного Закавказья. Геология СССР, т. 10, Закавк. ч 1, Госгеолиздат, 1941.
271. Паффенгольц К. Н. Вулканизм Закавказья. ibid
272. Паффенгольц К. Н. Юрский и меловой вулканизм Восточного Закавказья. ibid.
273. Паффенгольц К. Н. Третичные неоинтрузии Восточного Закавказья. ibid.
274. Паффенгольц К. Н. Третичные эффузии Восточного Закавказья. ibid
275. Паффенгольц К. Н. Связь тектоники с вулканизмом. ibid.
276. Паффенгольц К. Н. Геологическое строение Армянской ССР и прилегающих частей Малого Кавказа. Докторская диссертация. Фонды Арм. Геол. Управл. 1942.
277. Петров В. П. Микролакколиты окрестностей г. Тифлиса. Тр. Петрогр. Инст. Акад. Наук, вып. 3, 1932.
278. Петров В. П. Жильные породы Аджаристана. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. I, Тр. СОПС Акад. Наук СССР, сер. Закавк. вып. 14, 1935.
279. Петров В. П., Залесский Б. В. и Корсунский А. И. Нерудные полезные ископаемые Аджаристана и Гурии. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. I, Тр. СОПС Акад. Наук, сер. Закавк., вып. 14, 1935.
280. Полканов А. А. Генетическая систематика интрузий платформы-кратогена. Изв. Акад. Наук, серия геологическая, № 6, 1946.
281. Преображенский И. А. Петрография Азербайджана. Изд. Акад. Наук СССР, 1934.
282. Ренгартен В. П. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Труды 3 Всесоюзн. съезда геологов, вып. 2, Ташкент, 1930.
283. Ренгартен В. П. Горная Ингушетия. Геологич. иссл. в долинах реки Ассы и Камбилевки на Сев. Кавказе. Тр. Гл. Геол. Разв. Управл., вып. 63, 1931.
284. Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Труды ВГРО, вып. 148, 1932.
285. Ренгартен В. П. Общий очерк тектоники Кавказа .Труды XVII сессии Международ. геол. конгресса, т. 2, Москва, 1937.
286. Ренгартен В. П. Военно-Грузинская дорога. Путевод. Международ. XVII геол. конгресса, экск. по Кавк. Ростов—Тбилиси, ОНТИ, Москва, 1937.
287. Ренгартен В. П. Об интрузиях района Военно-Грузинской дороги. Записки Всер. Мин. общ. II серия, ч. 69, вып. 2—3, 1940
288. Ренгартен В. П. Общий обзор мезозоя Закавказья. Геология СССР, т. X. Закавказье. ч. 1, Госгеолиздат. 1941.

