

В. Н. Котляр

ПАМБАК

ГЕОЛОГИЯ
ИНТРУЗИВЫ
и
МЕТАЛЛОГЕНИЯ

ЕРВАН

1958

RECEIVED THE OFFICE OF THE SECRETARY OF THE ARMY

WASHINGTON, D. C.

U. S. ARMY

OFFICE OF THE SECRETARY OF THE ARMY

WASHINGTON, D. C.



RECEIVED THE OFFICE OF THE SECRETARY OF THE ARMY

1928

U. S. ARMY

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ

ԵՐԿՐԱՐԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Վ. Ն. ԿՈՏԼՅԱՐ

Փ Ա Մ Բ Ա Կ

ՓԱՄԲԱԿԻ ԼԵՌՆԱՇՂԹԱՅԻ ԵՎ ՆՐԱ ՀԱՐԱԿԻՅ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ
ՇՐՋԱՆՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱՐԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ, ԻՆՏՐԵԻԶԻԱՆԵՐԸ
ԵՎ ՄԵՏԱԼՈԳԵՆԻԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԱ ՀՐԱՏԱՐԱԿԶՈՒԹՅՈՒՆ

Ե Ր Ե Վ Ա Ն

1958

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

В. Н. КОТЛЯР

ПАМБАК

ГЕОЛОГИЯ, ИНТРУЗИВЫ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ПАМБАКСКОГО ХРЕБТА И СМЕЖНЫХ
РАЙОНОВ АРМЕНИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1958



13894
48611
11984

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Армянской ССР*

Работа представляет собой монографическое описание средней части Памбакского хребта — одного из интереснейших районов Армянской ССР по своему геологическому строению, необычайному разнообразию интрузивных пород и особенностям металлогении. В работе уделено большое внимание изучению геологических соотношений третичных интрузивов, их петрографии, освещению генезиса щелочных пород, присутствующих в их составе.

Книга рассчитана на геологов и студентов, занимающихся изучением интрузивов и рудных месторождений Кавказа и других областей.

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа является результатом полевых исследований 1938—1939 гг. и камеральной обработки материалов как этих исследований, так и более ранних (1931 и 1932 гг.), когда нами была проведена детальная геологическая съемка обширного района площадью более 1000 км² в масштабе 1:42000.

Целью работ по изучению Памбакского комплекса интрузивов являлось: 1) расчленение интрузивов по их геологическому и относительному возрасту; 2) петрографическое изучение отдельных типов интрузивов; 3) выявление их металлоносности для разных возрастных, петрологических и морфологических типов и 4) выявление генезиса рудных скоплений и закономерности в их распределении для правильного направления геолого-поисковых работ. Указанная установка предопределяла, в известной мере, и методику полевых работ. Последние заключались в детализированном геологическом картировании участков распространения интрузивов с тщательным изучением контактов, а для некоторых из них и внутренней тектонической структуры; в геологической съемке тех незаснятых ранее районов, куда распространяются интересующие нас интрузивы; в исследовании всех рудных месторождений и проявлений, распространенных в районе работ с дополнительным изучением некоторых из них и, наконец, в шлиховом спробовании.

Проведенная работа заложила основы геологического изучения этой части Малого Кавказа и ее замечательных интрузивных образований, которые В. Н. Лодочников образ-

но назвал „природным фейерверком“. Однако по разным причинам в свое время удалось опубликовать только небольшую статью, посвященную петрографии щелочных пород. В дальнейшем нам пришлось снова неоднократно обращаться к собранному богатому материалу, проводить дополнительные исследования и прорабатывать вопросы магматизма и металлогении (1947, 1952, 1953 гг.). В связи с этим некоторые вопросы были доработаны и работа, написанная нами в 1940 г., была в отдельных частях дополнена и несколько изменена в части трактовки некоторых фактов и положений. Были существенно развиты вопросы петрогенезиса и особенно металлогенезиса, причем выдвинутые на данной фактической основе положения приобретают значение, выходящее за пределы данной области. Эти положения, по нашему мнению, представляют общий интерес для проблемы рудообразования.

Необходимо отметить, что после наших исследований 1938—39 гг. изучение Памбака проводилось и другими исследователями. Особенно углубленными и продолжительными были работы Г. П. Багдасаряна, который опубликовал ряд ценных статей по интрузивам Памбака. Нам очень приятно было прийти к выводу, что при развитии этим автором представлений о петрографии и генезисе интрузивных пород фактическая основа этими тщательными и детальными работами была подтверждена. Вместе с тем, необходимо отметить большое научное и практическое значение этих исследований и, в частности, энергичное выдвижение названным автором проблемы использования нефелиновых сиенитов для получения глинозема, что было поддержано в выступлениях на XX съезде КПСС.

Интересные представления о генезисе щелочных пород были высказаны В. П. Петровым в результате посещения им этих образований. Наконец, ряд иных трактовок наблюдаемых фактов о соотношении интрузивов предложил А. Г. Мидян. На всех этих работах и высказанных новых представлениях мы останавливаемся ниже.

Не подлежит сомнению то положение, что Памбакский комплекс третичных интрузивов представляет собой объект и для дальнейших исследований в самых разнообразных на-

правлениях, и что на этом замечательном природном объекте может получить и дальнейшее освещение целый ряд важных теоретических и практических проблем.

Автор считает необходимым отметить большое участие в исследованиях 1938—39 гг. своего ученика Г. В. Успенского, безвременно погибшего во время Отечественной войны.

Приятным долгом автор считает выразить глубокую благодарность Академии наук АрмССР, выразившей согласие опубликовать настоящий труд.

I. ОБЩАЯ ЧАСТЬ

A. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ РАЙОНА

Рассматриваемый район в той или иной мере подвергался изучению со стороны ряда исследователей. Кроме Г. Абиха [1, 2, 53, 54] и Ф. Освальда [38, 57], охвативших своими исследованиями всю территорию Армении, район посещался И. Танатаром [58, 59], Г. М. Смирновым [46], О. Т. Карапетяном [29], А. А. Турцевым [51], А. С. Гинзбергом [2, 23], Е. Н. Дзякоцэзэ-Сизельзэзэ [25] и др.

Однако ни в одной из опубликованных этими исследователями работ, кроме устаревшей работы Г. Абиха, не приводится сколько-нибудь существенных данных стратиграфического, а тем более, тектонического характера хотя бы для какой-либо части нашего района. Еще меньше данных имеется в этих статьях в отношении характеристики комплексов интрузивов, хотя в ряде работ [22, 23, 25, 57, 58, 59] приводятся данные сведения петрографического характера.

Кроме указанных статей имеется и ряд других, посвященных преимущественно месторождениям полезных ископаемых [28, 31 и др.], но большинство их носит лишь отрывочный характер.

В 1932 году мною в результате проведенной геологической съемки был дан сводный очерк рудных месторождений данной области, сопровождаемый краткой характеристикой геологического строения района по полевым, тогда еще необработанным данным и схематической геологической

картой в масштабе 1:210000. Позже в связи с микроскопическим просмотром части шлифов мной были даны краткие статьи об открытии нефелиновых сиенитов [34] и лейцитовых пород [35], а также по общей характеристике интрузивов северной части Армении [32].

Говоря об изученности рассматриваемого района, нельзя не упомянуть о систематических исследованиях, проведенных в соседних районах К. Н. Паффенгольцем [40, 41, 42]. Результаты его исследований, производившихся после геологических работ 1932 г., были в возможной мере учтены в исследованиях последнего года. Из работ по соседним районам необходимо также отметить работы В. Г. Грушевого для смежного Шагали-Элиарского района [24], а также работы А. С. Гинзберга [22, 23,] А. Турцева [51] и др.

Из более новых работ, вышедших уже с учетом проведенных нами исследований, необходимо указать на статьи Г. П. Багдасаряна [4—9] и В. П. Петрова [45].

Б. МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ И ОРОГИДРОГРАФИЯ

Описываемый нами район находится в северной части Армянской ССР на территории Ахтинского, Кироваканского, Дилижанского и Апаранского районов.

В географическом отношении он захватывает среднюю часть наиболее крупного в районе Памбакского хребта и почти полностью бассейны рр. Мармарик (правый приток р. Раздан) и Гарпи (правый приток р. Памбак) и верховья рр. Акстев и Касах.

Памбакский хребет, являющийся одной из наиболее крупных морфологических единиц Малого Кавказа, проходит почти в широтном направлении от ст. Спитак Закавказской ж. д. до северо-западного края оз. Севан, где он сочленяется с хребтом Шах-даг. В рассматриваемом районе Памбакский хребет выражен наиболее высокогорной его частью. Высшие точки хребта имеют следующие отметки: Халхал Восточная—2980 м, г. Тежсар—3109 м, г. Маймех—3091 м, г. Дебахли—2829 м, г. Оюхлю—2894 м и др. Южный склон хребта является более крутым и обнаженным, чем северный. Рельеф в этой части района весьма резкий. Отно-

сительные высоты достигают 1200 м и более. Резкость рельефа еще более усугубляется большим количеством ручьев и рек, стекающих с хребта и образующих особенно на южном склоне глубокие ущелья.

К северу от Памбакского хребта почти в том же направлении протягивается Халабский хребет с отходящим от него под острым углом хр. Базумским (Геджалинским). Этот хребет, начинаясь от ущелья р. Памбак, протягивается на восток, где далее переходит в хр. Иджеванский (Дали-даг). Наиболее высокими точками Халабского хребта являются: г. Халаб 3022 м, Бешкечмас 2630 м, Кеша-даг 2825 м, г. Базум 2769 м и др. Эта часть района отличается также резким рельефом.

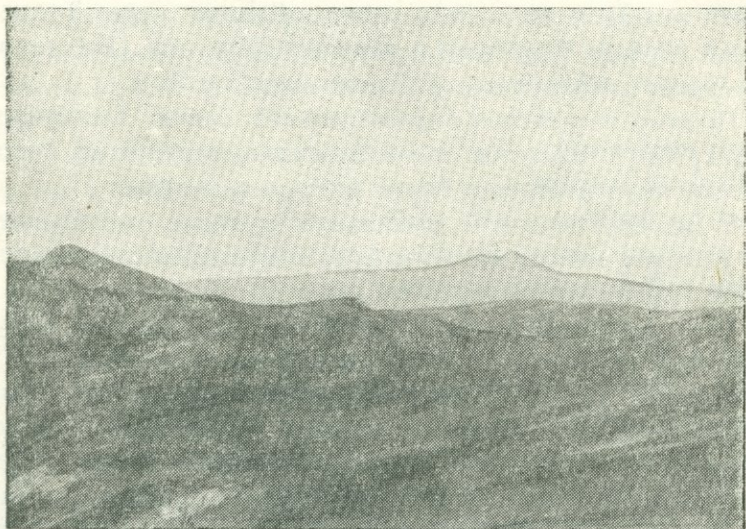


Рис. 1. Памбак. Вид с вершины хребта.

Хребет Цахкунянцский (Мисханский), проходящий южнее примерно в том же направлении и занимающий в общей сложности не меньшую площадь, чем Памбакский, значительно отличен от него по своим топографическим и геоморфологическим признакам. От наиболее значительной вершины в западной его части — г. Дамлик, водораздельная линия проходит до отметки 1236 м несколько на юго-восток;

затем круто поворачивает прямо на юг и проходит на протяжении около 3 км. Отсюда она протягивается в широтном направлении несколько южнее истоков г. Мармарик, по урочищу Ортулю, и снова сворачивает на юг до вершины 1263 м. Здесь водораздельная линия разветвляется, образуя два больших отрога: западный—между сс. Имрлу и Тамжерлю и южный—с господствующей вершиной Техенис (Алибек) (1854,75 м). Продолжением же собственно Цахкунянского хребта далее на восток следует считать направление, связывающее вершину 1263 м с г. Чингил-даг (2815,86 м), заканчивающееся хребтом Занджерлы с г. Техенис (Цахкадзор).

От вершины Техенис хребет ответвляется по направлению к Цахкадзору (Дарачичаг) на ряд веерообразно расположенных отрогов, разделенных между собою балками. В крайней западной части от вершины Дамлик через Тухманукский перевал (Бозехуш) и вершину Деве-таш, Цахкунянский хребет сочленяется с Памбакским хребтом.

Помимо извилистой водораздельной линии Цахкунянский хребет отличается более плоскими вершинами, пологими склонами и вообще более мягким рельефом.

В гидрографическом отношении в районе развиты четыре главных речных системы, образованные бассейнами рек Акстев, Гарпи, Маман и Касах.

Река Акстев (Актафа), впадающая справа в р. Куру, берет свое начало у с. Лермонтово, имея направление к юго-востоку, представлена в исследованном районе самым верхним течением. С правой стороны по северному склону Памбакского хребта в нее стекает множество горных рек и ручьев, придающих ей значительную многоводность. Ширина долины у сс. Гамзачиман и Фиолетово достигает почти двух километров, далее же по течению она делается более узкой, переходя в ущелье.

В северо-западной части района протекает р. Гарпи, причем водоразделом между ее притоком, р. Тандзут и р. Акстев, является едва заметная возвышенность у с. Лермонтово. В р. Гарпи стекают уже более значительные реки: Ванадзор, Тандзут и др.

Наиболее крупной водной артерией района в центральной его части является р. Мармарик, имеющая одина-

ковое с р. Актев юго-восточное направление. Истоки ее, берущие свое начало у вершин Дебахли и Маймех, превращаются в крупные горные ручьи, образующие далее р. Мисханку. Главнейшими из этих ручьев являются Атам-дараси, Очаги, Кем-дараси и Мармарик. От места впадения р. Уляшик начинается уже собственно р. Мармарик, протекающая далее на юго-восток по более широкой долине. У с. Джарат (Рандамал) она впадает в р. Раздан, которая, огибая огроги Цахкунянцского хребта через сс. Агпара, Кахсы, Бжни, уходит далее к югу в направлении к г. Еревану.

В юго-западной части описываемого района примерно в меридиональном направлении протекает р. Касах. Равнинный характер этого участка, резко отличный от описанной горной части, обязан широким долинам этой реки и ее притоков. Истоки р. Касах выходят за пределы нашего плана.

От с. Апаран река меняет свое направление на юг и течет в неглубоком русле почти до с. Зовуни (Моллакаsum), откуда характер русла меняется. Река глубоко врзается в туфовую толщу и русло ее приобретает уже характер каньона с отвесными стенами, достигающими высоты нескольких десятков метров.

В верхнем течении р. Касах слева в нее впадает речка, протекающая через с. Дзоратлух (Гюлаблю) и выработавшая себе также широкую (до 2 км) долину. Справа впадают реки, берущие начало с восточных склонов г. Арагац (Алагеза), часто с плохо врыженными долинами, маловодные и нередко пересыхающие летом.

Как для Памбакского, так и для Цахкунянцского хребтов следует отметить большое развитие растительности, главным образом, для северных склонов. В бассейнах рр. Актев и Гарпи имеется довольно густой и крупный лес, в то время как в бассейне р. Мармарик распространен лес лишь сравнительно низкорослый, иногда даже чахлый. Бассейн же р. Касах почти совершенно безлесный.

Обнаженность описываемого района неравномерная, но в общем довольно значительная. Как правило, южные скло-

ны хребтов более обнажены, чем северные, что отмечалось еще О. Т. Карапетяном [29].

Следует еще отметить значительную населенность района. Селения обычно расположены здесь в долинах протекающих рек и их притоков.

Хорошее шоссе от г. Дилижан по ст. Кировакан Закавказской железной дороги связывает район с железной дорогой. Такое же шоссе проходит по долине р. Касах до ст. Спигак той же железной дороги.

Восточная часть района связывается также шоссе с дорогой непосредственно с Ереваном, расстояние до которой равно приблизительно 50—60 км.

В. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПАМБАКСКОГО ХРЕБТА И СМЕЖНЫХ РАЙОНОВ

В строении описываемой области принимают участие различные толщи пород от древних (докембрий-палеозой) до молодых четвертичных образований.

Важнейшей особенностью геологического строения данного района является широкое развитие древней метаморфической толщи и древних интрузий. Эта толща известна и в соседнем Арзаканском районе, где она изучалась К. Н. Паффе и Гольцем.

Отложений среднего и верхнего палеозоя, а также нижнего и среднего мезозоя в исследованном районе неизвестно. На древнюю сланцевую толщу непосредственно налегают слои верхнего мела.

Исследованный район является также областью широчайшего развития вулканических образований кайнозоя, слагающих более 40% его площади. Однако эти образования, принадлежащие, главным образом, к эоцену и миоплиоцену, до последнего времени не были изучены и расчленены в достаточной мере. Что же касается эоцена и палеоцена, то расчленение их для Закавказья вообще и для данного района в особенности находится еще в начальной стадии. Вот почему в приводимом ниже нормальном разрезе мы даем более детальное расчленение этих образований, чем это давалось до сих пор.

Широкое развитие в описываемом районе имеют и интрузивы, слагающие около 25% его площади.

Геологический разрез района представляется снизу вверх в следующем виде:

1. Толща древних метаморфических сланцев докембрия, представленная сланцами разнообразного состава, перемежающимися в верхней ее части с пластами мраморизованных известняков и вулканогенными породами. Мощность толщи превышает 3000 м.

2. Толща древних вулканогенных пород преимущественно порфиритового состава предположительно докембрийского или нижнепалеозойского возраста, расланцованная в нижней своей части и инъецированная габбро, диабазами и гипербазитами. Мощность толщи составляет более 600 м.

3. Толща конгломератов, перемежающихся с грубыми слоями серых и зеленых песчаников, выше переходящих в свиту почти черных глинистых песчаников и аргиллитов, относящаяся к коньякскому ярусу. Эта толща залегает трансгрессивно и резко несогласно на древних сланцах и плагиогранитах. Мощность ее непостоянная и составляет от 80 до 200 м.

4. Толща мергелей и песчаников нижнего сенона, налегающая на предыдущую без видимого несогласия. Мощность толщи также непостоянна и доходит до 100 м.

5. Светлые мергелистые известняки сантона, налегающие трансгрессивно со слабо угловым несогласием на толщу коньяка. Мощность толщи известняков составляет около 200 м.

6. Мощная вулканогенная толща эоцена сложного петрографического состава, налегающая на известняки сенона несогласно или иногда без видимого несогласия. Полная мощность этой толщи составляет более 2500 м. Толща может быть расчленена на следующие свиты:

а) свиту туфобрекчий, туфов и туффитов порфиритового состава предположительно ниже- или среднеэоценового возраста. Мощность ее составляет около 300 м.

б) Свиту кварцевых порфиров и их туфов (нижн.-средн. эоцен).

в) Свиту порфиров, их туфов, туфобрекчий и пере-

межающихся с ними туффитов общей мощностью ок. 600 м (средний эоцен).

г) Свиту преимущественно щелочных эффузивов и их туфов общей мощностью ок. 750 м, фациально переходящую в вулканогенные породы предыдущей свиты (средний—верхний эоцен).

д) Свиту кислых эффузивов и их туфов верхнего эоцена. Мощность около 350 м.

7 Вулканогенная толща миоплиоцена может быть разделена на следующие свиты:

а) Туфы и туфобрекчии мощностью до 80—100 м.

б) Липаритовые и липарито-дацитовые лавы и обсидианы общей мощностью более 100 м.

в) Андезитовые и базальто-андезитовые лавы в виде покровов мощностью до нескольких сот метров.

8 Четвертичные лавы андезитового и дацитового состава.

9 Четвертичные наносные отложения.

Интрузивные породы описываемого района исключительно разнообразны. Они относятся к различным по возрасту комплексам образований от древнего допалеозойского, до третичного времени. Детальное расчленение их по возрасту дается в 3-й части, посвященной интрузивам.

ТОЛЩА ДРЕВНИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ (докембрий)

Толща метаморфических сланцев имеет довольно широкое распространение в верховьях р. Мармарик, а также по левобережью р. Касах, слагая ядро Мисхано-Арзаканского антиклинала. Впервые встреченные нами в 1930 году эти породы были названы роговиковыми сланцами [30], причем тогда же по налеганию за них верхнемеловых отложений был установлен доверхнемеловой возраст. Подобные же сланцы были выявлены Н. Казнаковой и Б. П. Ефимовым у сс. Арзакан и Агверан и позже были изучены там К. Н. Паффенгольцем [44]. В более отдаленных районах подобные породы известны в Дзирульском массиве, в бассейнах рр. Машавери и Храми и на Главном Кавказском хребте.