289. Ренгартен В. П. Нижне- и среднеюрские отложения южного склона Большого Кавказа. ibid.
290. Ренгартен В. П. Верхнеюрские отложения южного склона Большого Кавказа. ibid.
291. Ренгартен В. П. Меловые отложения восточной части Триалетского хребта. ibid.
292. Ренгартен В. П. Нижнемеловые отложения Восточного Закавказья. ibid.
293. Ренгартен В. П. Верхнемеловые отложения Восточного Закавказья. ibid.
294. Ренгартен В. П Общий обзор тектоники Закавказья, ibid.
295. Ренгартен В. П. Тектоника большого Кавказа. ibid.
296. Ренгартен В. П. Тектоника восточной части Закавказской полого-складчатой зоны. ibid.
297. Ренгартен В. П. Тектоника Армянской зоны. ibid.
298. Розенбуш Г. Описательная петрография. Перев. с немец. под ред. В. Н. Лодочникова. Горгеолнефтеиздат, 1934.
299. Робинсон В. Н. Очерк геологич. строения района Красной Поляны на Кавказе. Изв. ВГРО, вып. 73, 1932.
300. Робинсон В. Н. Палеозой Северного Кавказа. Фонды Сев. Кав. Геол. Управл. 1941.
301. Роква М. Л. и Табагари В. Отчет бокситовой геолого-поисковой партии. Фонды Груз. Геол. Управл. 1945.
302. Роква М. Л. Минералого-петрографическое исследование бентонитовых и суббентонитовых глин и их генезис. Фонды Груз. Геол. Управления, 1941.
303. Ross C. S. and Kerr P. F. The clay minerals and their identity. Jour. Sed. Petr v. I. 1931.
304. Саакян П. С. и Лягин К. И. Основные черты металлогении Центрального Кавказа. Тр. ВИМС, вып. 175, 1941.
305. Сагинадзе И. Петрография Цхалтубской вулканической горловины. Тр. Кутаисского Гос. Педаг. Инст. им. А. Цулукидзе, т. III, 1941.
306. Симонович С. Геологическое описание части Кутаисской губернии, известной под именем Окриба. Материалы для геологии Кавказа. Сер. I, кн. 4, Тифлис, 1873.
307. Симонович С. Геологические наблюдения на северо-восточном склоне Триалетии. Мат. для геол. Кавказа, сер. 1, кн. 8, 1878.
308. Симонович С. Геологические наблюдения в бассейне верхнего течения р. Риона. Мат. для геол. Кавказа, сер. I, кн. 9, 1880.
309. Симонович С., Бацевич Л. и Сорокин С. Геологическое описание частей Кутаисского, Лечхумского, Сенакского и Зугдидского уездов Кутаисской губернии. Мат. для геол. Кавказа, сер. I, кн. 5, 1875.
310. Ситковский И. Н. Интрузивные породы северо-восточной части Азербайджанской ССР. Сб. Интрузивы Закавказья. Тр. Груз. геол. управл., вып. 2.
311. Смирнов Г. М. Геологическое описание части Рачинского уезда Кутаисской губернии. Матер. для геол. Кавказа. сер. 3, кн. 7, 1908.
312. Смирнов Г. М. Геологический обзор бассейна р. Ксана. В сборнике—Геол. иссл. в обл. перев. ж. д. через Глав. Кавк. хребет, СПБ, 1914.
313. Смирнов Г. М. Эффузивные породы Гомборского хребта ок. Тифлиса. Изв. Кавк. отд. Русского геогр. общества, вып. 24, № 3, 1916.