Толща метаморфических сланцев, являясь наиболее

нижним членом стратиграфического разреза описываемого района и всей области, не представляется однородной. В участках у с. Меградзор (Тайчарух), а также у сс. Имрлу, Мармарик и др. сланцы представлены разностями с более высокой степенью метаморфизма (кварцево-силлиманитовые, кварцево-дистеновые, кварцитовые, слюдисто-кварцитовые и др.), в то время как у с. Анкаван (Мисхана) породы этой толщи представлены преимущественно роговообманково-полевошпатовыми, эпидото-полевошпатовыми, слюдистыми и др. сланцами и амфиболитами, перемежающимися с нерассланцованными или малорассланцованными вулканогенными породами.

А. П. Герасимов, изучавший древнюю сланцевую толщу Главного Кавказа, делит эту толщу по степени метаморфизма слагающих ее слоев на две части — нижнюю и верхнюю. Такое же деление древней толщи на две части принимают и большинство других исследователей, причем не только для Главного хребта, но и для более южных районов Дзирульского массива и небольших массивов бассейнов рр. Машавери и Храм. В нашем районе мы, очевидно, не имеем столько же глубоко вскрытой сланцевой толщи, как на Главном хребте. И у нас, и в соседнем Арзаканском районе мы не имеем гранатсодержащих сланцев, составляющих на Главном хребте нижнюю и более древнюю часть толщи.

Основанием для отнесения описываемой толщи к древнему палеозойскому или допалеозойскому возрасту является:

а) Литологический характер слагающих ее пород, весьма сходный и почти идентичный с соответствующими образованиями бассейнов рр. Храм и Машавера Дзирульского массива и Главного хребта.

б) Трансгрессивное налегание на сланцевую толщу слоев верхнего мела, являющихся в рассматриваемой зоне или более нижними горизонтами мезозоя.

в) Принадлежность этих пород к древней толще Арзаканского района.

г) Интенсивная повсеместная дислоцированность толщи.

д) Наличие многочисленных интрузивов плагиограни-

тов и их мигматитов досеноманского, скорее всего, палеозойского возраста.

В настоящее время еще нет достаточных оснований для установления возраста отдельных членов рассматриваемой толщи. Это — задача для будущих исследований. Сейчас можно лишь отметить, что докембрийская сланцевая толща возможно включает в себе формации разных геологических эпох.

Особенностью сланцевой толщи является ее интенсивная дислоцированность. При проведенных общих исследованиях невозможно выделить все тектонические элементы, которые в ней наблюдаются. Сланцы нередко измяты до пloyчатости с резким изменением их залегания на небольшой площади. В отдельных участках отмечается СВ простирание, что К. Н. Паффенгольц считает присущим всей сланцевой толще. Однако для Мисханского района нельзя считать такое залегание основным и даже преобладающим, так как широтные или близкие к нему, а также северо-западные простирания встречаются также весьма часто.

Сланцы нередко содержат в себе линзы и пластовые жилы белого кварца, в котором кроме редкого хлорита, пирита и окислов железа других минералов не встречено. Галька этих кварцевых тел наблюдается и в верхнемеловом конгломерате. Мощность жил и линз кварца достигает до 2 метров и редко больше, обычно же колеблется в пределах 20—60 см. Длина их редко превышает 10 м.

Касаясь петрографического характера сланцев, необходимо указать на довольно пестрый их состав с часто наблюдающимися постепенными переходами от одной разновидности к другой. Так, например, при наличии 3—4-х минеральных компонентов, представленных плагиоклазом, роговой обманкой, биотитом и эпидотом, в зависимости от разных соотношений их в породе мы получаем до 7—8 отдельных разновидностей. В нижеследующем кратком описании пород рассматриваемой толщи мы даем перечень и характеристику основных разновидностей, отмечая случаи, где они обнаруживают ряд постепенных переходов.

Породы рассматриваемой толщи обладают отчетливой сланцеватостью или слоистостью, но среди них отмечаются

участки, где сланцеватость выражена весьма слабо. Такие участки были отмечены еще в 1932 году по р. Мисханке, а также в Апаранском районе. В 1937 году К. Н. Паффенгольцем там же выявлены среди сланцев рассланцованные габбро. Позднее нами выявлены и рассланцованные серпентиниты.

Макроскопически сланцы — чаще темного цвета иногда с зеленоватым или синеватым оттенком, но встречаются и более светлые. В темных разновидностях нередко можно рассмотреть кристаллики роговой обманки или эпидота. Встречаются и слюдяные сланцы с ясно различимым биотитом.

Под микроскопом структура породы чаще кристаллобластическая, иногда близка к роговиковой. У с. Имрлу, на Цахкунянцском хребте и в верховьях р. Кара-чобан сланцы окварцованы и осветлены. Метаморфизованные под влиянием интрузии кварцевых диоритов сланцы у с. Анкаван и по руч. Намазелян местами превращены в тремолитовые образования.

Слюдяные и слюдисто-кварцитовые сланцы значительно распространены у сс. Мэрмарик, Меградзор и отчасти у с. Анкаван. Наиболее часто среди них встречаются разности с биотитом, но отмечены и такие, которые содержат биотит и мусковит вместе, причем последний чаще в подчиненном количестве. Количество кварца варьирует в широких пределах до перехода слюдяных в слюдисто-кварцевые и кварцитовые разности.

Мелкочешуйчатые агрегаты слюды образуют полосы или неправильные скопления среди гранобластовой массы кварца. Скопления состоят, главным образом, из мелких листочков мусковита и гидратизированного слабо плеохроирующего биотита с заметно пониженным двупреломлением, причем они обычно загрязнены вторичными продуктами и окислами железа. В некоторых шлифах чешуйки светлой слюды настолько мелки, что их можно считать серицитом.

В некоторых породах этого же типа встречается и кали-натровый полевой шпат, который заполняет промежутки между зернами кварца или иногда образует с ними пегматитоподобные прорастания. Из других минералов часто присутствуют магнетит, апатит, иногда циркон и редко турма-

лин. Последний в количестве нескольких короткопризматических кристаллов встречен в сланцах в 2 км от с. Меградзор (обр. 727 г). Интересно отметить, что К. Н. Паффенгольцем тоже указываются турмалинсодержащие сланцы для Агверанского района.

Амфиболиты являются особенно широко распространенными породами в Анкаванском (Мисханском) и особенно в Дзораглухском (Гюлаблинском) участках и часто слагают значительные площади. Вместе с эпидото-роговообманково-полевошпатовыми сланцами они, безусловно, являются преобладающими в верхней части сланцевой толщи, которая так широко распространена в верховьях р. Мармарик. Структура породы кристаллобластовая, но нередко встречаются порфирибластовая, гетеробластовая и гомеобластовая. Полосчатые или слоистые текстуры, вообще говоря, довольно редки.

В минералогическом составе кроме роговой обманки и плагиоклаза, выраженного обычно андезином (№ 32—38), очень часто наблюдается эпидот, иногда цоизит и нередко рудный минерал, апатит и сфен. Также присутствуют, и нередко в значительном количестве, хлорит и карбонат.

Эпидот присутствует в количестве до 30, а иногда даже и до 50% породы, и тогда мы имеем переход в роговообманково-эпидотовые сланцы или эпидотовые амфиболиты. Последние имеют довольно широкое развитие в Цахкунянцском районе и как будто особенно в тех участках, где более интенсивны инъекции плагиогранитов.

В рассматриваемых сланцах часто наблюдается изменение роговой обманки в хлорит. При широком развитии этого процесса намечается переход к хлоритовым сланцам, что отмечает и К. Н. Паффенгольц для Арзаканского района. В некоторых участках у с. Анкаван в амфиболитах встречен моноклинный пироксен, принадлежащий к диопсиду.

Эпидото-амфиболовые сланцы имеют широкое развитие в Анкаванском и Дзораглухском районах. Макроскопически это темные с зеленоватым оттенком породы сланцеватые или иногда почти массивные (у г. Шиш-кая).

Структура породы гранобластовая, иногда порфирибластовая. Текстура нередко полосчатая. Состав породы

определяется роговой обманкой, кислым или средней основности плагиоклазом и эпидотом. Соотношение этих главных минеральных компонентов нередко меняется. Роговая обманка наблюдается часто в вытянутых в одном направлении кристаллах и неправильных зерен. Из других компонентов часто присутствует сфен, достигающий иногда количества до 2—3% (шл. 293а), титано-магнетит и апатит. Титано-магнетит хорошо распознается по облеканию этого минерала сфеном.

Слюдисто-кварцевые сланцы с корундом, дистеном и турмалином были отмечены в местности Серимджан у с. Меградзор. Это темные сланцы, в которых мелкие выделения корунда различимы невооруженным глазом. Количество корунда, а также и дистена составляет до 4,6% площади шлифа. Интересно отметить, что удлиненные кристаллы корунда ориентированы под некоторым углом к полосчатости и сланцеватости породы.

Мраморы перемежаются со сланцами в виде тонких прослоек, пластов, а также довольно мощных, но мало выдержанных по простиранию пачек. Мощность слоев мраморов колеблется от 1 см и до 20 метров и более, хотя подобные мощные пачки в общем редки. Они встречены лишь на вершине отрога Дамлик у Каранлугского перевала, где служили объектом промышленной разработки (рис. 2), а также у с. Анкаван и являются аналогичными образованиями Арзаканского и Агверанского месторождений, находящихся по соседству к югу. С Цахкунянцской полосой мраморов, полавших в контакт с верхнеэоценовой интрузией кварцевых диоритов, связано и Анкаванское молибденовое месторождение в его скарновом этапе. В виде слоев малой мощности мраморы встречены также у Коммуны по р. Очапзор и др.

Макроскопически мраморы представляются большею частью светлыми до белых, серыми, желтоватыми и редко темными породами, иногда крупнокристаллическими трещиноватыми разновидностями. По своему составу мраморы довольно чистые и состоят из плотнопримыкающих друг к другу кристаллов кальцита часто раздавленных. Лишь иногда заметна примесь глинистого материала, хлорита, окислов

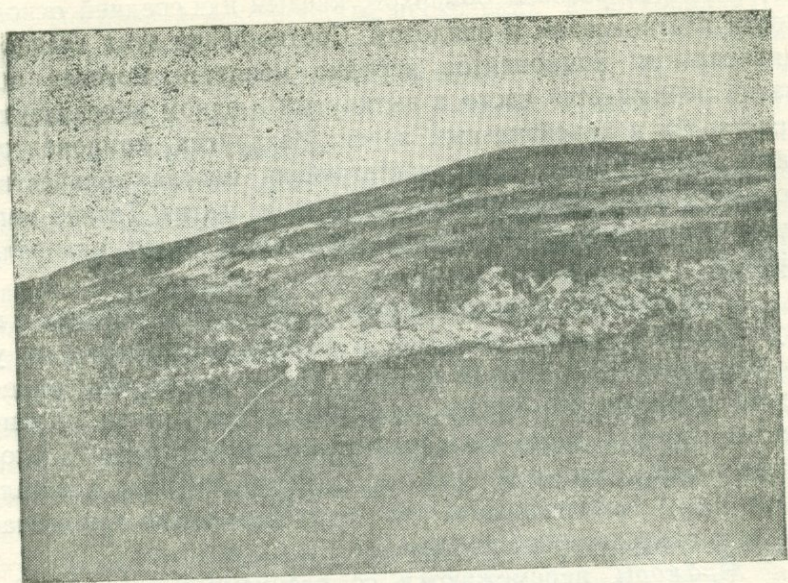


Рис. 2. Мраморы у г. Дамлик.

железа и совсем редко зерен кварца и плагиоклаза. Тщательные поиски в них органических остатков, к сожалению, никаких результатов не дали, что, может быть, объясняется их интенсивной и повсеместной мраморизацией.

О происхождении сланцев. Здесь мы рассматриваем вопрос об источнике того первичного материала, который путем тех или иных процессов превращен в сланцы. Таковыми образованиями, по нашему мнению, явилась, в основном, древняя вулканическая толща, во-первых, и древние интрузивы преимущественно или даже исключительно основного состава, во-вторых. Первое положение вытекает из установленного факта перемежаемости сланцев с малорассланцованными и нерассланцованными пачками порфиритов и их туфов, которые отмечены мной еще в 1932 году по руч. Атам-дараси у Каранлухского перевала и др., а также из наличия реликтовых структур. Второе доказывается остатками среди сланцев лишь частично рассланцованных габбро, диабазов и серпентинитов, выявленных мной у г. Шиш-кая, у сс. Лусагох, Дзораглух, и К. Н. Паффен-

гольцем у с. Мравян (Тамжерлу), а также реликтами структур и первичных минералов.

Но кроме вулканогенных и интрузивных пород, на месте современной сланцевой толщи имели значительное развитие и осадочные породы, в частности карбонатные слои, за счет которых впоследствии произошли мрамора. Однако их количество было, очевидно, небольшим и несравненно меньшим, чем пород вулканогенных. Мы не склонны считать, что район развития сланцевой толщи состоял когда-то сплошь из интрузивных пород всех типов со всеми промежуточными разновидностями. Сейчас есть основание думать, что гораздо большее чем интрузивные породы развитие имели породы древней вулканогенной толщи, а также и пиррогенные осадки, значительная часть которых, очевидно, для верхней ее части сохранилась в мало измененном виде у с. Лусагюх, вероятно, в значительной мере за счет них.

Без детального изучения сланцев, которое еще отнюдь нельзя считать проведенным, трудно говорить о процессах, которые вызвали их образование. Однако есть все основания рассматривать значительную часть метаморфических пород как мигматиты и инъекционные гнейсы.

Вопрос о происхождении сланцев Баксана рассматривался С. П. Соловьевым [49], который согласно с другими авторами считает характерным для химизма осадочных пород преобладание калия над натрием, магния над кальцием и глинозема над суммой щелочей и извести.

В результате С. П. Соловьев считает, что сланцы Баксана являются, в основном, парасланцами, т. е., что они образовались за счет осадочных пород, подвергнувшихся воздействию интрузии гранитоидов, которое происходило совместно с давлением.

Рассматривая комплекс наших сланцев с точки зрения химизма, К. Н. Паффенгольц на основании ряда химических анализов их отмечает обратные отношения указанных выше элементов, чем те, которые характерны для осадочных пород [44]. Следовательно, вывод о происхождении наших сланцев и мигматитов за счет вулканогенных и древнейших интрузивных пород, намечающийся на основании геологических и петрографических данных, подкрепляется также и

данными их химизма, и геологического положения. Значительную часть метаморфических пород, как показали последующие детальные исследования Г. П. Багдасаряна [6], представлены мигматитами, которые местами переходят в лейкократовые плагиограниты.

Нельзя не остановиться на вопросе о том, почему часть вулканогенных пород, которые мы также склонны рассматривать как палеозойские, сохранилась у сс. Лусагюх (Каранлух) и Меликгюх (Мелик-кенд) в нерассланцованном виде, в то время как у с. Анкаван они рассланцованы более или менее повсеместно и интенсивно. Это, по-видимому, объясняется разными стратиграфическими положениями рассматриваемых комплексов, что обусловило и разную степень метаморфизма. Позже эти комплексы были приведены к одному уровню по крупному Каранлугскому разлому.

ДРЕВНЯЯ ВУЛКАНОГЕННАЯ ТОЛЩА

(докембрий—нижний палеозой)

Эта толща имеет значительное развитие в западной части описываемого района у сс. Лусагюх и Меликгюх, слагающая площадь около 50 км². Она отделена от сланцевой и мигматитовой толщ разломом северо-западного направления, но это разделение толщ нерезкое: пачки рассланцованных пород встречены и среди вулканогенной толщ, хотя и невядалеке от Каранлугского разлома.

Отнесение рассматриваемой толщ к докембрию—нижнему палеозою основано на следующем:

1. на переходе в нижней ее части в сланцы, древний (нижнепалеозойский или допалеозойский) возраст которых в настоящее время сомнений не вызывает;

2. на установлении ее дотуронского возраста на основании наличия галек и валунов этих пород в туронском конгломерате и на отсутствии в этой области в смежных районах в геологическом разрезе нижнего мезозоя вообще;

3. на факте выявления интрузий плагиогранитов доверхнемелового, по-видимому, палеозойского возраста.

Кроме того следует отметить, что в исследованных С. С. Мкртчяном в Южной Армении толщах нижнего палеозоя также наблюдается вулканогенная толща.

Залегание пород рассматриваемой толщи более спокойное, чем сланцев Анкаванского района. Но, несомненно, что и здесь породы являются дислоцированными, хотя эта дислоцированность менее заметна, вследствие грубой слоистости и даже полного ее отсутствия. Во всяком случае, раздробленность, зеркала скольжения, а местами и брекчированность вполне явственны. Мощность толщи в обнаруженной ее по хр. Тухманук части составляет более 600 метров.

В петрографическом отношении породы описываемой толщи представлены порфиритами, их туфами и туфобрекчиями. Несмотря на то, что эффузивы такого же состава широко распространены в юре, верхнем мелу, эоцене и т. д., все же здесь заметно их своеобразие. Это темно-серые с мелкими белыми крапинками выветривающихся полевых шпатов породы, имеющие диабазовый или афанитовый облик. Встречаются породы с фиолетовым и буроватым оттенком. Мощных туфобрекчий, широко развитых в эоцене и юре, здесь не наблюдается.

Под микроскопом структура эффузивов порфировая, чаще олигофировая. Вкрапленники состоят из плагиоклаза средней основности, моноклинного, а иногда (шл. 13/32) и ромбического пироксена, первый часто уралитизирован, а второй превращается в серпентинохлорит или бастит. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза вместе с хлоритом, карбонатом и другими вторичными продуктами. Нередко наблюдается эпидот, а иногда и кварц, по всей вероятности, вторичный.

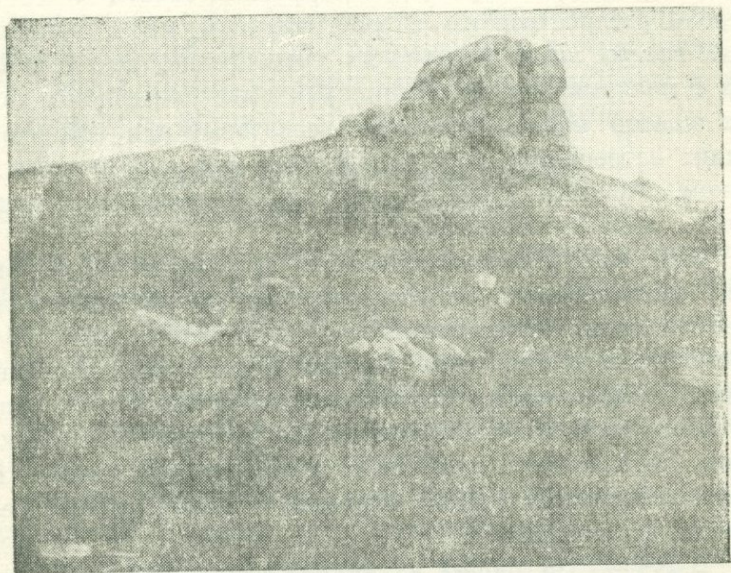
В туфах, состоящих из мелких включений порфиритов и обломков минералов обычно с большим количеством вторичных образований, иногда встречаются осколки кварца (шл. 19/32). Нередко отмечаются эпидотизация и амфиболизация.

КОНЬЯКСКИЙ ЯРУС

(конгломерато-аргилливая толща)

На древнюю сланцевую толщу трансгрессивно и несогласно налегает толща базальных конгломератов, песчаников и аргиллигов, которая непрерывно прослеживается от верховьев р. Кара-чобан на северном склоне Памбакского

хребта до долины р. Мармарик, где у Коммуны она смещена Уляшикским сбросом и прорвана Цахкашатским интрузивом. Затем эта толща выходит у с. Мармарик на левом и правом берегу реки и несколько ниже этого селения уже на одном правом берегу той же реки. Еще далее, где наблюдается поворот слоев, она перекрыта мощным покровом лав и снова выступает на вершине Цахкунянцского хребта у Агверанского перевала. Наконец, уже за пределами нашей карты эта толща известна у с. Арзакан, где наблюдается погружение Мисхано-Арзаканского антиклинала.