314. Смирнов Г. М. Из геологических наблюдений в Шорапанском уезде. Закавказ. краеведческий сборник, т. I, сер. А. Естествознание. Тифлис, 1930.
315. Смирнов Г. М. Эффузивы Закавказья. Фонды Груз. геол. управления, 1945.
316. Смирнов Г. М. Некоторые замечания по стратиграфии, минералогии и химии Закавказских и Центрально-кавказских эффузий. Доклады Ак. Наук СССР, т. II, № 9, 1946.
317. Смирнов Г. М. и Аревадзе В. Туфы и туфовые лавы Телетского хребта. Труды Груз. геол. управл., вып. 5, 1941
318. Смирнов Н. Н. Исследование явлений альбитизации в изверженных горных породах. Ученые записки Московского Университета, вып. 33, 1913.
319. Смирнов Н. Н. Об андезитовых и базальтовых породах горы Цхра-Цхаро на Кавказе. Сборник Минерал. каб. Московского Университета, 1916.
320. Смирнов Н. Н. Об андезитовых и базальтовых породах горы Цхра-Цхаро на Кавказе, ст. 2. Сборник Минер. каб. Московского Университета, 1919.
321. Смирнов Н. Н. О породообразующих пироксенах и цеолитах горы Цхра-Цхаро в Закавказье. Сбор. Минер. инст. Моск. Универ., 1924.
322. Соловкин А. Н. Геологический очерк правобережья р. Хачин-чай в Азербайджанской ССР. Тр. Аз. филиала Акад. Наук, т. 27, 1935.
323. Соловкин А. Н. Геологический очерк южной части бассейна р. Базар-чай. Изв. Азерб. филиала Акад. Наук, т. 16, 1939.
324. Соловкин А. Н. К характеристике юрских и меловых отложений южного Карабаха. Изв. АНИИ № 6 (12), 1934.
325. Соловкин А. Н. О диоритовых интрузивах АОНК Изв. АНИИ, № 7 (13), 1935.
326. Соловкин А. Н. К петрографии Малого Кавказа. Плагиогранит из Нагорного Карабаха. Изв. АКНИ № 15 (12), 1933.
327. Соловкин А. Н. Основные породы Курдистанского района АССР и южной части Нагорного Карабаха. Тр. Аз. филиала Акад. Наук. т. 14, 1934.
328. Соловкин А. Н. Интрузивные породы юго-восточной части Азербайджанской ССР (Курдистана, Карабаха и Тальша). Сб. Интрузивы Закавказья. Тр. Груз. геол. управ., вып. 2, 1941.
329. Сорокин А. Геологические наблюдения в местности между Ксаном и Большой Лиахвой и в верховьях р. Квирилы. Мат. для геол. Кавказа, серия I, кн. 9, 1879.
330. Степанов В. Я. Микроскопическое описание туфогенов Аджаристана. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. I, Тр. СОПС Акад. Наук СССР, сер. Закавк., вып. 14, 1935.
331. Степанов В. Я. Кислые и основные неоинтрузии Центральной части Абхазской АССР. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. 5, СОПС Акад. Наук СССР, вып. 24, 1940.
332. Схиртладзе Н. И. Тешенитовая формация Западной Грузии. Тр. геол. инст., мин. петр. серия, т. I, в. 1, 1943 (на груз. яз., рез. русск. и англ.).
333. Схиртладзе Н. И. Минералогия глин некоторых месторождений Западной Грузии. Фонды Инст. Геол. и Минер. АН ГССР, 1943.
334. Схиртладзе Н. И. Камптонито-мончикитовые жильные породы Кутаисского и Ткибульского районов. Сообщ. Акад. Наук ГССР, т. 3, № 8, 1942.
335. Sundius N. On the spilitic rocks. Geol. Mag. 67. N. I, 1930.

336. Табагари В. Н., Аревадзе В. Л. и Горбаченко А. С. Отчет Келасурской геолого-поисковой партии по олову и редким металлам. Фонды Груз. Геол. Упр. 1940.

337. Татришвили Н. Ф. Диабазы Верхней Рачи. Труды Тбил. Гос. Университета им. Сталина, т. 13, 1940.

338. Татришвили Н. Ф. К петрографии южного склона Главного Кавказского хребта в пределах Верхней Рачи. Матер. по петрографии ГССР, Тр. Груз. геол. управл., вып. 9, 1945.

339. Татришвили Н. Ф. Основные черты петрографии Верхней Рачи. Сообщ. Акад. Наук ГССР, т. 2, № 4, 1941.

340. Твалчрелидзе А. А. К минералогии Батумского края. Изв. Акад. Наук, 1912.

341. Твалчрелидзе А. А. Отчет о поездке в Имеретию и Турецкий Лазистан. Отчеты комиссии по изуч. произв. сил. Акад. Наук, 1917.

342. Твалчрелидзе А. А. Отчет о командировке на Кавказ летом 1916. Отчеты комиссии по изуч. произв. сил, № 7, 1917.

343. Твалчрелидзе А. А. Вулканы и минералы Телетского хребта. Путеводитель по Тифлису и его окрестностям. Тифлис. 1925.

344. Твалчрелидзе А. А. Сукновальные глины Западной Грузии. Минер. сырье, № 8, 1925.

345. Твалчрелидзе А. А. Сходство минерального мира окрестностей Тифлиса и Батума. Труды Краев. съезда. Тифлис, 1926.

346. Твалчрелидзе А. А. Флоридиновая глина сел. Гумбри, близ Кутаиса. Мин. сырье № 6—7, 1948.