Фиг. 3. Налегание конгломератов туороа на палеозойские плагииограниты г. Деве-таш.

Наиболее хорошие разрезы верхнего мела можно наблюдать у вершины Памбакского хребта западнее Галаварского перевала, а также у Коммуны. Толща, относимая к коньяку, представлена:

а) конгломератами в верхней части, переслаивающимися с песчаниками непостоянной мощностью от 40 до 70 и даже более метров,

б) туфогенными песчаниками и туфами с редкими про-

слоями в нижних горизонтах мелкого конгломерата также с непостоянной мощностью от 20 до 80 м,

в) хорошо выдержанной свитой темных глинистых, иногда сланцеватых песчаников и аргиллитов мощностью 38—40 м.

Отчетливо усматривается, что мощность двух нижних свит рассматриваемой толщи значительно больше у вершины Памбака, где она равна для конгломератов 70 м и для песчаников 80 м, чем для участка у г. Сары-кая, где мощность этих свит соответственно равна 25 и 18 м. Общая же мощность толщи у г. Сары-кая составляет 80 м против 190 м у Галаварского перевала.

Рассматривая состав описываемой толщи, необходимо прежде всего коснуться конгломератов. Это типичные полимиктовые конгломераты с несколько меняющимся на всем их протяжении составом включений. Общей и характерной особенностью их является наличие в большом количестве галек и валунов интрузивных пород, имеющих преимущественно состав кварцевых диоритов. Особенно много таких включений в северо-западной части района, где величина их нередко доходит до 70 см и даже более. Кроме включений этого рода наблюдаются также гальки порфиригов, туфов и в малом количестве известняков, причем туфов опять-таки больше в Памбакской части толщи, где цемент местами почти исключительно состоит из туфового материала. В конгломератах Цахкунянцского хребта наблюдается значительное количество включений сланцев, кварца и диабазы. Цементом в этом участке является преимущественно измельченный и уплотненный материал включений.

Состав песчаников также несколько различен. В песчаниках у вершины Памбака преобладает туфовый материал, юго-восточнее примешивается большое количество кварцевых зерен. На Цахкунянцском хребте зеленые песчаники также содержат большое количество туфовых продуктов.

Состав темных глинистых сланцеватых песчаников и аргиллитов более постоянен и выражен зернами кварца, иногда полевого шпата и слюдки среди глинистых продуктов с остатками фауны.

Во всех трех выделенных свитах нами наблюдались органические остатки. Изучение собранной нами из 4-х различных участков фауны произведено проф. В. П. Ренгарте-ном, который дал список следующих форм:

1. *Baculites* sp. ex. gr. *undulatus* d'Orb.
2. *Pervinquieria* sp. n.
3. *Nucula* cf. *pectinata* Sow.
4. *Nucula pectinata* Sow. var. *creatae* Card.
5. *Protocardia hillana* Sow.
6. *Cardium hypericum* d'Arch.
7. *Pholadomya nodulifera* Goldf. var. cf. *albina* Ginitz.
8. *Inoceramus tenius* Mant.
9. *Pecten* (*Camponectes*) *kalkowskwi* Petr.
10. *Neithea quinquecostata* Sow.
11. *Pelecypoda* sp. und.

Кроме того В. Л. Егоян указывает следующие формы:

1. *Baculites bohemicus* Fritsch et Schloenb.
2. *Latidorella ponsiana* Gross.
3. *Inoceramus kleini* Müller.
4. *Pinna* sp.
5. *Neithea quadricostata* Sow.
6. *Pecten* sp.

Из другого участка определен *Scaphites* (?) sp. ex. gr. *auritus* Sch. Следует отметить, что нами эта толща относилась к турону, на основании определения Т. А. Мордвилко форм *Trigonia* cf. *crenulata* Lamark и *Tr. crenulifera* Lyo и предварительного просмотра некоторых других форм В. П. Ренгарте-ном. Впоследствии им же определение возраста было изменено на сеноманский, но затем уже на основании обильной фауны аммонитов, иноцерам и морских ежей В. П. Ренгартен отнес эту свиту к коньякскому ярусу. К коньякским отложениям их относит также и В. В. Тихомиров.

КОНЬЯК-САНТОН

(мергелистая толща)

К коньяк-санта-ну относится толща плитчатых мергелей, перемежающихся с песчаниками, заключенная между темными сланцеватыми аргиллитами описанной толщи и

светлыми мергелистыми известняками сенона. Рассматриваемая толща залегает на предыдущей согласно.

Будучи разбиты по плоскостям напластования трещинами, они имеют вид плитняков обычно серого или темно-серого цвета. Некоторые из этих пород при ударе молотком издают запах сероводорода. Мощность данной толщи не вполне постоянна и колеблется от несколько десятков метров у г. Сары-кая, до 100 м у Галаварского перевала и у с. Мармарик. Никаких элементов несогласия, кроме тектонических нарушений в отдельных участках, между описываемой толщей и предыдущей толщей не отмечено. Следует указать, что и для соседних районов К. Н. Паффенгольцем отмечается согласный переход от аналогичных отложений к известнякам сенона (сантона В. К.) для Арзаканского района и лишь ничтожное несогласие для верховьев р. Памбак. Отсутствие несогласия между подобными толщами отмечается и для бассейнов оз. Севан и Армутлы-Кульпинского района [40].

САНТОН

Непосредственно над мергелистой толщей залегает толща светлых мергелистых известняков, возраст которых относится к сantonу. Мощность толщи составляет около 250 м.

Полоса этих известняков проходит от самого края нашего района в среднем течении р. Кара-чобан и протягивается через весь Памбакский хребет, доходя до р. Мармарик у Коммуны. Далее они вместе с другими толщами верхнего мела выступают у с. Мармарик, на Цахкунянцком хребте и у сс. Ахпюррак (Агпара) и Н. Ахты, где в них была найдена фауна П. П. Гамбаряном [17], и которая В. П. Ренгартемом была определена как *Calcarina*, *Lithotamnium*, *Pelecypoda ind.* *Sphera*, *Inoceramus bruzsa*, т. е. характеризующая сенон. Для района несколько южнее Цахкунянцкого хребта Н. Г. Казнакова в своем отчете указывает, что в этой же толще М. В. Боярунасом определен *Stegasta sp.*, характеризующий атрусский подъярус сенона.

В наших шлифах этих пород Н. В. Вассоевичем были определены *Gümbelina* и *Globotruncana*, относящиеся, по его мнению, к гельветскому покрову верхнего мела. Най-

денные в нашем районе отпечатки раковины, по определению проф. В. П. Ренгертена, являются формой *Anatina aff. goyana d'Ogb.* сходной, но не тождественной с описанной под этим же названием из средних и нижних горизонтов сенона в Малой Азии. У г. Маймех среди известняков рассматриваемой толщи наблюдаются слои, сложенные сплошь обломками, раковин иноцерам и др. У с. Фиолетово известняки сантона, выступающие из-под вулканогенной толщи эоцена, сильно окварцованы.

Такие же мергелистые известняки описываются К. Н. Пафенгольцем для соседних районов, где им указываются значительно большие мощности [42]. В последнее время В. П. Ренгартен, В. В. Тихомиров и В. Л. Егоян относят эту свиту к сантону.

Необходимо подчеркнуть, что сантонская толща у с. Курибогаз и в некоторых других участках Памбака налегает прямо на конгломераты коньяка, а на Цахкунянцском хребте у высоты 1022 м—даже на древние сланцы, что указывает на трансгрессивное и несогласное залегание этой толщи.

Э О Ц Е Н

На сенонских известняках без видимого несогласия залегает мощная вулканогенная толща, относимая к эоцену.

Следует указать, что эта вулканогенная толща, имеющая общую мощность более 2,5 км, и в основной ее части отнюдь не может считаться расчлененной в достаточной мере, тем более, что особенности отдельных свит позволяют без особых затруднений выделять не 2, как это было до сих пор, а, по крайней мере, 5 свит. Забегая несколько вперед, необходимо отметить, что образование этой мощной вулканогенной толщи находилось, по-видимому, в генетической и локальной связи с формированием интрузивов данной области. Следовательно, это обязывает нас дать более детализированное расчленение и характеристику этой толщи.

Нижняя свита туфообломочных пород (нижний (?)—эоцен). К этой свите относятся туфы и туфобрекчии порфирового состава, налегающие на известняковую свиту, верх-

ним пределом этой свиты является горизонт кварцевых порфиров.

Свита эта ни по своей общей мощности, ни по мощности и характеру отдельных ее горизонтов не является выдержанной, что, собственно говоря, свойственно для всех вулканогенных толщ этой области. Мощность ее для участка у г. Кировакана составляет более 300 м, но к востоку и особенно на южном склоне Памбакского хребта она уменьшается.

Свита эта обнажается в крутой Вартанлинской антиклинали, но не промыта здесь до основания. Она слагает, главным образом, левобережье р. Гарпи от с. Лермонгово и до г. Кировакана и уходит далее к западу. На южном склоне Памбакского хребта ей соответствует в местности Алтун-тахт узкая полоса пород, прилегающая к сбросу Сары-кая, где наблюдается некоторое развитие туффитов. Кроме того, выше северной полосы сантонских известняков к юго западу от г. Маймех ей соответствует полоса туфов и туффитов туфобрекчий.

Состав рассматриваемой свиты пород характеризуется туфами и туфобрекчиями порфиритового состава, причем туфобрекчии преобладают над туфами. Порфириты, спилиты, вариолиты имеют подчиненное значение.

Туфы представлены, главным образом, кристаллическими и агломератовыми их типами. В кристаллических туфах, представляющих мелкозернистые темных оттенков породы, похожие на песчаники, главную роль играют обломки кристаллов, относящихся преимущественно к плагиоклазу среднего или основного ряда и реже к моноклинному пироксену, сцементированные мелкообломочным материалом, в котором всегда много вторичных продуктов и особенно хлорита и глинистого вещества. Часто присутствующие мелкие включения пород представлены порфиритами разной структуры.

В агломератовых туфах, которые образуют с кристаллическими туфами ряд промежуточных типов, преобладают включения пород, также представленных порфиритами. Размер включений небольшой — до 0,3—1,0 см, обычно же значительно меньше порядка долей мм, что отличает эти породы от

туфобрекчий, к которым они дают постепенные переходы.

Туфобрекчии по своему составу представляют собой аналогичные образования. Размер включений доходит до 20 см, но чаще варьирует в пределах 3—8 см. Нередко они выступают в рыхловатом цементе, состоящем из мелкообломочного материала и вторичных продуктов. В данной свите среди туфобрекчий почти не встречаются так называемые порфириновые брекчии (см. ниже), более широко развитые в верхних частях толщи.

Кроме туфов и туфобрекчий в низах описываемой свиты в районе урочища Алун-тахт встречены и туффиты. Это темно-серые с синеватым или зеленоватым оттенком мелко или тонкозернистые породы, состоящие из карбоната и разбросанных в большом или меньшем количестве зерен и осколков плагиоклаза, а иногда и кварца. Эти туффиты и создают впечатление о постепенности перехода от мергелистых известняков сантона к описываемой вулканогенной толще палеогена. Мощность туффитов в названном районе составляет всего лишь 8—12 метров.

Гораздо более значительную мощность имеют аналогичные образования в соседнем к югу Апаранском районе у с. Норашен (Сачлу), где нами производились геологические исследования еще в 1932 году. В этих слоях, имеющих более мергелистый характер и почти теряющих в нижней их части туфогенный характер, была найдена фауна нуммулитов. Фауна по сборам Н. Г. Казнакозой из этого же района, по мнению С. С. Кузнецова, характеризует эоцен.

В соседнем же районе, по-видимому, в аналогичной свите Н. П. Батуриным также была собрана фауна нуммулитов среди которой Б. Ф. Меффертом были определены следующие виды, относящиеся в нижнему эоцену: *Nummulites ataticus* Leym., *N. perforatus* Monh., *N. larvigatus* Bray, *N. lucasi* Deir., *N. subatacicus* Dam. и *Assilina* Sp. cf., *exponens* Sow.

Наконец, следует указать, что в верхнем течении р. Памбак К. Н. Паффенгольц выделяет в низах эоцена целую толщу туфогенных пород мощностью до 700 м [42].

Несколько обособленно стоят породы западной части Памбакского хребта у г. Оюхлю, где они выражены мощ-

ными образованиями роговообманковых порфиритов и их туфов.

Представляет интерес наличие в этом же районе множества пластовых даек этих же порфиритов, причем отмечены и секущие дайки. Пластовые пачки создают полное впечатление покровов, перемежающихся с различными горизонтами верхнего мела, но их послемеловой, скорее всего эоценовый, возраст устанавливается довольно отчетливо по контактам этих толщ.

Нижняя свита кислых эффузивов и их туфов (нижний(?)—средний эоцен). Эта свита по своему характеру и мощности является гораздо более выдержанной. Во всяком случае, во время геологической съемки 1931—32 гг. она прослежена от г. Дилижана до с. Мегрут (Ягублы). Наиболее хорошо она представлена по р. Гарпи у сс. Лермонтово и Хндзорут (Вартанлу) и гораздо хуже—на южном склоне Памбакского хребта к югу от г. Маймех. Для соседних районов к северу и к западу К. Н. Паффенгольцем [40, 44], а равно и другими исследователями соответствующих по стратиграфическому положению и составу пород не указывается. Однако можно думать, что данной свите соответствуют кварцевые порфириты и кварцевые порфиры у Шагали-Элиарского рудника, отмеченные В. Г. Грушевым [24].

Наибольшую мощность данная свита имеет на правобережье р. Гарпи, где она доходит до 200 м. Здесь свита слагает подножье Базумского хребта на всем протяжении от р. Памбак и до с. Лермонтово и представлена преимущественно светлыми кварцевыми порфирами с небольшой пачкой туффитов в их основании. Мнение об интрузивном характере кварцевых порфиров опровергается широким развитием этого горизонта и присутствием туфов. Гораздо менее мощной эта свита представлена в южной части антиклинали у серно-колчеданного рудника Тандзут и у Хндзортутского совхоза, где породы ее перемежаются с породами порфиритового состава. Интересно отметить, что в Тандзуте был встречен в основании этой свиты конгломерат, сильно метаморфизованный и замещенный серным колчеданом, с включениями порфиритового состава. Мощность отдель-

ных пачек кварцевых порфиров здесь редко превышает 100 м, а у совхоза доходит лишь до 30 м.

Кварцевые порфиры обычно представляют собой серые до светлых, а также темно-серые нередко с зеленоватым оттенком породы, с отчетливо выделяющимися вкрапленниками кварца, полевого шпата и редко амфибола. Структура порфировая с микрогранитовой, иногда фельзитовой основной массой.

Вкрапленники обычно составляют не более 25% всей массы породы и представлены округлыми корродированными кристаллами кварца, в меньшем количестве плагиоклаза, выраженного андезином и не всегда присутствующей роговой обманки. Микрогранитовая основная масса состоит из щелочного полевого шпата, кварца и присутствующих в большем или меньшем количестве вторичных продуктов,

Свита порфиритов, ортофиров, туфов, туфобрекчий и туффитов (средний эоцен). Выше залегает весьма мощная свита вулканогенных пород, отличающихся большой однородностью своего состава.

У с. Фиолетово и на северном склоне Памбака низы свиты сложены грубослоистыми туфами и туфобрекчиями, перемежающимися с порфиритами и туффитами. На северном склоне Памбакского хребта эти породы перемежаются также с ортофирами. Кислые эффузивы и их туфы встречаются в верхнем и среднем течении р. Ванадзор. По этой же речке у зимовника Лорунц-гомер встречаются также конгломераты, представленные включениями порфиритов и их туфов, сцементированными мелким преимущественно туфовым материалом со значительным количеством вторичного эпидота. В довольно значительном распространении в основании этой свиты встречаются конгломераты по южному склону Базумского (Геджалинского) хребта, начиная от Поповой Балки (у с. Лермонтово) и кончая Гамзачиманским ручьем. Весьма интересно, что включения в этих породах часто не вполне окатанные, нередко остроугольные, представлены в значительной мере интрузивными породами. Просмотр этих пород под микроскопом показал, что они представлены здесь сиенито-диоритами (шл. 42в, 42г, 42б), пегматитовыми гранитами (шл. 42а, 42б, 42д, 429б) и кварце-

выми диоритами (шл. 429г). Мощность пласта конгломератов составляет от 8 до 15 м. Насыщенность конгломерата включениями интрузивов составляет около 50%, а местами и более. Другие включения представлены исключительно порфиритами и их туфами. Цементом является мелкий туфопесчанистый материал. В связи с распространением указанных конгломератов Г. И. Епремян склонен усматривать общий перерыв в формировании данной толщи.

У с. Фиолетово на большом Бундукском хребте мы имеем разрез той части вулканогенной толщи, в которой значительно развиты более основные эффузивы. Для этого района кроме порфиритов и их туфов Е. Н. Дьяконовой-Савельевой указываются спилиты и тальштейны [25]. По р. Блдан нами были отмечены и вариолиты. Однако здесь же у крупного разлома была прослежена и полоса туфов кварцевых порфиритов.

Возраст этой свиты относится нами к среднему эоцену на основании находок фауны нуммулитов в этой же свите в соседнем Дилижанском районе, которая, по определению Б. Ф. Мефферта, характеризует там лютетский ярус. (*Nummulites perforatus* d'Orb.).

За этот же возраст говорит и положение данной толщи на описанной выше свите кислых эффузивов, но под мощной верхней свитой эффузивов также кислого состава.

Вулканогенные породы щелочного состава. Породы южного и отчасти северного склонов Памбакского хребта, стратиграфически представляющие собой одно целое, по петрографическому составу отличаются от пород северного его склона, и еще более резко — от участка хр. Бундук. Низы этой свиты также представлены туфами и туфобрекчиями порфиритового состава, перемежающимися порфиритами, но выше эти породы постепенно приобретают более щелочной характер, переходя сначала в андезито-трахиты (в понимании В. Н. Лодочникова), а далее и в нормальные трахиты, или, учитывая палеотипный облик, лучше сказать, в ортофиры. Таким образом, здесь может быть выделена серия вулканогенных пород отчетливого щелочного состава, причем в верхах этой серии выявлены такие щелочные эффузивы, как эпилейцитовые порфиры, а также их туфы. При-

существуют, вероятно, и другие разновидности. Но замечательнее всего то, что эта серия локализована, как раз в том районе, где развиты щелочные интрузии. Она начинается почти от вершины Памбака и немного не достигает долины р. Мармарик. Усматривается уменьшение щелочности и вытеснение щелочных эффузивов эффузивами порфиритового состава в северо-западном и юго-восточном направлениях¹.

Сравнивая полосу южного склона с породами северного склона Памбака, нужно отметить, что среди последних щелочные эффузивы развиты гораздо меньше.

Макроскопически ортофиры почти ничем не отличаются от пород порфиритового состава, развитых в этой толще. Обычно — это темно-серые, часто с зеленоватым или буроватым оттенком породы мелко-или тонкозернистого до афанитового сложения. Среди порфировых выделений различимы лишь белые кристаллики полевого шпата. Под микроскопом структура породы обычно порфировая, структура основной массы трахитовая или фельзитовая, причем очень часто она затушевана сильным изменением породы. Вкрапленников в породе обычно немного (меньше 20%), причем они представлены кали-натровым полевым шпатом, плагиоклазом андезинового ряда и нередко роговой обманкой. Основная масса с показателем преломления меньше, чем у канадского бальзама, чаще состоит из лейст или мелких зерен щелочного полевого шпата и большего или меньшего количества вторичных продуктов, состоящих из кварца, эпидота и хлорита. Ортофиры почти всегда несут те или иные следы воздействия на них интрузивов.

Эпилейцитовые порфиры и их туфы. Эпилейцитовые порфиры, их туфы и туфобрекчии (рис. 4 и 5) были выявлены в непосредственном соседстве с интрузивами нефелиновых сиенитов, причем они являются составной частью свиты вулканогенных пород Памбакского хребта. Будучи сначала открыты в обломках у г. Халхал Восточная, эти породы

¹ Позже Г. П. Багдасарян выделил среди этой свиты три горизонта снизу вверх: 1) щелочные трахиандезиты и их туфы, 2) туфобрекчии кератофилов и ортофилов и 3) эпилейцитовые порфиры и туфобрекчии [7].