347. Твалчрелидзе А. А. Флоридин и некоторые его месторождения в Грузии. Бюлл. Тифлисского Университета, т. 3, 1928.

348. Твалчрелидзе А. А. Гумбрин—фуллерова земля из Гумбри. Изд. Горно-хим. треста ВСНХ Грузии. Тифлис, 1929.

349. Твалчрелидзе А. А. Флоридиновые и бентонитовые глины Западной Грузии. Сб. Отбеливающие земли СССР. Изд. Станд. и рацион. 1933.

350. Твалчрелидзе А. А. Флоридиновые и бентонитовые глины Закавказья. Тр. I Всесоюзной конфер. по отбелив. глинам, Москва, 1931.

351. Твалчрелидзе А. А. Флоридиновые глины. Сб. Минеральные ресурсы Грузии. Гостехиздат Грузии, Тбилиси, 1933.

352. Твалчрелидзе А. А., Филатов С. С. Глины отбеливающие. Сб. Неметаллические ископаемые СССР, т. 4, Изд. Акад. Наук СССР, 1941.

353. Твалчрелидзе А. А. и Калашникова Е. Д. Цеолитизированные породы окрестностей Тбилиси и возможности их технического использования. Сообщ. Груз. филиала Акад. Наук СССР, т. I, № 1, 1941.

354. Твалчрелидзе А. А. Описание Грузинских месторождений бентонитов. Сб. Бентониты Грузии. Тр. Груз. геол. у правления, вып. 3, 1941.

355. Тимофеев К. И. Породы Мамиссонского ледника. Ежег. по геол. и мин. России, т. 13, кн. 5—6, 1911.

356. Тиррель Дж. В. Основы петрологии. Перевод с англ. под ред. А. Н. Заварицкого. Гос. Науч. Техн. Издат. Москва, 1932.

357. Тиррель Дж. В. Вулканы. Перев. с англ. под ред. А. Н. Заварицкого. Горгеонефтеиздат, 1934.

358. Тиррель Дж. В. Связь между магматической деятельностью и тектоникой. Международн. Геол. Конгресс, Труды XVII сессии, т. I, Москва, 1937.