далее прослежены у Маймехского цирка у г. Халхал Западная, затем вдоль южного контакта Тежсарского интрузива по р. Уляшик и у гг. Кер-оглы и Кор-оглы. Далее эпилейцитовые порфиры были выявлены и на северном склоне Памбакского хребта у сочленения с ним Гильютского отрога. Наиболее крупные выходы туфов эпилейцитовых порфиров отмечены у г. Кер-оглы.

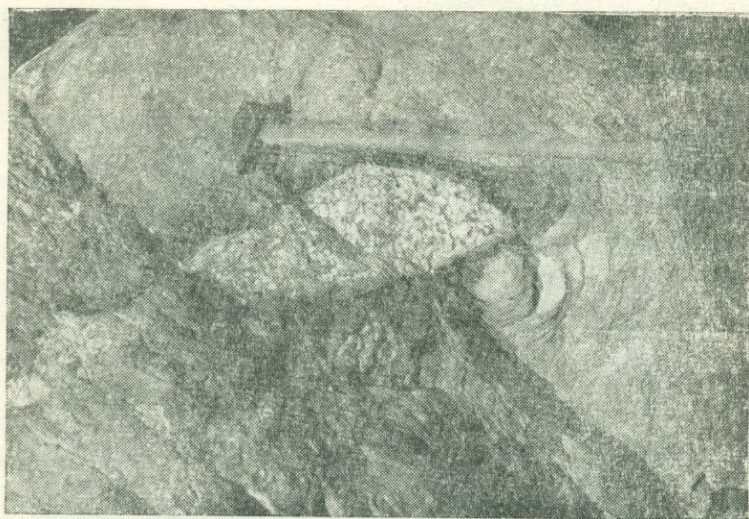


Рис. 4. Туфобрекнии эпилейцитового порфира.

Несмотря на значительное протяжение эпилейцитовых порфиров, в каждом из этих участков, составляющее по несколько километров, они, окружая Тежсарский интрузив, не образуют замкнутой кривой.

Перерывы между отдельными выходами также достигают до нескольких километров. Интересно, что в некоторых из таких перерывов наблюдаются довольно длинные дайки эпилейцитовых порфиров.

Эпилейцитовые порфиры и их туфы залегают согласно с другими членами вулканогенной толщи Памбакского хребта, причем имеют чаще пологое падение. Мощность их различна, но обычно выражается в десятках метров. Наибольшая мощность этих пород отмечается у г. Кер-оглы, где

они залегают на туффитах и покрываются также туффитами. Нижележащие туффиты в свою очередь подстилаются туфобрекчиями, имеющими большую мощность. Интересно отметить, что на северном склоне Памбакского хребта имеется две полосы эпилейцитовых порфиров, разделенных полосой ортофировых туфов. Две полосы этих пород отмечены и у г. Кер-оглы. Можно также отметить, что в участке кровли вмещающих пород, сохранившихся в середине Тежсарского интрузива, эпилейцитовые порфиры также играют существенную роль.

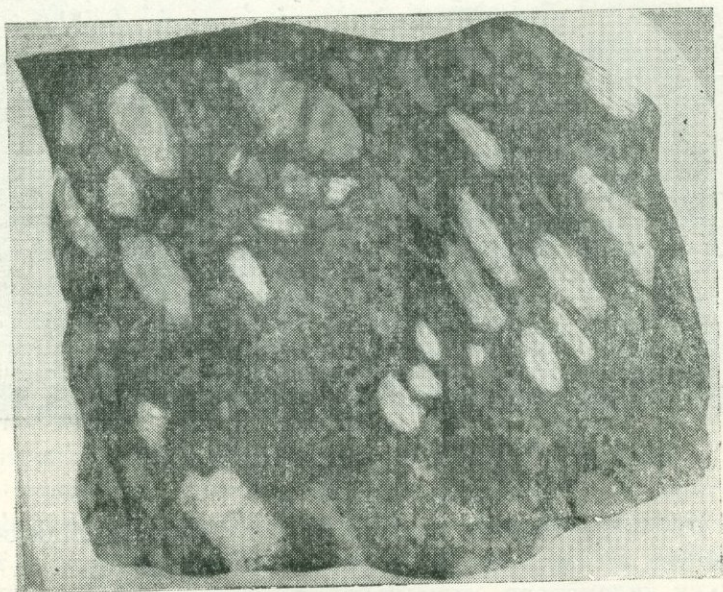


Рис. 5. Эпилейцитовый порфир (эффузивный) у контакта с нефелиновым сиенитом.

Вследствие близкого положения рассматриваемых пород к Тежсарскому интрузиву, приближающихся местами к самому контакту (у г. Кер-оглы), вполне понятно сильное контактовое их изменение. Собственно малоизмененные разновидности рассматриваемых пород мы имеем лишь у гг. Кер-оглы и Кор-оглы.

Макроскопически эпилейцитовые порфиры представляют собой темные с более или менее крупными выделениями эпилейцита порфировые породы, привлекающие внимание своим видом еще издалека. Выделения эпилейцита обычно белого или светло-серого цвета весьма обильны и составляют от 30 до 50% и более всей массы породы. Размер их колеблется от нескольких миллиметров до 5—6 см, но более обычные размеры в 1,5—2 см. В свежем изломе всегда можно видеть агрегатное строение этих выделений, которые в разрезах очень часто имеют кристаллические ограничения, свойственные лейциту. Иногда можно видеть зональное строение псевдоморфоз с чередованием более светлых и сероватых более темных зон. У г. Кер-оглы были отмечены разновидности с буроватыми выделениями в качестве „эпилейцита“ анальцима. Кроме того, там же отмечен флюорит в этих же порфировых выделениях, иногда дающий целые скопления. Кроме отмеченных выделений в породе часто видны гораздо меньшие по размеру белые выделения полевых шпатов.

Под микроскопом структура породы порфировая, точнее реликто-порфировая, структура основной массы трахитовая, часто метасоматическая. Реликты вкрапленников разных размеров имеют шестигранные или иногда округлые очертания с разным выполнением. Можно выделить следующие типы выполнения псевдоморфоз:

1. кали-натровый полевой шпат, серицит и карбонат;
2. кали-натровый полевой шпат, серицит, карбонат и анальцим;
3. цеолит мелкочешуйчатого строения с низким дву-
преломлением, карбонат, серицит;
4. серицит, зеленый биотит и цеолит типа томсонита.

Кроме названных типов можно выделить еще ряд других, более редких. Для анальцимсодержащей разновидности, отмеченной выше, среди вкрапленников присутствует и эгирин.

Часто наблюдающиеся псевдоморфозы призматического типа, принадлежавшие, по всей вероятности, к полевому шпату, выполнены карбонатом и серицитом. Количество их

обычно небольшое. Основная масса состоит из кали-натрового полевого шпата, часто разложённых, также серицита, карбоната и рудного минерала. Отмечен в отдельных шлифах также и апатит.

В туфе эпилейцитового порфира, также обычно сильно изменённом, иногда заметны следы кластической структуры. В шл. 338 отмечено как в основной массе включений, так и в реликтах порфировых выделений много мелкораспылённого граната. В отличие от граната щелочных интрузивов он светлый или бесцветный.

В шлифе 337-б кроме эпилейцита наблюдаются выделения эгирина и кали-натрового полевого шпата. Основная масса состоит из щелочного полевого шпата, серицита и цеолитов. Отмечены также биотит и розетки хлорита.

Следует отметить, что в р. Тая-гаяси встречен обломок мелкозернистой лавоподобной породы с крупными выделениями белого эпилейцита.

Верхняя свита эффузивов кислого состава (верхний эоцен). Эта свита имеет развитие в крайней северо-восточной части описываемого района и о ее возрасте можно судить лишь по ее положению выше вулканогенных толщ среднего эоцена, а также по сопоставлению с соответствующими породами соседних районов.

Состав пород, относимых к этой свите, соответствует дацитам, липаритам и трахиандезитам.

Дацинты из соседнего (у с. Качаган) и примыкающего района уже описаны К. Н. Паффенгольцем в его работе „Армутлы-Кульп“, в которой он тоже относит их к эоцену. Дацинты слагают значительную площадь у гг. Беш-кечмас и Анайней и образуют живописные остроконечные скалистые обнажения. Породы эти светлого почти белого цвета, с поверхности обычно значительно выветрелы. Порфировые выделения состоят из кварца и полевого шпата.

МИОПЛИОЦЕН

Все охарактеризованные выше отложения в той или иной мере перекрываются серыми андезитовыми и светлыми липаритовыми лавами, а также их туфами и туфобрекчиями,

относящимся к миоплиоцену. Определение возраста этих лав представляет чрезвычайно трудную задачу.

Форма залегания этих пород и их литологический характер в большинстве случаев настолько сближают их с соответствующими образованиями четвертичного времени, что для некоторых исследователей вывод К. Н. Паффенгольца, относящего эти образования к олигоцену, кажутся сомнительными. В настоящее время большинство исследователей относят эти породы к миоплиоцену.

В рассматриваемых образованиях можно выделить, по крайней мере, 3 следующих свиты:

1. Вулканические брекчии.

2. Преимущественно светлые липаритовые и липарито-дацитовые лавы.

3. Андезитовые и андезито-базальтовые лавы.

Вулканические брекчии имеют довольно широкое распространение на правобережье р. Мармарик и на Цахкуняцком хребте. К северу от этой реки подобные брекчии были обнаружены лишь в виде небольшого участка у с. Меградзор, мощность брекчий составляет до 25—30 м. Чаще всего они залегают в основании лав, хотя есть ряд лавовых покровов, прямо налегающих на более древние породы. На Цахкуняцком хребте совершенно отчетливо наблюдается, что вулканические брекчии дислоцированы и обнаруживают ряд пологих до 15° складок.

Состав брекчий разнообразный. Включения представлены преимущественно кислыми и более основного состава лавами, а также туфами. В ряде мест среди них были обнаружены и интрузивные породы — на Цахкуняцком хребте — преимущественно кварцево-диоритового состава, а у с. Мармарик — гранодиоритового (за счет эоценовской интрузии) и гранитового (за счет древних интрузий). Размер включений достигает до 60 см. Цементом является рыхловатый мелко-обломочный и песчанистый материал, состоящий из мелких частиц вулканического пепла, обломков лав и вторичных продуктов.

Вулканические брекчии у с. Меградзор состоят в значительной степени из включений пемзы размером до 5 см, заключенных вместе с включениями лав и порфиритов в

светлом, местами розоватом пепловом цементе. В основании этих брекчий выявлена галька, состоящая из порфиров и нефелиновых сиенитов, чем доказывается верхний предел их возраста.

Свита лав липаритового и липарито-дацитового состава с подчиненными ей обсидианами распространена, главным образом, на южном склоне Цахкунянцского хребта у с. Дзораглух, на г. Дамлик, а также в западной части Цахкунянцского хребта, в том числе и на северном его склоне.

Макроскопически это светло-серые, иногда розоватые, желтоватые или со слабым лиловым оттенком довольно плотные породы с резко выраженной флюидалностью. В нижней или средней части свиты они несут большее или меньшее количество обсидианов темного до черного, иногда кирпично-красного (г. Дамлик), а также светло-серого цвета (северный склон г. Чингилдаг). Во всех обсидианах стекло кислое с показателем преломления меньше канадского бальзама. Структура лав порфировая с витрофировой основной массой, нередко микрофельзитовая. Вкрапленники представлены щелочным полевым шпатом, кварцем, в небольшом количестве и не всегда присутствующим биотитом, часто опациitized, а также рудным минералом. Иногда встречается вторичный хлорит. В дацитовых разновидностях присутствует во вкрапленниках андезин.

В основании данной свиты иногда наблюдаются и более темные лавы более основного андезитового состава, но отличающимися от серых лав следующей свиты. В них довольно много вкрапленников плагиоклаза, придающих породе пятнистый облик. Такие лавы в довольно широком распространении отмечены на Цахкунянцском хребте у сс. Мармарик, Дзораглух и др. На Памбакском хребте в средней его части лав липаритового состава не встречено.

Серые лавы андезитового состава имеют довольно широкое распространение. Они наблюдаются на южном склоне Памбака в виде изолированных покровов, залегающих на верхушке или высоких склонах отрогов. Наибольшим из них является покров Алтун-тахт, покрывающий древние сланцы, отложения верхнего мела и частично эоцена, а также и

нефелиновые сиениты у кольцевого интрузива, и разбивающий его на несколько частей. Другой покров расположен несколько далее к западу и слагает узкую вершину отрога, заканчивающуюся вершиной Шиш-кая, уже свободной от лав. Мелкие покровы отмечены у сс. Уляшик и Кара-кала. Один небольшой участок серых и красноватых лав выявлен уже на северном склоне Памбака в 2 км от г. Маймех. Но наиболее широкое распространение лавы данного типа имеют на Цахкунянцском хребте, где они образуют особенно в западной его части плоские и широкие водоразделы (урочище Ортулю, г. Чингыл-даг и др.).

Рассматриваемые лавы представляют собой серые, иногда темно-серые, плотные или несколько пористые тонкозернистые породы, иногда в пустотах с выделениями кварца.

Под микроскопом структура лав обычно порфировая, основная масса чаще гиалопилитовая. Текстура нередко флюидальная. Основная масса состоит из лейсточек плагиоклаза, мелких зернышек рудного минерала и не всегда присутствующего стекла. Показатель преломления основной массы всегда больше канадского бальзама. Вкрапленники составляют до 30% шлифа и обычно состоят из плагиоклаза средней основности, моноклинного пироксена и роговой обманки, часто опациitized. Микроскопически в серой лаве (шлиф 9/32) с явно различными выделениями полевого шпата, присутствует и гиперстен.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ЛАВЫ И ТУФЫ

К четвертичным лавам мы относим покровы этих пород у сс. Апаран, Мулки и Варденис. По соображениям геоморфологического порядка мы условно относим сюда лавы у г. Кировакан и у с. Хндзурт, где они расположены весьма невысоко (5—10 м) над уровнем русла протекающей здесь р. Гарпи, причем этот покров протягивается вдоль части долины той же реки.

Лавы у с. Апаран представлены темными до черных разновидностями с многочисленными порфировыми выделениями плагиоклаза с всегда значительной более или менее интенсивной пористостью. Микроскопическое описание этих

лав дано П. И. Лебедевым, определяющим их как дациты [37], почему описание их мы здесь приводить не будем.

Лавы Кироваканского покрова распространены к западу от г. Кировакана и достигают сс. Мегрут и Хндзорут.

Макроскопически они серые, более светлых оттенков, чем апаранские, причем почти везде сохраняют одинаковый характер. По своему составу они принадлежат к андезитовым. Под микроскопом структура их порфировая, олигофировая. Текстура обычно флюидальная. Вкрапленники состоят из опациitized роговой обманки, плагиоклаза средней основности и моноклинного пироксена. Основная масса состоит из лейст плагиоклаза, представленного андезином и мелких зерен рудного минерала. Стекла обычно немного или оно вовсе отсутствует.

Вулканические туфы распространены лишь по бортам долины р. Кара-чобан у сс. Гайдарлы и Хаджи-кара. Они образуют небольшие участки покровов, прислоненных к крутым склонам и сохранившихся от размыва.

Туфы обычно черного цвета и состоят из уплотненного, но довольно мягкого туфового материала. Наблюдающиеся мелкие включения пород имеют андезитовый состав и содержат значительное количество стекла: как и большая часть четвертичных туфов Армении они являются хорошим строительным материалом. Интересно отметить, что у с. Гайдарлы в одном из сохранившихся на левом берегу р. Кара-чобан участков туфов наблюдается хорошо выраженная столбчатая отдельность.

Четвертичные наносные отложения. Четвертичные наносные образования представлены флювиогляциальными отложениями у подножья северных склонов Памбакского хребта, аллювиальными отложениями по долинам рек и ручьев, а также делювием. Флювиогляциальные отложения распространены, главным образом, по широким долинам ручьев, берущих начало на северном склоне Памбакского хребта. Аллювиальные отложения особенно широко развиты вдоль рр. Памбак, Акстев, Мармарик и др., где отмечается до 3 и даже 4 террас. Одна из верхних террас, представленная галечниками на уровне около 40 м над руслом реки, наблюдалась на левом берегу р. Памбак в 2 км ниже

г. Кировакана. Делювий наблюдается весьма часто у подножья крутых склонов и нередко представлен мощными накоплениями обломочного материала.

Г. ТЕКТОНИКА

СКЛАДЧАТОСТЬ

В тектоническом отношении рассматриваемый район представляется весьма сложным. В нем широко и интенсивно проявлена складчатость и разрывные дислокации, причем в отдельных местах намечается, что некоторые нарушения относятся к различным эпохам.

Основным тектоническим элементом данного района является огромный антиклиналь, который нами назван Мисхано-Арзаканским. Ось этой складки проходит в северо-западном направлении и погружается к юго-востоку. Антиклиналь усложнен второстепенной складчатостью и многочисленными разрывами. В ядре его выходят древние метаморфические сланцы и вулканогенные породы, инъецированные древними допалеозойскими и палеозойскими интрузивами. Антиклиналь хорошо оконтуривается осадками верхнего мела. Северное крыло его проходит от р. Кара-чобан через вершину Памбакского хребта у г. Оюхлю и до с. Уляшик, где отложения верхнего мела смещены сбросом и поглощены Мармарикским интрузивом. Далее это северное крыло хорошо фиксируется теми же слоями у с. Мармарик. Антиклиналь погружается у сс. Н. и В. Ахты, где К. Н. Паффенгольцем [41] выявлены среди лав два „окна“ метаморфических сланцев. Южное крыло отмечается на южном склоне Цахкунянцского хребта у Агверанского перевала, затем спускается у с. Зовуни к долине р. Касах и далее перекрыто молодыми лавами. Нужно отметить, что у сс. Агверан и Мравян (Тамжерлу) наблюдается синклиналь с осью северо-восточного направления и погружением к северо-востоку.

Тектоника метаморфической толщи чрезвычайно сложна. В ней наблюдаются мелкие и узкие пережатые складки, а местами сплошная пloyчатость. Это характерно для нижнего структурного яруса. В южной части района преобладает северо-восточное и меридиональное простирания слан-

цев с крутым падением в обе стороны. У сс. Дзораглух, Чкнаг (Самадарвиш), Мравян и др. можно выделить ряд мелких складок СВ-го, близкого к меридиональному направлению. В северной части ядра складок севернее с. Анкаван преобладает широтное и северо-западное простирание опять-таки при преимущественно крутом до отвесного падения. Здесь можно выделить ряд крутых складок, правда, очень мало выдержанных. Несомненно также, что сланцы пересечены и разрывами, обычно трудно фиксируемыми и прослеживаемыми в однородной толще. Один такой разрыв СВ-го направления отмечен у с. Дзораглух, другой—широтного направления—на отроге Очаг, севернее с. Анкаван, у с. Курибогаз и др.

Кроме охарактеризованной крупной антиклинали ряд крутых складок усматривается и в толще верхнего мела к северо-востоку и к северу от р. Атам-дараси. Оси почти всех этих складок имеют северо-восточное направление. Некоторые из этих складок опрокинуты к ЮВ и разорваны небольшими сбросами СВ-го простирания.

Более мелкие складки наблюдаются в вышележащих мергелях коньяк-сантона и известняках сенона к западу от г. Дебахли, где вырисовывается крутая синклиналь с осью СЗ простирания, а также у г. Сарикая и др.

Мощная эоценовая толща, имеющая, как это мы уже отмечали, огромное распространение, также является значительно дислоцированной. Однако при преобладающей грубой слоистости слагающих ее пород хорошо устанавливаются лишь крупные пликативные элементы, в то время как мелкая складчатость отображается менее ясно. В эоценовой толще хорошо устанавливается пологая синклиналь с осью, совпадающей с осевой линией Памбакского хребта. Падение крыльев складок не превышает обычно $20-25^\circ$. Также довольно ясно выражается Кировакано-Лермонтовская антиклиналь с осью почти широтного направления и с более крутым падением крыльев, достигающим у с. Хндзорут до 40° и более. Однако южное крыло снова выполаживается и на северном склоне Памбака дает несколько изгибов, переходя у вершины в охарактеризованную выше синклиналь. К юго-востоку Кировакано-Лермонтовская антиклиналь погружает-

ся у с. Лермонтово и, кроме того, усложнена проходящими здесь разрывами. Далее у с. Фиолетово в виде узкой разорванной антиклинали обнажаются известняки сенона.

На южном склоне Халабского хребта вырисовывается несколько складок. В нижней части склона намечается не особенно хорошо прослеживающаяся синклиналь, усложненная у р. Блдан в зоне проходящего здесь надвига довольно интенсивной измятостью. У вершины Беш-кечмас — Анай — четко вырисовывается антиклиналь с осью сначала широтного простирания, которая затем у г. Айрисар поворачивает к юго-востоку. У Блданского зимовника отмечено несколько мелких складок с осями меридионального направления.

Ряд пологих изгибов усматривается и на южном склоне Памбака особенно в западной части района. Такова складчатость среднего структурного яруса, представленного отложениями мела и эоцена.

Дислоцированность верхнего структурного яруса — миоплиоценового — иная. Это еще более пологие и широкие складки с падением слоев, редко превышающим 15° . Широкий антиклинальный изгиб хорошо фиксируется в туфобрекчиях миоплиоцена на Цахкунянцском хребте к югу от с. Кабахлы. Складчатость и вообще дислоцированность лав распознается обычно с большим трудом, что легко объясняется характером этих образований.

ДИЗЪЮНКТИВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Почти все крупные разрывы, установленные и прослеженные в рассматриваемом районе, затрагивают третичные отложения. Древних разрывов мы уже касались выше при рассмотрении дислоцированности наших древних толщ вообще. По-видимому, они имеют более широкое развитие, чем это усматривается сейчас, т. к. древние породы на значительных площадях прикрыты плащом третичных и четвертичных образований. Некоторые из крупных разломов являются, по-видимому, глубинными и древними, движения по которым происходили и в третичное время.

Одним из наиболее крупных разрывов является Дилижанский разлом, отмеченный нами еще в 1930 году, но недостаточно прослеженный в западном направлении. Он про-

тягивается от г. Дилижана по правобережью р. Бдан, косо пересекает ее и хорошо виден почти на всем протяжении от этой речки по склону г. Базум (Геджалу), на г. Кеша-даг и далее к разъезду Памбак, выражаясь широкой полосой смятых пород и милонитов. На южном склоне г. Базум, а также у р. Бдан отчетливо отмечается северо-восточное падение полосы рассланцованных пород под углом 80° контролирующей надвиг, хотя у г. Кеша-даг наблюдались в милонитах трещины и с обратным падением. Вдоль него приподнятым являются северо-восточное крыло. Амплитуда смещения, которую в точности измерить невозможно, вследствие отсутствия слоистости в породах этой части вулканогенной толщи и их фациальной изменчивости, составляет, по крайней мере, несколько или много сот метров.

Второй, почти сопряженный с первым, разрыв, который можно назвать Лермонтовским, проходит через с. Лермонтово в широтном направлении, и подходя к Дилижанскому, поворачивает в направлении на юго-восток западнее г. Бундук. Он хорошо фиксируется полосой брекчированных кварцевых диоритов Базумского интрузива и затянутыми в эту же полосу рассланцованными эффузивами, размятостью пород по р. Хатаги-дзор, где, между прочим, туффыты поставлены почти на голову, и размятостью с почти отвесным залеганием пород по р. Акстев ниже с. Фиолетово. Падение весьма крутое до отвесного преимущественно на СВ. Амплитуда точно не определена, но является значительной.

Фиолетовский разлом прослеживается по р. Фролова Балка и далее к юго-востоку, косо обрезаю полосу известняков. Его простираие—СЗ 280° , падение—на ЮЗ угол $80-90^\circ$. К северо-западу вдоль него проходит дайкообразная интрузия гранитов, а далее он уходит под наносы долины р. Акстев. Весьма вероятно, что у с. Лермонтово разлом сочленяется с Лермонтовским разломом, как это нами и представлялось в 1930 году.

Этим разломом, если не считать небольшого Ванадзорского сброса широтного направления, ограничивается широкая тектоническая зона, по-видимому, генетически связанная с зоной разрывов, отмеченных нами по южному склону хребта Иджеванского (Дали-даг) и у р. Гетик (Тарса-чай).

Следующим разрывом является Сарыкаинский разрыв. Он прослеживается от низовьев р. Алавар (Кара-чобан), уходя к СЗ за пределы нашего района, и протягивается через Дебахлинский перевал почти непрерывно до с. Уляшик, где упирается в сброс северо-восточного направления. На северном склоне Памбака у г. Дебахли он дает ряд разветвлений, между которыми зажаты участки древних допалеозойских сланцев и пород верхнего мела. По-видимому, этот разрыв, имеющий характер надвига, сочленяется с Мисханским разломом (см. ниже), и протягивается далее по долине р. Мармарик, образуя в целом Галаваро-Мармарикскую зону разлома.

На южном склоне г. Дебахли разрыв также разветвляется, причем в клине оказался зажатым также и участок вулканогенной толщи эоцена. Простираение Сарыкаинского разрыва СЗ 305—350°, падение на СВ, угол падения колеблется от 55 до 90°.

Мисханский разлом протягивается от г. Дамлик, где он сочленяется с Каранлугским надвигом (см. ниже), через с. Анкаван и далее вдоль долины р. Мармарик у с. Меградзор. По этому разлому приведены в соприкосновение древняя сланцевая толща и вулканогенные породы эоцена.

Далее разрыв, по-видимому, несколько поворачивает к юго-востоку, проходит по Бабакшинскому отрогу или скрывается под лавами г. Цахкадзор (Маман), или снова несколько поворачивает и проходит далее вдоль долины р. Мармарик. Падение разрыва северное при меняющемся угле от 40 до 60°. В общем данный разрыв относится к надвиговым нарушениям, как это выявлено еще детальной съемкой Анкаванского месторождения, причем надвинутым является северное крыло.

Следующим крупнейшим разрывом также надвигового типа является Каранлугский. Он прослежен от северных склонов г. Оюхлю по западному склону Дамликского хребта, у сс. Курибогаз, Меликгюх, Лусагюх (Каранлуг) и Чкнаг. Южнее он скрыт обширным полем четвертичных образований, но может быть сильное окварцевание и осветление сланцев у с. Касах (Чамрлу) объясняется данным разрывом. Простираение его СЗ 320—335°, падение на СВ при

угле от 60° у с. Лусагюх до довольно пологого у с. Мелик-гюх и снова до весьма крутого у с. Курибогаз.

Морфологически разрыв выражен широкой полосой милонитов у с. Курибогаз, далее полосой тектонических брекчий, сменяющихся в участках более пологого падения зоной размятых, местами графитоподобных сланцев и смятых милонитизированных гранитов. Необходимо отметить, что данный разрыв хорошо виден на участке между сс. Курибогаз и Чкнаг, севернее же, уже среди порфиритов и туфов палеогена прослеживание его делается весьма затруднительным.

Кроме перечисленных разрывов северо-западного направления в рассматриваемом районе наблюдается и ряд разломов СВ-го простирания. Одним из таких разломов является Уляшский сброс. Он выражен полосой брекчий на южном склоне г. Сарикая, причем в него упирается или им смещается Сарикаинский разлом. К югу он скрыт наносами правого склона к р. Мармарик, а к СВ он проходит вдоль р. Уляшик, причем осветление (серицитизация) пород южного интрузива, а также прилегающих вулканогенных пород связано, по-видимому, с этим сбросом. Простирание его СВ $30-35^\circ$, падение неясное, но, по-видимому, близкое к вертикальному. Судя по смещению пород верхнего мела, а также по конфигурации Тежсарского интрузива, использовавшего при его формировании, вдоль юго-восточного крыла сброса произошло смещение пород к СВ.

Другой разрыв северо-восточного направления намечается у с. Мравян, где по этому сбросу приведены в соприкосновение известняки сенона, здесь дислоцированные и местами перекристаллизованные, и древняя сланцевая толща. Далее к северо-востоку у кочевки Сары-булаг, где присутствует и коньяк, Тамжерлинский сброс выражен полосой брекчий мощностью до 20 м с многочисленными следами скольжения. Дальнейшее его продолжение выражается может быть в тех милонитизированных и раздробленных интрузивных породах, которые наблюдаются у сс. Кабахлы и Алаверды. Простирание разлома СВ $50-70^\circ$, падение крутое на СЗ. Никаких следов этого разлома в толще миоплиоцена не обнаружено.

Этим кончается характеристика наиболее крупных тектонических элементов нашего района.

О НЕСОГЛАСИЯХ И ПЕРЕРЫВАХ В ОТЛОЖЕНИИ ОСАДКОВ

В рассматриваемом районе устанавливается резкое несогласие залегания между древней сланцевой толщей и осадками коньяка, местами слабое несогласие между коньяком и сантоном и более резкое между эоценом и миоплиоценом. Перерыв и размыв отложений был особенно велик перед отложением осадков коньяка, когда, очевидно, были снесены огромные массивы пород и в том числе и интрузивных. Этот перерыв отмечался и во многих других районах Закавказья. Между выделенными свитам коньяка никаких следов перерыва и несогласия нет. Что касается известняковой толщи сантона, то при преобладающем согласном налегании ее на толщу мергелей отмечены, как уже было указано, случаи, когда она залегает непосредственно на темных сланцеватых песчаниках и аргиллитах коньяка и даже на древней сланцевой толще (верховье р. Далляр), хотя базальных конгломератов в основании толщи не отмечено. Это обстоятельство указывает на трансгрессивное залегание сантонских отложений, что, по-видимому, вызвано значительными движениями, происходившими в это время.

Эоценовая толща залегает над известняковой толщей обычно согласно. Такие согласные переходы от одних пород к другим отмечались в местности Алтун-тахт, у с. Апаранского Бабакиши, а также указывались для соседних районов К. Н. Паффенгольцем. Однако в западной части Памбакского хребта нами установлено отчетливое налегание роговообманковых порфиринов и их туфов на различных горизонтах верхнего мела и даже на древней сланцевой толще. Правда здесь же были констатированы и дайки этих же пород, но присутствие их не меняет существа дела. Следовательно, можно сделать вывод о том, что покровы лав, изливавшихся уже в эоцене, захватывали и площади распространения более древних пород.

О перерыве перед миоплиоценом и о трансгрессивном налегании пород этого возраста распространяться не прихо-

дится, т. к. эта особенность характерна для геологического строения всей этой области Закавказья.

Прочие особенности тектонического характера, проявленные в нашем районе, можно кратко сформулировать в следующем виде.

1) Устанавливается отличное от общекавказского, направление складчатости метаморфической толщи, выражающееся в отсутствии преобладающего СЗ простирания, уступающего в южной части антиклинали место меридиональному и северо-восточному, а также в развитии мелких форм до микроскладчатости, столь характерных для докембрийских кристаллических толщ вообще.

2) Почти все крупные разрывы, развитые в исследованном районе, в большинстве случаев формировались или оживлялись в верхнеэоценовое или послеэоценовое время, но все они древнее миоплиоценовой вулканогенной толщи. По всей вероятности, некоторые крупные разломы появились еще в древнее время и впоследствии были оживлены более молодыми верхнеэоценовыми движениями.

3) Дислоцированность миоплиоценовой толщи выражается лишь в пологих, но отчетливо заметных складках. Крупные разрывы отсутствуют, но более мелкие отмечены на Цахкунянцком хребте.

II. ИНТРУЗИВЫ

Район средней части Памбакского хребта представляет собой исключительный интерес в смысле разнообразия интрузивов различного петрографического состава и возраста.

Вследствие неполноты стратиграфического разреза данной области и отсутствия в нем триаса, юры и нижнего мела, а также вследствие недостаточного расчленения древних отложений сейчас еще трудно дать обоснование возраста всех выделяющихся по взаимным отношениям интрузивов. Трудность подобного расчленения интрузивов испытывается на протяжении ряда лет и на Главном Кавказском хребте, где, несмотря на большие усилия многих пытливых исследователей, в данном вопросе остается еще много невыясненного. Однако приводимые нами данные и в современном виде представляют собой большой интерес, т. к. резко меняют наши представления об интрузивах этой области и вносят много нового в наши познания об интрузивах Кавказа и магматических комплексах вообще.

Все распространенные в описываемом районе интрузивы расчленяются и рассматриваются по следующей схеме:

I. Древние интрузивы.

1) интрузивы основного состава предположительно докембрийского возраста.

2) кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты нижнепалеозойского (?) возраста.

3) лейкократовые граниты палеозойского (?) возраста.

II. Интрузивы верхнеэоценового возраста.

1) интрузивы основного состава.

2) интрузивы гранодиоритового и монцонитового состава;

а) кварцевые диориты, гранодиориты, сиенито-диориты и монцониты;

б) граниты и гранодиориты.

3) порфировидные граниты и сиениты:

а) граниты порфировидные;

б) сиениты среднезернистые;

4) комплекс интрузивов щелочного ряда;

а) нефелиновые и щелочные сиениты;

б) щелочные сиениты несколько более поздние;

в) монцониты еще более поздние, но также домиоплиоценовые.

А. ДРЕВНИЕ ИНТРУЗИВЫ

ИНТРУЗИВЫ ОСНОВНОГО СОСТАВА

Древние интрузивы основного ультраосновного состава имеют довольно широкое распространение среди сланцевой толщи допалеозоя. Впервые они были встречены нами в 1932 г. у с. Дзораглух. Позже К. Н. Паффенгольцем выше с. Арзакан были отмечены интрузии габбро в виде массивных крупнозернистых, а также и мелкозернистых разновидностей, среди сланцевой толщи у с. Агверан. Более детальное изучение сланцевой толщи Апаранского района показало, что эти породы входят и здесь существенной частью сланцевой толщи. Кроме того, недалеко от с. Цахкадзор нами был обнаружен новый выход габбро. Наконец, совсем недавно нами были выявлены и древние серпентиниты, что представляет собой первую находку на Малом Кавказе пород этого типа и возраста. В связи с этим находит объяснение факт появления гальки, змеевиков в конгломерате верхнего мела, что было отмечено еще в 1925 г. К. Н. Паффенгольцем в районах рр. Калакент и Памбак.

Все известные нам в настоящее время древние интрузивы основного состава могут быть разделены на три следующие группы, возможно, несколько отличающиеся по их возрасту:

- 1) серпентиниты (апоперидотиты);
- 2) габбро-амфиболиты, габбро-диабазы и диабазы;
- 3) габбро крупнозернистое.

СЕРПЕНТИНИТЫ И ГАББРО АМФИБОЛИТЫ

Серпентиниты выявлены на отроге горы Дамлик, где они выходят на вершине и обоих его склонах, а также на нижнем склоне Памбакского хребта у его вершины. Наиболее крупные выходы этих пород расположены вблизи мраморных карьеров в 2,5—3 км к юго-западу от вершины Дамлик. Характерная особенность этих пород заключается в том, что они являются более или менее рассланцованными, переходя местами в нормальные рогово-обманковые сланцы, причем по мало или не рассланцованным участкам их среди этой толщи можно сделать вывод об их значительном распространении в юго-западной части района. Участки нерассланцованных серпентинитов обычно невелики. Один из них, наиболее крупный, выступает у мраморных карьеров, начинаясь почти от выходов микроклиновых гранитов, затем протягивается через вершину отрога на его юго-восточный склон в виде узкой и довольно длинной полосы. На этом же склоне обнаружены еще несколько выходов таких же пород, но уже более рассланцованных. Небольшой обособленный выход нерассланцованных серпентинитов обнаружен на вершине того же отрога в 0,5 км от первого. Общая площадь всех этих выходов составляет значительно меньше 1 км², но если принять во внимание и рассланцованные породы, то она будет значительно больше. Более того, есть основание предполагать, что значительная часть сланцевой толщи этого участка была образована за счет этих же пород.

Кроме того, по-видимому, на распространение такого же типа пород указывают факты появления в шлихах у с. Меградзор хромита.

Весьма важным является установление нами факта прорыва серпентинитов плагиогранитами, которые относятся нами к палеозойскому времени, что и наблюдалось у мраморных карьеров на Дамликском хребте.

Макроскопически серпентиниты представляют собой черные с зеленоватым оттенком плотные или сланцеватые породы, иногда разбитые тонкими до 1 мм жилками хризотил-асбеста. В темной плотной массе иногда видны остатки выделений темноцветных минералов, очевидно, пироксена или оливина, что при значительном количестве таких выделений придает породе зернистое сложение. Часто они приобретают сланцеватую текстуру, давая постепенные переходы в нормальные сланцы.

С серпентинитами тесно связаны актинолитовые породы, состоящие почти из сплошного зеленого игольчатого актинолита. Последние встречены у контакта их с плагиогранитами.

Структура серпентинитов волокнистая мелкочешуйчатая, нередко петельчатая. Часто в одном и том же шлифе наблюдаются участки разной структуры.

Минералогический состав серпентинитов представлен серпентином, хлоритом, тальком и магнетитом. Иногда встречается актинолит. Наблюдались реликты оливина и моноклинного пироксена.

Серпентин составляет обычно главную массу породы. Жилки серпентина, образующие петли, обнаруживают поперечно-волокнистое строение, причем волокна имеют отрицательное удлинение. Обычно волокна располагаются в два ряда—от краев до середины жилки, редко наблюдается три и более ряда. В средней части жилки, между двумя сходящимися рядами, часто наблюдается скопление мелких зерен магнетита. Внутри петель мельчайшие зерна серпентина располагаются беспорядочно. Серпентин в шлифе чаще всего бесцветен, иногда имеет слабый зеленоватый оттенок, почти всегда покрыт мелкой „пылью“ магнетита. В некоторых образцах серпентин встречен в форме хризотила, образующего неправильные разветвляющиеся и выклинивающиеся жилки толщиной до 0,8 мм. Волокна располагаются перпендикулярно краям жилок. Удлинение волокон положительное. В шлифе хризотил совершенно бесцветен. Наблюдающиеся в нем зерна рудного минерала (магнетита) обычно очень мелкие и удлинены параллельно волокнам хризотила. В шлифе 345а серпентин представлен антигоритом.

Хлорит нередко является существенной частью породы. Образует листочки 0,1—1 мм. В шлифах бесцветен или имеет слабый зеленоватый оттенок. Интерференционные цвета от серых до светло-желтого. Оптический знак положительный. Часто наблюдаются двойники по [001].

Тальк в некоторых породах составляет 50 и более процентов всей породы. Образует скопления различно ориентированных мелких листочков, имеющих длину 0,1—0,5 мм, редко до 2 мм. Иногда подобные скопления имеют жилкообразную форму.

Магнетит встречается в разных формах: 1) в виде неправильных корродированных зерен до 1,5 мм в поперечнике; 2) в виде скоплений мелких зерен среди серпентина; 3) в виде тончайшей пыли, пронизывающей мелкозернистые агрегаты серпентина, и 4) в виде мелких кристалликов кубического облика, особенно обильных в хризолитовых участках.

Наблюдалось замещение магнетитом пирротина.

Актинолитовая роговая обманка бесцветная или слабо-зеленоватая наблюдалась в виде сноповидных агрегатов среди талька (шл. 772). Длина игольчатых кристаллов актинолита достигает 1 мм.

Оливин и моноклинный пироксен встречены в шл. 772 в мелких разъеденных зернах среди петельчатого серпентина. Значительное количество оливина, сохранившегося от изменения в серпентине, отмечено в шлифе породы отобранного с южного склона Памбакского хребта.

Наряду с серпентинитами в тесной связи с ними были встречены породы, не содержащие серпентина, образованные одним или несколькими из упомянутых выше минералов.

В актинолитово-тальковой породе актинолит образует отдельные игольчатые кристаллы и сноповидные агрегаты, расположенные среди листочков талька, подобно описанному выше случаю. В небольших количествах в этих породах встречаются хлорит и магнетит. Наблюдались единичные листочки биотитовидного минерала.

Актинолитовая порода (771e) состоит из радиально-лучистых скоплений актинолита в кристаллах до 1—1,5 см. В незначительном количестве в этой породе встречен тальк.