359. Усов М. А. Фазы эффузивов. Изв. Томского техн. инст. т. 46, 1925.
360. Усов М. А. Фации и фазы интрузивов. Изв. Сиб. отд. Геол. ком. т. IV, вып. 3, 1925.
361. Усов М. А. Фации и фазы пород эффузивного облика. Пробл. сов. геологии, № 9, 1935.
362. Усов М. А. Геология магматических пород. Вопросы геологии Сибири, сборник посвящ. М. А. Усову. Изд. АН СССР, Москва, 1945.
363. Ферсман А. Е. Материалы к исследованию цеолитов России. Тр. Геол. музея Ак. Наук, 1903, т. II, вып. 6, 1903.
365. Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. Изд. АН СССР, Москва, 1939.
366. Флоренский А. А. и Барсанов Г. Геология, петрография и полезные ископаемые бассейна р. Лопанис-цхали в Юго-Осетии. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., вып .13, 1936.
367. Favre E. Recherches géologiques dans la partie centrale de la chaine du Caucase. Geneve, 1875.
368. Fournier E. Description géologique du Caucase central. Marseille, 1896.
369. Хайн В. Е. Опыт сопоставления меловых отложений южного склона Большого Кавказа, Аз.ОНТИ, Баку, 1937.
370. Харкер А. Метаморфизм. Перев. с англ. под ред. Н. Н. Горностаева, Москва, 1937.
271. Harker A. Natural History of Igneous Rocks. New York, 1909.
372. Цулукидзе Г. Г. К геологии Тифлисской губернии. Геологич. исследование в области речных долин Алгетки и Храма. Мат. для геол. Кавказа, сер. 2, кн. 1, 1887.
373. Цагарели А. Л. К стратиграфии верхнемеловой вулканогенной фации («мтавари»). Сообщ.. Ак. Наук ГССР, т. VII, № 1—2, 1946.
373а. Чирвинский П. Н. и Ульянов А. А. Черный песок р. Супсы на Кавказе. Изв. Донск. политехн. инст. т. II, 1928.
374. Чихелидзе С. С. Доюрские формации Грузии. Фонды Инст. Геол. и Мин. АН ГССР, 1943
375. Чихелидзе С. С. Геолого-петрографическое строение юго-восточной части Дзирульского массива. Фонды Инст. Геол. и Минер. Ак. Наук ГССР, 1945.
376. Чичинадзе К. Г. Металлогения Горной Рачи и Сванетии. Акад. Наук СССР, 1945.
377. Чхотуа Г. Р. Предварительный отчет Кодорской геологической партии. Фонды Груз. Геол. Управления, 1933.
378. Чхотуа Г. Р. Очерк геологического строения бассейна верховьев рек Бзыби и Гумисты в Абхазии. Фонды Груз. Геол. Управл., 1936.
379. Чхотуа Г. Р. Очерк геологического строения бассейнов рек Восточной Гумисты, Келасури и Амтхела. Фонды Груз. Геол. Управления, 1937.
380. Чхотуа Г. Р. К петрографии древних основных и ультра-основных пород верхов. р. Кодора в Абхазии. Бюлл. Геол. Инст. Грузии, т. 3, вып. I.
381. Чхотуа Г. Р. Отчет Чхалтинской геосъемочной и поисково-разведочной партии за 1939 год. Фонды Груз. геол. Управ. 1940.
382. Чхотуа Г. Р. Интрузивные породы Абхазской АССР. Сб. Интрузивы Закавказья. Тр. Груз. геол. управления, вып. 2, 1941.

383. Шония Н. Ф. Геологическое строение среднего течения р. Лухумис-Цхали и Сакаура. Фонды Груз. Геол. управл., 1938.

384. Штауб Р. Механизм движений земной коры. Перевод с немецкого под редакц. Я. С. Эдельштейна. ГОНТИ, Москва, 1938.

385. Steinmann G. Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebrigen. C. C. R. d. la XIV Session du Congrès Géologique International, II, 1927.

386. Щербаков Д. И. Высокотемпературные рудные формации Центрального Кавказа. Вопросы минералогии, геохимии и петрографии Акад. Наук СССР, 1946.

387. Эдилашвили В. Я. Петрографическое описание пород бассейна верховьев рек Бзыби и Западной Гумисты. Фонды Груз. геол. управления, 1936.

388. Эдилашвили В. Я. Петрографическое описание пород бассейна верховьев рек Бзыби и Западной Гумисты. Фонды Груз. Геол. Управл., 1936.

389. Эдилашвили В. Я. Геологическое описание листа К—37—XII (Сухуми). Фонды Груз. Геол. Управл. 1945.

390. Эдилашвили В. Я. Геологическое описание листа К—38—XXII (Телави). Фонды Груз. Геол. управл. 1946.

391. Эристави М. Стратиграфия среднего мела окрестностей Кутаиси. Труды Тбил. Госуд. Универ. им. Сталина, т. 27, 1946.

392. Янушкевич А. А. Сборник химических анализов Грузинских пород и минералов. Труды Груз. Геол. Управл., вып. I, Тбилиси, 1939.

Напечатано по постановлению редакционно-издат. совета Академии Наук Грузинской ССР

▲

Редактор—действ. член
АН Груз. ССР *А. И. Джанелидзе*

Техредактор—*Т. Н. Иосемани*

▲

Редакционно-издательский совет
Академии Наук Грузинской ССР

№ 13

Заказ № 124 УЭ 13699. Тираж 1000
Подписано к печати 1.X.1948
Разм. бум. 72×110. Печатн. л. 26
Учетно-издательская ф. 34

Типогр. АН ГССР, ул. Церетели, № 7