Хлоритовая порода (771ж) образована листочками хлорита до 1—2 мм. Акцессорным минералом является магнетит.

Габбро-амфиболиты, амфиболиты, габбро-диабазы и диабазы. Эти породы являются еще более широко распространенными, входя в состав сланцевой толщи. Особенно широко они распространены в Апаранском районе у сс. Зовуни, Дзораглух, Хаджи-багир и др. Эти же породы отмечены у г. Шиш-кая к северу от с. Анкаван. Во всех этих участках рассматриваемые породы выступают среди сланцев и сами в большей или меньшей мере рассланцованы, причем дают к сланцам постепенные переходы. Размер участков, сохранивших первичную структуру, весьма невелик и очень трудно их выделить на геологической карте.

Взаимное отношение рассматриваемых пород с серпентинитами неясное. И те и другие являются рассланцованными, и те и другие прорываются плагиогранитами.

Среди габбро могут быть выделены две разновидности: более крупнозернистая, отмеченная в районе с. Дзораглух и мелкозернистая, встречающаяся для районов с. Хаджи-Багир, г. Шиш-кая и др. Не исключается возможность, что эти разновидности представляют собой разновременные образования.

Габбро представляют собой темные с зеленоватым оттенком мелко-, средне- или реже крупнозернистые породы массивной, полосчатой или сланцеватой текстуры. Диабазы—мелкозернистые породы, не отличимые от мелкозернистых габбро. Нередко и даже часто, описываемые породы в той или иной мере эпидотизированы и хлоритизированы. Весьма часто габбро амфиболитизированы до перехода в амфиболиты.

Под микроскопом структура габбро пойкилитовая, иногда габбровая; структура диабазов типичная диабазовая.

Минералогический состав определяется присутствием основного плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, иногда биотита, магнетита, сфена и апатита. Плагиоглаз обычно является преобладающим минералом и при-

существует в количестве от 50 до 65%. Выражен в резко удлиненных призматических кристаллах величиной 0,5—1,5 мм и редко больше, проростающих пироксен и роговую обманку. Представлен лабрадором, иногда андезин-лабрадором (шл. 2936). Часть соскюритизирован, иногда серицитизирован и эпидотизирован. Моноклинный пироксен большей частью в той или иной степени замещен уралитом. Там, где он сохранился, выражен или не вполне хорошо образованными кристаллами, или неправильными зернами, или, что чаще всего, участками кристаллов, сохранившихся незамещенными среди уралита или хлорита. Угол погасания— $cNg=42-44^\circ$. Общее количество пироксена колеблется в зависимости от степени его замещения амфиболом от нуля до 25—30%.

Роговая обманка обычно зеленая или буровато-зеленая, по-видимому, вся эпигенетическая. Она присутствует во всех шлифах в количестве, зависящем от степени разложенности пироксена, от 10—15 и до 35—40%, нередко волокнистая уралитовая и в свою очередь замещающаяся хлоритом, иногда биотитом, но иногда встречается и в довольно чистых неправильных ксеноморфных образованиях с одной или двумя системами спайности. Кристаллические формы очень редки. Угол погасания— $15-16^\circ$.

Рудный минерал присутствует в довольно значительных количествах до 2—3% шлифа и нередко прорастает плагиоклазом. В шл. 3936 разлагается в лейкоксен, которого в этом шлифе довольно много. Последний образуется и за счет сфена, остатки которого также наблюдаются в шлифе. Из других акцессорных минералов присутствует только апатит в виде небольших тонких иголочек. В породе всегда много вторичных образований: хлорита, циюзита, иногда эпидота и серицита.

В габбро Арзаканского района К. Н. Паффенгольц отмечает также и биотит.

В ряде участков наблюдаются разности пород примерно того же состава, но отличающихся определенными признаками кристаллобластической структуры и несколько более значительным количеством роговой обманки. Переход этих пород к габбро и габбро-диабазам совершенно постепенный.

Подобные же породы из массива Рай-Из на Полярном Урале детально описаны А. Н. Заварицким [69], причем интересно, что габбро-амфиболиты были там образованы позже, чем перидотиты.

В описанном нашем районе широко развиты и диабазы. Последние часто более свежи, чем габбро и габбро-амфиболиты и местами почти вовсе лишены следов сланцеватости, что может приводить к мысли о возможном более позднем времени их внедрении (или некоторой части их). Характерной особенностью их является большая мелкозернистость и наличие диабазовой структуры. Преобладающим минералом является, как правило, плагиоклаз лабрадорového ряда, а затем идут зеленая роговая обманка, моноклинный пироксен и магнетит.

Крупнозернистые габбро более широко развиты у развалин сел. Далляр, т. е. уже за пределами нашего района. Эти породы описаны К. Н. Паффенгольцем, причем, судя по описанию, они мало отличаются по их минералогическому составу. Следует отметить, что тот же автор указывает наличие и горнблендитов.

Для химической характеристики этих пород К. Н. Паффенгольц приводит следующие анализы, относящиеся к участкам у развалин с. Далляр [44].

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O+ Na ₂ O	H ₂ O	Сумма
48,04 ¹	0,86	19,26	1,74	6,05	0,08	7,55	4,88	8,43	2,71	99,60
49,97 ²	1,54	15,04	3,95	6,55	0,16	5,58	10,47	4,08	1,64	99,98
49,40 ³	3,20	14,09	7,01	5,52	0,15	4,52	10,24	4,87	1,01	100,03

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	c	b	s
15,3	5,7	21,4	57,6
8,3	5,8	27,8	58,1
9,9	4,4	26,9	58,8

Некоторые замечания о возрасте основных интрузий. Для решения вопроса о возрасте рассматриваемых интрузий мы располагаем лишь косвенными данными. К ним относится факт приуроченности этих интрузивов лишь к сланцевой толще, а также факт

^{1, 2} — Аналитик Стукалова М. М.

³ — Аналитик Селютин М. Т.

их частичной рассланцованности. Последний факт является доказательством их более древнего возраста, по сравнению с палеозойскими лейкократовыми гранитами, а также и кварцевыми диоритами. Никаких других данных для установления их геологического возраста в нашем районе мы не находим, почему приходится обратиться к сопоставлениям. В настоящее время на Кавказе среди древних интрузивов основного состава выделяют три типа:

1) докембрийские, ксенолиты которых были выявлены в древних гранитах; 2) древние нижнепалеозойские, галька которых, а также наличие тяжелых металлов установлено в конгломератах среднего карбона (Грузия) и 3) верхнепалеозойские штоки змеевиков встречены в верхнем карбоне (Г. П. Агалин—3).

Сравнивая наши интрузивы с выделяемыми типами, следует исключить принадлежность их к верхнему палеозою, поскольку они древнее гранитов, в то время как на Северном Кавказе соответствующие интрузивы моложе всех известных там палеозойских кислых интрузий. Для решения же вопроса о принадлежности наших интрузивов к первому, второму или же к обособленному типу данных пока недостаточно. Более вероятным нам представляется более средний, т. е. кембрийский возраст наших интрузивов. Такие породы были открыты И. Г. Кузнецовым в Дзирульском массиве.

КВАРЦЕВЫЕ ДИОРИТЫ, ДИОРИТЫ И ГАББРО-ДИОРИТЫ АГВЕРАНСКОГО ИНТРУЗИВА

Эти породы слагают так называемую Агверанскую интрузию, посещенную мной в 1932 г. лишь в некоторых ее частях. Тогда мы отнесли ее к „неинтрузиям“ по сходству петрографического состава. К „неинтрузиям“ относил ее и К. Н. Паффенгольц, который и выделял в ней названные в заголовке петрографические разновидности. Этот же автор указывал, что выше с. Агверан интрузия прорвана лейкократовыми гранитами, для которых нами установлен дотуронский, скорее всего, палеозойский возраст. Кроме того, базальный конгломерат турона почти на всем своем протяжении переполнен галькой и валунами кварцевых диоритов, совершенно идентичных агверанским.

Приведенные соображения заставили пересмотреть возраст Агверанского интрузива и отнести его к дотуронскому. Если верно пересечение ее лейкократовыми границами, то возраст и этой интрузии надо считать древним, палеозойским.

Во всяком случае, интрузии подобного состава, и притом лишенные следов расщелачивания, описаны Б. П. Беликовым и С. С. Кузнецовым [12], Е. К. Устиевым [52] и И. В. Баркановым [10]. Из сказанного ясно, что ни третичным, ни даже нижнемеловым этот интрузив считать нельзя. Наши повторные наблюдения подтвердили данные, позволяющие относить его к палеозойским интрузиям, причем более древним, чем плагииграниты.

Состав кварцевых диоритов, являющихся доминирующими, по К. Н. Паффенгольцу, представляется плагноклазом средней основности, кварцем, биотитом, роговой обманкой и моноклинным пироксеном, причем последний иногда отсутствует. Из акцессорных минералов присутству-

ют: апатит, рудный минерал и редко циркон. Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, карбонатом, эпидотом и глинистыми продуктами. Увеличение количества кали-натрового полевого шпата ведет к образованию гранодиоритов. Тот же автор отмечает в этом же интрузиве „типичные диориты, переходящие местами в габбро-диориты и даже габбро“ [44].

Для характеристики химического состава этих пород приводим следующие химанализы, заимствованные у К. Н. Паффенгольца [44].

	34a	346	43
SiO ₂	64,66	64,79	62,47
TiO ₂	0,65	0,61	0,54
Al ₂ O ₃	15,63	15,50	15,59
Fe ₂ O ₃	1,98	1,27	1,82
FeO	2,06	2,27	2,20
MnO	0,05	0,06	0,06
MgO	2,98	3,11	2,62
CaO	3,45	2,61	4,04
Na ₂ O	4,23	4,47	3,82
K ₂ O	1,45	1,52	2,98
H ₂ O—	0,11	0,62	0,19
H ₂ O+	2,72	3,38	3,46
Сумма	99,98	100,21	99,79

Аналитики М. Т. Селютина (34a, 346), Б. М. Френкель (43)

Приведенная характеристика относится к крупному Агверанскому интрузиву. Такой же состав имеет огромное количество галек и валунов в туронском конгломерате, характеристика которых дана выше в геологическом очерке. Эти

включения, имеющие довольно постоянный состав кварцевых диоритов, наблюдаются по всему фронту верхнего мела, протягивающемуся более чем на 25 км и трудно допустить, что они образовались за счет частичного размыва только

одного Агверанского интрузива. Представляется более вероятным, что такие интрузивы имеются и к северо-западу от Цахкунянцского хребта, но скрыты под обширными лавовыми покровами и четвертичными наносными образованиями Апаранского плато где-нибудь у сс. Апаран, Джемушли и др.

Числовые характеристики описанных пород по А. Н. Заварицкому

	a	c	b	s
№ 34a	11,5	4,2	9,9	74,4
34б	11,9	3,1	11,1	73,9
43	13,0	4,2	9,3	73,5

ЛЕЙКОКРАТОВЫЕ ГРАНИТЫ

Распространение, морфология и возраст интрузивов.

Лейкократовые граниты имеют широкое распространение среди пород метаморфической толщи, но нигде в более молодых образованиях не встречены. Они более широко развиты к северу от Цахкунянцского хребта, чем к югу от него. Выхода лейкократовых гранитов более часты у с. Анкаван, в то время как у сс. Мравян и Дзораглух они более редки. Также довольно редки интрузивы гранитов и в древней вулканогенной толще у сс. Лусагюх и Мелик-гюх.

Обычно рассматриваемые породы представлены в виде мелких инъекций и пластовых залежей. Такова большая часть тел в верховьях р. Мармарик. Их размеры самые разнообразные. По мощности они варьируют от долей сантиметра, когда они, собственно говоря, должны рассматриваться как мигматиты, и до десятков и даже сотен метров. В некотором соответствии с мощностью варьирует и их длина от нескольких метров до километра и более. Вместе с типичными инъекциями не так уже редко встречаются и секущие жилы, имеющие, впрочем, подчиненное значение.

Более крупные интрузивы лейкократовых гранитов встречены на южном склоне Памбакского хребта у г. Деве-таш, к северу от г. Дамлик, в истоках р. Мармарик на

западном склоне отрога Дамлик у Каранлугского перевала и др. Наиболее крупные из них нередко включают в себя узкие пачки или ксенолиты метаморфических сланцев, порфиров, туфов или диабазов (р. Атам-дараси), указывающих на согласный характер интрузий.

О возрасте гранитов можно судить отчасти по прямым соотношениям, отчасти по косвенным данным и сопоставлениям. Мы склонны относить их к древним, скорее всего палеозойским, по следующим соображениям.

1) Для лейкократовых гранитов устанавливается, по крайней мере, доверхнемеловой возраст по факту наличия гальки их в конгломерате сеномана. В некоторых указанных местах, где по мнению отдельных исследователей якобы лейкократовые граниты интродуцируют толщу эоцена, нами установлено, что это или верхнеэоценовые диориты, ничего общего с рассматриваемыми гранитами не имеющие, или это лишь включения в коньякском, а не в эоценовом конгломерате.

2) Отмечается тесная локальная связь гранитов с метаморфической, а также древней вулканогенной толщами. Подобных гранитов в соседних районах среди мезозойских и кайнозойских отложений нигде не отмечено.

3) Особенности петрографического состава и развитие протокластических структур (см. ниже) в гранитах резко отличают их от мезозойских интрузий Нагорного Карабаха и, наоборот, сближают их с породами древних интрузивов.

4) Чрезвычайно высокая степень катаклаза, гораздо более сильного и повсеместного, чем это наблюдается в мезозойских и третичных интрузиях.

Петрографический состав. Плагдиоклазовые граниты, являющиеся главным типом рассматриваемых интрузий, представляют собой белые или светло-серые, крупно, средне- или мелкозернистые, часто аплитовидные породы, иногда порфировидные, но большею частью равномернозернистые. В более крупнозернистых разновидностях невооруженным глазом различаются зерна белого изометрических очертаний полевого шпата, слюды, хлорита и иногда кварца.

Среди крупнозернистых разновидностей, встреченных у Имерлинского перевала, когда крупные до 1 см округлой формы кристаллы полевого шпата заключены в более темной и

мелкозернистой массе (345). В среднезернистых и мелкозернистых разностях иногда усматриваются элементы полосчатости (315а, 315б). Весьма часты следы милонитизации.

Под микроскопом структура протокластическая, гипидиоморфнозернистая, иногда порфировидная с гранулитовой основной массой (727-б). Характерными являются крупные изометрической формы кристаллы олигоклаза величиной от 1—2 мм и выше, окруженные мелкими в 0,05—0,2 мм зернами или цепочкой зерен кварца, мусковита и резко удлиненными кристаллами ортита. Часто порода разбита трещинами, залеченными эпидотом, кварцем или альбитом.

Минералогический состав породы (252б, 315а, 315б, 343г, 345, 347а, 348б и др.) характеризуется плагиоклазом, кварцем, биотитом иногда мусковитом, ортитом, а также хлоритом, эпидотом и акцессорными минералами.

Плагиоклаз, выраженный олигоклазом, андезин-олигоклазом, олигоклаз-альбитом и даже для шл. № 633, относящегося к гальке в туронском конгломерате, альбитом; присутствует в толстотаблитчатых или изометрических, нередко неправильных, реже призматических кристаллах величиной в 1,2—3 мм в поперечнике. Иногда наряду с крупными кристаллами наблюдаются в одном и том же шлифе и более мелкие кристаллики и неправильные зерна величиной 0,2—0,3 мм. В шл. 345—1 кристаллы плагиоклаза имеют величину 4—8 мм, причем по периферии кое-где заметна неширокая каемка альбита. Сдвойникован чаще по альбитовому или карлсбадскому законам. В шл. 315а замечается нерезкая зональность. Часто серицитизирован, реже карбонатизирован. Серицит развивается чаще вдоль спайности. Общее количество плагиоклаза в типичных плагиогранитах составляет от 65 до 80% шлифа.

Кварц присутствует обычно в виде мелких неправильных зерен, иногда, для разностей с протокластической структурой, удлиненного габитуса. В более крупных зернах, приуроченных обычно к промежуткам между кристаллами плагиоклаза, почти всегда заметно резко волнистое погасание и даже раздробленность. В таких участках, вероятно, кварц в некоторой части является вторичным. Общее количество кварца варьирует в довольно широких пределах от

10% и даже меньше и до 30% и редко больше. Большею частью количество кварца равно 20—25%, т. е. оно таково, что породу вполне можно отнести к гранитам.

Мусковит обычно в виде неправильных удлинённых вдоль спайности листочек или пластинок или агрегатов мелких часто изогнутых зерен, почти всегда приуроченных к стыкам кристаллов плагиоклаза. Иногда более крупные пластинки влезают и в тело кристаллов плагиоклазов. Общее количество его всегда незначительно, меньше 2% площади шлифа. В некоторых шлифах отсутствует совершенно. Часто сильно изменен в глинистое вещество.

Ортит является чрезвычайно характерным, можно сказать, типоморфным минералом; присутствует в количестве до 1—2% и редко больше и выражен резко удлинёнными кристаллами длиной до 1,2 мм при ширине в 0,05—0,2 мм, реже более толстыми, также обычно приуроченными к стыкам зерен плагиоклаза. При нескрещенных николях бурый, иногда желтоватый, слабо плеохроирующий с заметно более интенсивной окраской по Ng. Дает ясную фигуру двусного и отрицательного минерала. Нередко наблюдается две системы спайности по первому и третьему пинакоидам. Ассоциируется с эпидотом, от которого отличается своей резко удлинённой формой и зональной окраской в скрещенных николях. Часто разложен с образованием эпидота и хлоритового волокнистого вещества.

Апатит встречается почти во всех шлифах, но в небольшом количестве в виде мелких короткопризматических кристаллов, иногда с пирамидальными концевыми гранями. В шлифе 315а наблюдался один удлинённый плохо образованный кристалл сфена. Из вторичных минералов значительно развит серицит, хлорит, эпидот, иногда кварц.

Следующей гораздо менее распространенной разновидностью, принадлежащей к описываемой группе пород, являются биотитовые и амфиболо-биотитовые граниты. Макроскопически они почти не отличаются от плагиогранитов, хотя кое-где заметны мелкие выделения темноцветных минералов. Структура породы гипидиоморфнозернистая. Порода отличается меньшим количеством плагиоклаза, значительным, иногда превышающим последний количеством.

калиевого полевого шпата, присутствием биотита и в меньшем количестве (иногда даже отсутствующей)—роговой обманки. Ортит в этой разновидности не обнаружен, что может быть объясняться большей степенью разложенности пород в просмотренных шлифах. Не останавливаясь на детальном описании этой разновидности, что уже сделано мною раньше [30], следует лишь отметить, что измерение калиевого полевого шпата показало его принадлежность к ортоклазу (угол между Nm и $\perp(001)$ равен $10-14^\circ$, $2v=68-70^\circ$).

Биотит присутствует в количестве до $7-8\%$ в виде пластинчатых удлиненной формы кристаллов, в большей или меньшей степени замещенных хлоритом. Роговая обманка—буровато-зеленая, присутствует обычно в незначительном количестве. Интересно присутствие кроме апатита также и магнетита, хотя только в единичных и мелких кристалликах и притом не во всех шлифах.

Для характеристики химизма рассматриваемых пород мы располагаем двумя анализами плагиогранитов, один из которых нами заимствован у К. Н. Паффенгольца.

№№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
14/32	71,54	0,08	17,37	0,35	0,46	0,03	0,46	3,09
730	71,94	0,12	16,39	0,83	0,43	0,02	0,38	3,07

Na ₂ O	K ₂ O	Пот. при прок.	H ₂ O	Сумма	Аналитик
5,06	0,54	0,87	0,22	100,07	Р. П. Ильницкий
5,82	0,50	0,43	0,18	100,11	В. Френкель

Жильные породы. Если исключить из этой группы жильные и в том числе аплитовидные граниты, к которым полностью относится описание, данное выше, то жильные породы, генетически

Числовые характеристики по
А. Н. Заварицкому

	a	c	b	s
14/32	11,7	3,7	5,2	79,4
730	13,3	3,7	2,7	80,3

и локально связаны с рассматриваемым классом пород, очерпываются только аплитами. Пегматиты, о которых упоминается в сводке по интрузивам Закавказья, при детальном изучении оказались связанными с верхнеэоценовыми кварцевыми диоритами, хотя в ряде случаев и секут древние лейкократовые граниты.

Распространение аплитов, секущих граниты, чрезвычайно ограничено. Собственно за все время встречено лишь несколько тонких жилок мощностью в несколько сантиметров, причем одна встречена у Имерлинского перевала, а другая—у с. Мармарик в скале Сакал-даш. Все они представляют собой белые мелкозернистые породы панидиоморфнозернистой структурой, состоящие существенно из альбита, часто сильно серицитизированного кварца, сильно разложенного калиевого полевого шпата и в небольшом количестве светлой слюды. Никаких особенностей данные породы в себе не заключают.

Из приведенной характеристики древних гранитов видно существенное различие плагиоклазовых и биотитовых гранитов, с одной стороны, и микроклиновых гранитов, с другой. Однако и те и другие резко отличны от всех известных нам интрузивов третичного и мезозойского возраста Малого Кавказа. Кроме того, к приведенным выше геологическим отношениям и отмеченной высокой степени катаклаза лейкократовых гранитов добавляются особенности минералогического состава и структуры. Микроклиновые граниты с так хорошо представленным решетчатым микроклином и биотитовые граниты известны среди древних интрузивов и не указываются среди интрузивов мезокайнозойских.

Интересны указания В. П. Беликова о частом присутствии ортита в древних розовых гранитах Розенбергского массива [11]. Таким образом, присутствие ортита в наших плагиоклазовых гранитах является характерным. Наконец, еще более характерным является наличие протокластических структур. О биотито-олигоклазовых гранитогнейсах подобного состава и совершенно такой же структуры указывает А. Харкер [89] для Глен Долл в Шотландии, причем они относятся здесь также к древним (предположительно архей-

ским). В широком развитии подобные породы встречались нами впоследствии в целом ряде древних кристаллических массивов.

Б. ТРЕТИЧНЫЕ ИНТРУЗИВЫ

ИНТРУЗИВЫ ОСНОВНОГО СОСТАВА

(Габбро и пироксениты)

К этому типу пород принадлежат небольшие интрузивы, оконтуренные один у с. Лермонтово, а другой—несколько западнее в истоках р. Марцигет, а также небольшие выходы габбро-диоритов и пироксенитов по р. Мармарик у Коммуны.

Установление новых выходов габбровых пород того же возраста, что и Севанские (Гокчинские) гипербазиты, но находящихся вне зоны Севанского „надвига“ представляет большой интерес и проливает новый свет на генезис этих пород.

Геологическое строение отдельных интрузивов и их контакты. Интрузив габбро и пироксенитов у с. Лермонтово был отмечен нами еще в 1931 г., но не был оконтурен. Также не было достаточно выяснено его взаимоотношение с Базумским массивом кварцевых диоритов. В последнее время кроме Лермонтовского интрузива выявлен небольшой интрузив габбро в верховьях р. Марципанаджур.

Лермонтовский интрузив расположен в нижней части юго-западного склона Базумского хребта, почти непосредственно у с. Лермонтово. Он имеет довольно сложную конфигурацию, особенно в южной его части, но в общем он несколько вытянут в широтном направлении. Площадь интрузива составляет всего лишь 0,63 кв. км. Северо-восточный контакт его с кварцевыми диоритами на всем его протяжении неясен, хотя и усматривается некоторое изменение самих габбро у скрытого наносами контакта, выражающееся в появлении уплотненных мелкозернистых разновидностей, а также в обогащении габбро роговой обманкой и эпидотом, наблюдающихся в виде небольших гнезд. Южные контакты габбро с прорываемыми ими туфами и

туффитами эоцена наблюдались в ряде мест непосредственно. Обычно они резкие и довольно извилистые; отдельные изгибы мелкие, но есть и крупные, измеряющиеся от 10 и более метрами. Падение контактов весьма крутое, до отвесного, также изменчивое в одну и другую сторону. В южной части массива отмечено изменение падения на протяжении контакта около 50 м, причем далее к востоку через 300—400 м падение снова меняется на СВ-ое при угле в 70° . Вблизи южного контакта главного интрузива отмечены несколько даек мелкозернистого габбро мощностью от 2 до 12 м. Залегание обычно согласное с вмещающими их туффитами. Падение одной из них в юго-западной части интрузива СЗ 350° , угол 80° и другой—у восточной части массива СВ 30° , угол 38° .

Контакты интрузива с вмещающими туффитами обычно резкие и лишь в юго-восточной части они местами замаскированы гидротермальным изменением пород.

Строение описываемого интрузива представляется довольно сложным. Кроме крупнозернистых габбро, довольно широкое распространение имеют мелкозернистые, а местами и порфировидные габбро, приуроченные к некоторым участкам периферической части интрузива. Существенную роль играют шаровые полосчатые габбро, распространенные в северо-восточной преимущественно приконтактной части, а также в юго-западной, несколько удаленной от непосредственного контакта. Ширина полосы шарового габбро доходит до 15 м.

Необходимо отметить резкие контакты, наблюдавшиеся между мелкозернистыми и крупнозернистыми разностями габбро, а также жилки первых в последних. Резкий контакт наблюдался также между шаровыми и крупнозернистыми габбро, причем, по-видимому, первая разновидность сечет вторую.

Здесь же обе разновидности пересекаются жилой мелкозернистого габбро. Необходимо также отметить, что у южного контакта узкой части Лермонтовского интрузива и в более крупнозернистых породах, представленных пироксенитами (5096), дающих постепенный переход к крупнозернистым габбро, отмечена жила мелкозернистого габбро.

Все эти факты показывают, что внедрение магмы основного состава было одновременным, многократным. Вначале была внедрена та часть магмы, которая при своем застывании дала крупнозернистые пироксениты и габбро, затем вскоре следовала, может быть, новая порция магмы, давшая шаровые габбро и в дальнейшем уже после, по крайней мере, частичного застывания предыдущих порций была внедрена та часть магмы, которая дала мелкозернистые габбро. Такое последовательное внедрение магмы было обусловлено, вероятно, чередованием усиления и ослабления тектонических напряжений, действовавших в этом районе.

Представляет интерес то обстоятельство, что в течение всего времени внедрения отдельных порций магмы, последняя сохраняла свой состав, т. е. за этот промежуток времени заметной дифференциации магмы не произошло.

Полосатые габбро отмечены как у южного, так и у северного преимущественно северо-восточного контактов. Направление полосчатости, по крайней мере, в отдельных участках примерно параллельно контакту. Так, в средней части массива у контакта направление полосчатости СВ 60° , падение СЗ 330° (т. е. от контакта) угол 75° . В северо-восточной части направление полосчатости СЗ, падение почти вертикальное. Здесь же наблюдается перемежаемость полосатых и шаровых габбро.

Трещины отдельности довольно разнообразны. Среди них выделяется система продольных к удлинению интрузива трещин с простираем СЗ $325-345^\circ$ и падением преимущественно на ЮЗ, при угле $70-75^\circ$. Поперечная система выражена обычно хуже. Ее простираем—СВ $50-65^\circ$, падение—СЗ 335° , угол— $70-80^\circ$.

С Лермонтовским интрузивом связаны пегматитовые жилы, встреченные в северной части интрузива, а также аплитовые жилы, имеющие более широкое распространение и выраженные розовой и белой разновидностями. Установлено, что белые аплиты секут розовые. Простираем плагиоаплитовых жил, имеющих мощность до 0,5 м СЗ-ое, падение крутое на ЮЗ. Жилы розовых аплитов имеют сильно колеблющуюся мощность от нескольких см до 3—4 м; их простираем в наблюдавшихся жилах СЗ-е, падение

крутое на СВ. Жилы белых аплитов примерно такой же мощности и сосредоточены, главным образом, у южной периферии интрузива; простираение часто СВ-ое, падение также крутое к ЮВ.

Интрузив в его юго-восточной части пересекается крупным широтным Лермонтовским разломом, вдоль и вблизи которого наблюдается интенсивное гидротермальное изменение пород. Заметного влияния второго Якшатовского разлома, приходящего к северо-западу, не заметно. Возможно, он затухает, не доходя до интрузива.

Лермонтовский интрузив контактирует в западной части с кварцевыми порфирами, а в южной части — с порфировыми туфами и туффитами, относимыми предположительно к нижнему-среднему эоцену. В контактах везде отмечаются в большей или меньшей степени ороговикованные породы.

Второй интрузив габбрового состава выявлен в верховьях р. Марцигет, примерно в 3—4 км к северо-западу вдоль того же южного контакта Базумского массива от Лермонтовского интрузива. Площадь интрузива менее 0,5 км². Интрузив прорывает кварцевые порфиры нижнего (?) эоцена и в северо-западной его части контактирует с кварцевыми диоритами. Непосредственные контакты с последними также не обнаружены. Интрузив сложен преимущественно крупнозернистыми габбро, совершенно идентичными лермонтовским. Отмечены и порфировидные разности.

Третий интрузив или, точнее, группа их, относимая нами к рассматриваемому комплексу, расположен на левом берегу р. Мармарик в 3 км ниже с. Анкаван.

Наиболее крупный интрузив имеет дайкообразную форму и вытянут в широтном направлении. Мощность или ширина его составляет от 40 до 80 м, длина—0,6 км. Простираение—СЗ 310°. Контакты со сланцами неровные. У контакта интрузива в сланцах наблюдаются многочисленные апофизы, а в теле интрузива ксенолиты, ориентированные согласно со сланцеватостью вмещающих сланцев, причем в этой гибридной породе встречаются и шарообразные скопления роговой обманки (рис. 6). В средней части интрузива преобладают мелкозернистые разности, в западной, где ин-

трузив разбивается на несколько секущих сланцы жил, породы более крупнозернисты, с выделениями столбчатых кристаллов роговой обманки величиной до 6 см.

Кроме этого интрузива в данном небольшом участке отмечено несколько других, еще более мелкого размера выхода. Интересно, что один из таких выходов представлен пироксенитами, в то время как состав других интрузивов этой группы отвечает габбро и диоритам.



Рис. 6. Узловатое шаровое габбро.

Возраст. Возраст Лермонтовского и Ягублинского интрузивов основывается на том факте, что они прорывают свиту вулканогенных пород нижнего (?) эоцена, а первая из них прорывается дайкой пород диоритового состава, принадлежащих уже к последующей группе интрузивов, включения которых мы встречаем в основании миоплиоценовой толщи. Следовательно, возраст этих совершенно идентичных между собой интрузивов является после-нижнеэоценовым и доплиоценовым. Логично допустить, что наши основные интрузивы были внедрены в то же самое время как и Севанские гипербазиты, для которых указывается верхнеэоценовый возраст. Мармарикские интрузивы

прорывают только древнюю толщу и не выходят за ее пределы, поэтому о нижнем пределе возраста их мы можем говорить по сопоставлению. От древних габбро они отличаются прежде всего отсутствием всяких элементов рассланцованности. Наоборот, с эоценовыми интрузивами основного состава их сближает установленный факт пересечения жилкой микроклинового гранита, которые представляют собой краевую часть Цахкунянцского интрузива, послесреднеэоценовый и домiocеновый, возраст которого сомнений не вызывает. Таким образом, довольно ясно намечается, что все рассматриваемые в данной группе интрузивы одновременные в смысле геологического времени, но внедрение их, как это показано выше, происходило отдельными порциями, среди которых раньше были образованы пироксениты и крупнозернистые габбро, затем шаровые габбро и позже мелкозернистые габбро.

Петрографический состав пироксенитов и габбро с его разновидностями. Крупно- или среднезернистые габбро представляют собой меланократовую с зеленоватым оттенком часто неравномернозернистую породу, состоящую из выделений полевого шпата и пироксена величиной от 2—3 до 15 мм, мелких и редких блесток биотита и зернышек магнетита и иногда пирита. Текстура породы массивная, для некоторых периферических частей интрузива, полосчатая.

Под микроскопом (шл. №№ 204, 2 4а, 501А, 497) структура габбровая, реже офитовая. Порода состоит из битовнита, моноклинного пироксена, роговой обманки, ромбического пироксена, магнетита, биотита, иногда апатита и вторичных образований. В некоторых шлифах отмечен оливин и илдингсит.

Плагноклаз присутствует в количестве 60—65% в виде удлиненных, изометрических и довольно неправильных кристаллов для пород с габбровой структурой и более правильных призматических кристаллов в шлифах со структурой пойкилоофитовой. Величина кристаллов часто колеблется в довольно широких пределах от 0,3—0,4 мм до 2—3 и больше мм в одном и том же шлифе, хотя для других случаев эти колебания уже. Зональность редка. Выражен битовнитом или анортитом. Измерение его в шл. 497

дало: для ядра: $B_{Ng}=46^\circ$, $B_{Nm}=61^\circ$, $B_{Np}=58^\circ$, $B_{\perp шву}$ и (010) № 91, $-2v=35^\circ$ для периферии: $B_{Ng}=40^\circ$, $B_{Nm}=63^\circ$, $B_{Np}=63^\circ$, $B_{\perp (010)}$ № 79.

Нередко прорастает моноклинный пироксен и содержит мелкие неправильные включения роговой обманки и округлые включения биотита. Иногда карбонатизирован и серицитизирован, но в общем достаточно свеж, в то время как моноклинный пироксен обычно в довольно сильной степени замещен амфиболом. В шл. 224 отмечено замещение плагиоклаза пренимом, развивающимся также в промежутках между другими минералами.

Моноклинный пироксен присутствует в разных количествах в зависимости от степени замещения его амфиболом. Общее количество его вместе с последним обычно колеблется в пределах 30—45% всей массы породы. Почти всегда присутствует в неправильных образованиях в виде незамещенных амфиболом остатков, испещряющие его пертитовидные вросстки замещающей роговой обманки или тонкие вросстки $\parallel (001)$ непрозрачного минерала или пойкилитовые вросстки плагиоклаза.

Измерение моноклинного пироксена в шл. 497 дало: $[001] Ng = 42^\circ$, $2v = +55^\circ$, $Ng - Np = 0,033$. В шл. 499 моноклинный пироксен встречен в амфиболовой жилке в виде выделений

Роговая обманка, по-видимому, вся эпигенетическая. Нередко общее количество ее больше и даже значительно больше, чем моноклинного пироксена. Чаше присутствует в виде неправильных зерен разной величины, нередко прорастающих плагиоклазом. Плеохроизм по Ng —зеленоватый, светло-бурый, по Np —более темно-бурый, по Nm —буровато-желтый. Схема абсорбции обычная $Ng > Nm \gg Np$. Угол погасания $15-16^\circ$, $-2v = 60^\circ-82^\circ$, $Ng - Np = 0,019$.

Бурая роговая обманка замещается биотитом и хлоритом. Кроме зеленовато-бурой разновидности часто наблюдается роговая обманка грязно-зеленого цвета. Иногда она волокнистого строения.

Ромбический пироксен присутствует обычно в меньшем количестве, чем моноклинный пироксен, причем нигде общее количество его не превышает 10%, а обычно значи-

тельно ниже. Заметен ясный плеохроизм в розовых тонах. — $2v=74^\circ$, $Ng-Np=0,012$. Замещается тальком (?), биотитом, а также и роговой обманкой, причем два последние минерала в свою очередь замещаются хлоритом.

Биотит имеет незначительное развитие, проявляясь в виде неправильных и довольно мелких образований и иногда замещает роговую обманку.

Рудный минерал представлен магнетитом, присутствующим в виде довольно крупных до 1,5 мм, иногда с правильными ограничениями кристаллах, а также в мелких неправильных образованиях. Общее его количество в некоторых шлифах доходит до 1—2%. Иногда окружен каемками зеленовато-бурой роговой обманки или биотита. В некоторых шлифах встречены также в единичных образованиях апатит и сфен, причем последний относится к участку в эндоконтактной зоне.

Из вторичных минералов обычны карбонат, хлорит, более редки серицит, тальк и пренит. Эпидот встречается преимущественно в жилках и пустотах вместе с роговой обманкой.

Оливин встречен лишь в шл. 497 в виде небольших неправильных зерен, замещающихся идингситом или мелкозернистым агрегатом роговой обманки, ромбического пироксена и магнетита.

Порода, химический анализ которой приводится ниже, и соответствует уже пироксенитам, представляет собой вполне меланократовую довольно крупнозернистую разность с габбровой структурой (шл. 5096). Она состоит из плагиоклаза, роговой обманки, ромбического пироксена, моноклинного пироксена, магнетита, биотита, кальцита, хлорита, идингсита и серицита, причем главными компонентами являются первые четыре минерала. Интересно довольно высокое содержание плагиоклаза, но все же оно значительно меньше общего количества цветных минералов. Плагиоклаз весьма основной содержит согласно произведенным измерениям 92—94% анортита. Двойники лежат в плоскости [010]. Местами несколько карбонатизирован и серицитизирован.

Роговая обманка развивается по моноклинному, а также по ромбическому пироксену. Плеохроирует в буровато-зеленых цветах, причем в ней заметны небольшие участки, плеохроирующие от синего до коричневатого-зеленого, с низким двупреломлением и малым углом погасания. Заметна дисперсия оптических осей $p > v$, $2v = -46^\circ$. Измерение буровато-зеленой роговой обманки показало: $[001] Ng = 15^\circ$, $-2v = 82^\circ$, $Ng - Np = 0,018$.

Моноклинный и ромбический пироксен присутствует почти в равном количестве в виде идиоморфных или неправильных кристаллов, замещающихся амфиболом. Измерение моноклинного пироксена дало: $[001] Ng = 42^\circ$, $2v = +60^\circ$, $Ng - Np = 0,019$. Угол оптических осей ромбического пироксена -70° , $Ng - Np = 0,011$.

Присутствие иддингсита указывает на возможное наличие и оливина. Остальные минералы присутствуют лишь в ничтожном количестве.

Мелкозернистые габбро (шл. 201, 224, 499а, 499б, 520б) характеризуются габбровой или гипидиоморфнозернистой структурой и несколько отличным петрографическим составом. Здесь нет ромбического пироксена и биотита, плагиоклаз более кислый, часто зональный, с ядром, соответствующим № 75—80, и периферией, соответствующей № 20—30. В качестве минералов примеси часто встречается сфен, апатит и циркон; магнетит присутствует в меньшем количестве.

В шл. 509а отмечены трещины, разбивающие кристаллы основного плагиоклаза, выполненные кислым плагиоклазом или сфеном. В шл. 499-б отмечена жилка, выполненная роговой обманкой вместе с моноклинным пироксеном, сфеном и апатитом. Моноклинный пироксен резко ксеноморфен по отношению к роговой обманке, причем образует в ней жилки, чем доказывается более позднее его образование.

В шл. 223 отмечаются участки с сидеронитовой структурой.

Следующей разновидностью, также относящейся к Лермонтовскому массиву, являются порфировидные габбро, отмеченные у южного контакта и в дайкообразных изолированных выходах. Порфировые выделения в этих породах

представлены моноклинным пироксеном и плагиоклазом той же основности, что и в мелкозернистых габбро. Основная масса также представлена плагиоклазом, роговой обманкой, моноклинным пироксеном, минералами примеси и вторичными продуктами.

Несколько иным составом и структурой характеризуются меланократовые породы из дайкообразного интрузива у Коммуны Кармир-овит, для которой, как это уже сказано выше, доказывается несколько более поздний возраст.

Макроскопически это темные с зеленоватым оттенком средне-или крупнозернистые породы с многочисленными выделениями зеленоватой темной роговой обманки, иногда резко удлинёнными с величиной до 6 см в довольно светлой полевошпатовой массе. Микроскопически эти породы должны быть названы роговообманковыми диоритами. Структура породы гипидиоморфнозернистая. Минералогический состав определяется плагиоклазом № 35, роговой обманкой и минералами примеси.

Позже в 1939 г. в этом же участке обнаружены также габбро и пироксениты.

Шаровые габбро. Шаровые габбро представляют собой в общей массе темные породы с ясно выделяющимися крупными овоидами обычно правильной шарообразной формы. Овоиды касаются или почти касаются друг друга, так что объем промежуточной массы породы гораздо меньше объема овоидов. Размер овоидов довольно постоянный и равен в среднем 1 см (рис. 7)—при колебании от 2 до 18 см. Вариационная кривая, составленная Г. В. Успенским на основании замеров 218 овоидов, дает резкий максимум на 4 см (165 случаев при 30 случаях, падающих на 3 см и только 14 случаев—на 5 см). Строение овоидов средней величины обычно таково, что в центре их и по периферии располагаются кристаллы роговой обманки иногда с пироксеном, а в средней зоне в радиальном расположении наблюдаются более светлые кристаллы плагиоклаза. Такие овоиды заключены в среднезернистой с величиной зерна 2—5 мм основной массе, состоящей из плагиоклаза, роговой обманки и пироксена. Реже встречаются овоиды существенно состоящие из плагиоклаза, а вмещающая их масса—из тем-

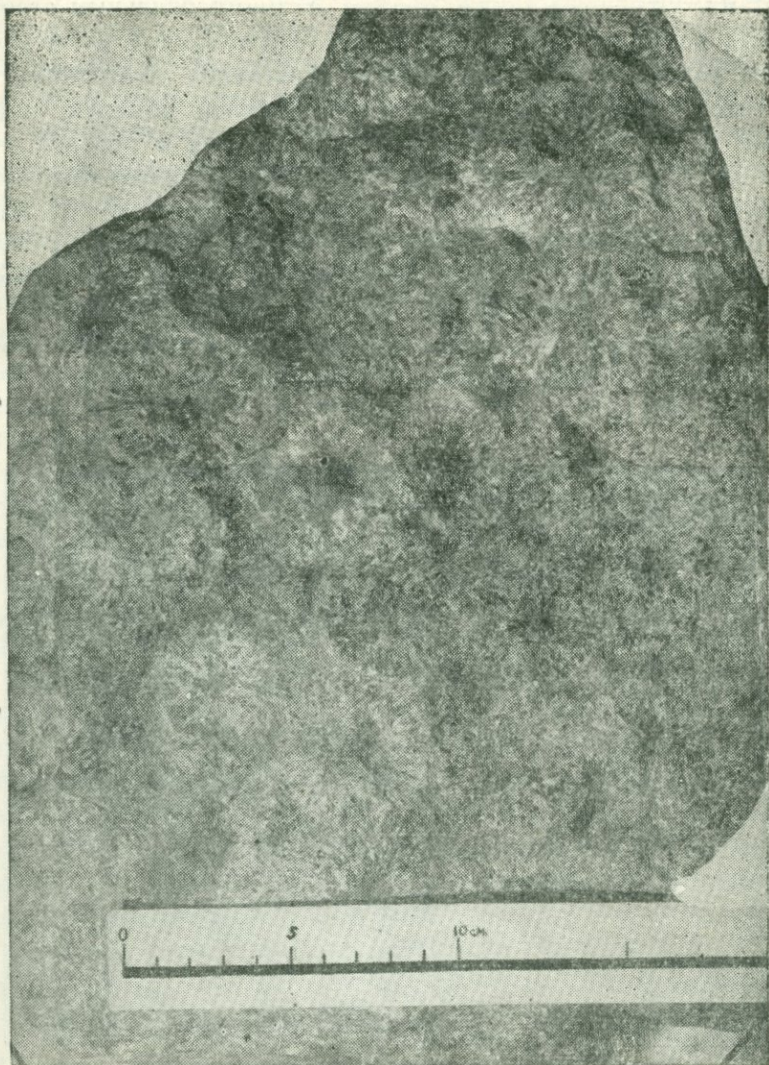


Рис. 7. Шаровое габбро Лермонтовского массива.

ноцветных минералов. Столь же редко встречаются овоиды почти целиком образованные роговой обманкой. В крупных овоидах ядро нередко представлено мелко- или среднезернистой породой типа промежуточной между овоидами массы, а в отдельных случаях, по-видимому, является ксено-

литами. Отмечены также озоиды с многозональным строением, когда ядро представлено роговой обманкой, далее идет зона радиально расположенных кристаллов плагиоклаза и роговой обманки, далее снова зона роговой обманки, затем зона мелкозернистого агрегата плагиоклаза и роговой обманки, и, наконец, периферия представлена радиальными сростками плагиоклаза и роговой обманки. В промежуточной массе иногда наблюдаются выделения элидота, а также пренита.

Для крупных овоидов приплюснутая и вытянутая форма наблюдается чаще, чем в более мелких. Вогнутостей в участках соприкосновения овоидов, а также разрывов отдельных зон, наблюдавшихся Седерхольмом (98, стр. 37), не отмечается.



Рис. 8. Структура овоидов шарового габбро. Николи скрещ. Увелич. 20.

Под микроскопом также хорошо видна радиальная вытянутость кристаллов, наиболее хорошо выраженная в средней зоне. Полисинтетические двойники плагиоклазов расположены под углом близким к 45° к удлинению кристаллов (рис. 8). Между кристаллами плагиоклаза, выраженного

анортитом, также по радиусам располагаются меньшей величины зерна моноклинного пироксена, часто содержащие вросстки роговой обманки и включения магнетита. По трещинам иногда развивается сфен, сопровождающийся магнетитом.

Основная масса шарового габбро имеет габбровую структуру при величине зерна от 0,7 до 1,5 и несколько более мм и состоит из роговой обманки, моноклинного пироксена, плагиоклаза, а также сфена и магнетита, причем цветные минералы количественно преобладают. Роговая обманка и моноклинный пироксен находятся в таких же соотношениях, как и в нормальном габбро, т. е. наблюдаются пертитовидные сростания их и полное замещение первой последним. Контакты с овоидами часто состоят нацело из роговой обманки.

Плагиоклаз представлен основным битовнитом и даже анортитом, причем он несколько более идиоморфен, чем роговая обманка и пироксен.

Жильные породы. Выше уже было указано, что в Лермонтовском габбровом массиве встречены два рода аплитовидных жил: розовые и более поздние—белые.

Под микроскопом розовые жилы представлены пегматитами с пегматоидной структурой, состоящие из кали-натрового полевого шпата, кварца, кислого плагиоклаза, биотита, магнетита, циркона и бурого с резким плеохроизмом минерала типа рутила, который нами отмечался и в порфировидных гранитах (см. ниже). Кали-натровый полевой шпат и кварц, являющиеся главными минералами, хорошо выраженных графических сростаний не образуют.

Белая разность аплитов (5016) представлена плагиоаплитами с типичной аплитовой структурой, состоящими существенно из плагиоклаза, представленного олигоклазом, и кварца, а также сфена, циркона, лейкоксена, цоизита и серицита. Довольно часто наблюдаются редкие и довольно крупные видимые невооруженным взглядом кристаллы турмалина. Разновидностью этих пород являются порфировидные плагиоаплиты с ясно выраженной порфировой структурой и паналлотриоморфнозернистой основной массой, по своему составу представленные теми же минералами. Вкрапленники представлены исключительно плагиоклазом часто

зональным, с ядром, соответствующим № 55 и периферией № 25. Плагноклаз в основной массе представлен олигоклазом.

О химизме и некоторых сопоставлениях с породами других районов. Для характеристики химического состава рассмотренных пород мы располагаем только одним анализом породы из Лермонтовского массива, относящимся к средне-равномернозернистой разновидности их.

В нижеследующей таблице приводятся результаты этого анализа, произведенного в лаборатории ЦНИГРИ М. Селютиной.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	
Образец № 5096	46,05	1,01	11,75	5,42	7,81	0,10	
	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Пот. при прок.	H ₂ O	Сумма
	10,75	14,09	0,43	0,96	0,17	1,37	99,91

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому.

По числовым характеристикам для соответствующих типовых пород мы можем заключить, что анализируемая порода ближе всего стоит к пироксенитам щелочного ряда и сильно отличается от габбро, как по более низкому содержанию глинозема, так и по более высокому содержанию кальция и железа. К сожалению, других химанализов пород среднего состава нашего габбро мы не имеем.

Сравнивая описанный массив габбро с другими близкими породами Закавказья и других районов, следует отметить, что возраст Лермонтовского интрузива соответствует таковому для Севанских габбро, причем в петрографическом отношении отмечаются некоторые общие особенности. Правда, в Лермонтовском интрузиве мы не имеем гипербазитов. Но это обстоятельство, конечно, не может означать того, что сравниваемые интрузии не имеют ничего общего. Наоборот, при проявлении в обоих участках интрузий габбро, происшедших в течение одного и того же магма-

тического процесса в одной зоне, присутствие перидотитов, вовсе не обязательно для обоих этих участков. Кроме того, перидотиты в Лермонтовском участке могут находиться глубже, т. е. могут еще не быть вскрытыми эрозией.

Представляет интерес сложный характер и неодновременное формирование Лермонтовского интрузива и притом в условиях, возрастающих и ослабевавших, но в общем достаточно интенсивных тектонических напряжений.

Также представляет интерес приуроченность массивов основных пород к узким тектоническим зонам, что отмечается не только для Севанской полосы и Лермонтовского массива, но также и для отмеченных нами и А. Н. Соловкиным габбро Сисианского района.

Для Севанских гипербазитов указываются постепенные переходы между перидотитами, дунитами, анортозитами и габбро, что дало основание А. Г. Бетехтину [14] высказать соображение о неоднородном составе магмы перед моментом раскристаллизации ее, вследствие несовершенной дифференциации до момента внедрения магмы в толщу мезозойских и третичных пород.

Считая связь между нашими габбро и Севанским основным комплексом весьма близкой, нам представляется возможным связывать их с офиолитовым поясом Малой Азии, возраст которого, по Г. Штейнману, меловой. Следует отметить, что Л. Н. Леонтьев и В. Е. Хаин отметили также присутствие в данной полосе и верхнемеловых интрузивов [80, 81].

Следует остановиться в двух словах и на интересных разновидностях нашего комплекса—шаровых габбро. Для СССР такие образования не описывались. Лишь А. Г. Бетехтиным [14] указываются для Шоржинского массива несколько напоминающие наши габбро нодулярные хромитовые руды, заключающие также и нерудные минералы, причем зерна иногда обнаруживают тенденцию к радиальной вытянутости. Названный автор объясняет эти образования ликвацией остаточного расплава с обособлением из него каплеобразных рудных выделений.

Шаровые диориты известны в Санта Лючия (Корсика), в средней Финляндии, шаровые габбро—в Сан-Диего из Калифорнии. П. Эсколя отмечает, что К. Висконтом шаро-

вые породы отмечены по р. Курумкан в Забайкалье [95], но в русской литературе эти образования подробно не описаны.

Вопросу о генезисе шаровых структур посвящены статьи Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и О. А. Воробьевой [79], рассматривающих их как результат автобрекчирования при повторном внедрении магмы, а также Д. С. Белянкина и В. П. Петрова.

Ж. Седерхольм, посвятивший вопросу о шаровых гранитах и текстурах рапакиви специальную работу [98], рассматривает сфероиды, как происшедшие путем последовательного образования минералов вокруг ядер во время первичной кристаллизации вязкой магмы. По его мнению, резорбция, автопалингенез и т. п. имеют место, но не обязательно для образования этих структур.

П. Эсколя в своей работе [95] по этому же вопросу не согласен с Седерхольмом и отмечает, что простые зоны образуются вокруг основных и кислых инородных и аутигенных включений и фенокристов полевых шпатов, и считает, что сфероиды не являются продуктами реакционного взаимодействия между включениями и окружающей массой, но произошли из материнской магмы путем диффузии и конкреционной кристаллизации („they must have originated from the material of the matrix by diffusion and concretionary crystalization“).

Вопрос о применимости той или иной точки зрения в нашем случае рассматривается ниже в главе о генезисе пород.

ИНТРУЗИВЫ ГРАНОДИОРИТОВОГО И МОНЦОНИТОВОГО СОСТАВОВ

Общие замечания. Породы, относимые к этой группе, являются наиболее широко распространенными среди интрузивов, притом они слагают наиболее крупные массивы, сопровождающиеся обычно рядом мелких интрузивов.

Другая особенность рассматриваемого комплекса пород заключается в чрезвычайно большом разнообразии петрографических фаций, связанных между собой в большинстве случаев постепенными переходами. Такое разнообразие усматривается не только и даже не столько от центра к периферии массивов крупных интрузивов, но и в средних частях в направлении их вытянутости.

Все описываемые в настоящей главе интрузивы ранее рассматривались как типичные представители Кавказских и Закавказских неинтрузий. По аналогии с Кировобадским районом [39] им обычно приписывался и послеолигоценовый возраст, что в свете наших данных не может быть оставлено в прежнем виде.

Рассматриваемыми породами сложены крупные массивы и мелкие интрузии: 1) Базумский (Геджалинский) массив, с прилегающими к нему мелкими интрузивами Головинским, Хндзорутским и др.; 2) Мармарикская группа интрузивов, обнажающихся почти во всей долине р. Мармарик, состоящая из трех крупных и несколько обособленных между собой интрузивов Анкаванского, Цахкашатского и Ахавнадзорского; 3) Галаварская группа интрузивов меньшего размера, состоящая из 4-х отдельных тел.

Геологическое строение всех перечисленных интрузивов не одинаково, почему нельзя обойтись без отдельной характеристики. С другой стороны, в петрографическом составе их так много общего, что представляется возможным эту часть изложить для всей группы в целом с выделением, конечно, тех особенностей, которые отмечены для отдельных массивов, интрузивных тел или их частей.

Возраст. Возраст рассматриваемых в данном комплексе пород может быть не является совершенно одинаковым, но все же весьма близок. Все они прорывают вулканогенную толщу, относящуюся к нижнему и среднему эоцену. Лишь Анкаванский (Мисханский) интрузив прорывает древнюю сланцевую толщу, но по его составу и расположению он должен рассматриваться также принадлежащим к группе Мармарикских интрузивов. Таким образом, нижним пределом возраста рассматриваемого комплекса является средний эоцен.

О верхнем пределе возраста можно судить лишь для Мармарикских интрузивов, где у с. Алаверды туфобрекчии и лавы миоплиоцена залегают на размтой поверхности гранодиоритов, причем в туфобрекчиях встречаются и включения гранодиоритов. Кроме того, на Анкаванском и Цахкашатском интрузивах залегают андезитовые лавы, относимые к плиоцену. Таким образом, внедрение этих интрузий произошло после среднего эоцена, но до миоцена.

При большой близости пород всего рассматриваемого комплекса в петрографическом, химическом и геологическом отношениях вполне допустимо распространить эти же пределы и на все интрузии, тем более что почти для всех них вопрос о нижнем пределе возраста решается однозначно на основании фактических данных.

Скорее всего внедрение этих интрузий происходило в верхнем эоцене в эпоху тектонических движений, несколько позже гипербазитов и габбро, верхнеэоценовый и доолигоценый возраст которых установлен для бассейна оз. Севан [41].

На более позднее внедрение кварцевых диоритов по отношению к габбро указывает тот факт, что у с. Лермонтово нами наблюдалось дайкообразное тело диорита, секущее габбро. Кроме того, дайка микроклинового гранита в габбро отмечена у Коммуны, причем микроклиновые граниты дают постепенные переходы к нормальным гранодиоритам Анкаванского интрузива. Это позволяет сделать важный вывод о более позднем времени внедрения и застывания кварцевых диоритов и микроклиновых гранитов по отношению к габбро. Поскольку же мы во всех случаях наблюдали между кварцевыми диоритами, гранодиоритами, монцонитами и другими типами пород данного комплекса лишь постепенные переходы, указывающие на более или менее одновременное их образование, то мы приходим к выводу, что и все они, по всей вероятности, являются более поздними по отношению к основным породам.

Общая характеристика интрузивов

Базумский массив. Базумский массив расположен несколько к северу от р. Гарпи и верховьев р. Акстев, слагающая почти нацело Базумский хребет. Западная оконечность массива уходит уже на левобережье р. Памбак, а восточная доходит почти до г. Чакмаюрт, достигая меридиана с. Фиолетово.

Таким образом, длина массива составляет около 15 км, при ширине около 2 км. Измеренная площадь его равна 27,7 км², а исключая зону нарушения—27 км².

Массив резко вытянут в СЗ-м направлении и в обоих

Концах сопровождается отдельными мелкими интрузивами сателлитового характера. Интрузив прорывает преимущественно нижние горизонты вулканогенной толщи эоцена, представленные кварцевыми порфирами, порфиритами и их туфами. Весьма важным является то обстоятельство, что массив интенсивно разбит сбросами, причем ряд разрывов окаймляют его с одной и другой стороны, что уже отмечено в главе о тектонике.

По этой причине в массиве широко развиты зоны милонитизации. Такие зоны милонитов приходят по северной и южной периферии массива в направлении, совпадающем с его вытянутостью, но одна полоса проходит внутри массива, пересекая восточную часть его в широтном направлении. Состав и характер милонитов этой зоны указывает на то, что они образовались за счет эффузивов „крыши“ массива, т. е. эту полосу следует рассматривать как опущенный и зажатый в массиве клин вмещающих пород.

По причине сильной нарушенности массива контакты его с вмещающими породами большею частью тектонические. Представляют интерес юго-западные контакты интрузии, выраженные широкой зоной инъекций в вулканогенную толщу и эруптивными брекчиями. Эти образования, указывавшиеся нами и раньше [30], захватывают полосу до 1 км шириной и представляют собой сеть ветвящихся разной ширины непостоянных жилок столь густо разбивающих интродуцируемые породы, что на долю интрузивных пород падает до 50% и более общей массы, причем дальнейшее сгущение жилок дает постепенный переход уже к интрузиву с большим количеством захваченных им ксенолитов боковых пород, а затем и к нормальному интрузиву.

Наличие густой сети тонких жилок среди этой зоны указывает, по-видимому, на жидкость поднимавшейся магмы, давшей описываемый массив. Подобные образования отмечаются А. А. Полкановым для Китового Острова (Зап. Мурман—87), о подобных образованиях упоминает А. С. Ватерс [103].

Базумский интрузив в общем приурочен к синклинальному прогибу, усложненному крупными продольными СЗ-го направления разрывами, причем последние имеют более

поздний возраст по отношению к массиву. При своем внедрении он использовал уже существовавшую крупную зону разлома, впоследствии подновлявшуюся новыми движениями.

Базумский массив представлен кварцевыми диоритами, гранодиоритами, монцонитами и гранитами. Все они, кроме гранитов, связаны постепенными переходами и у нас нет данных, чтобы говорить о вполне одновременном внедрении порций магмы, давших эти породы. Но мы не исключаем, и, наоборот, в отдельных местах допускаем последовательное внедрение отдельных порций, когда охлаждение одной

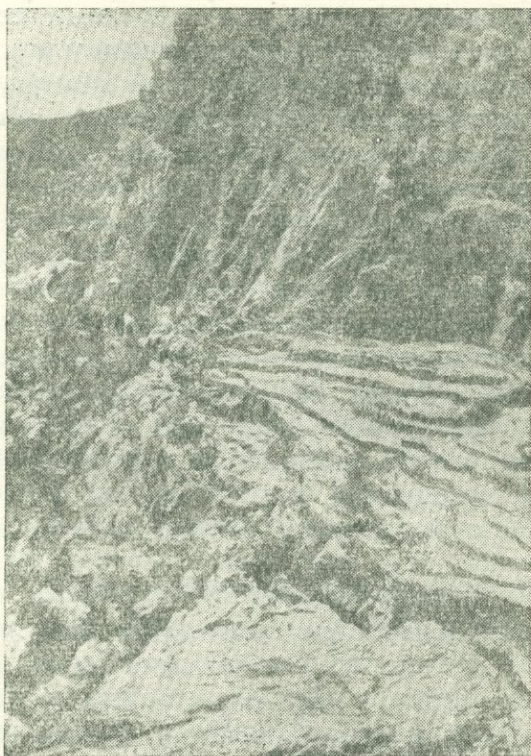


Рис. 9. Отдельность в кварцевых диоритах.
Базумский хребет.

или некоторых предыдущих порций еще не заканчивалось, в результате чего между породами этих разных порций резких контактов не наблюдается. Подобные явления опи-

саны Эрнстом Клоосом для крупнейшего интрузива Сиерра-Невада [94].

Для гранитов и небольших отдельных участков гранодиоритов описываемого массива характер контактов указывает на более позднее образование этих пород (см. ниже). Внутренняя структура Базумского массива характеризуется тем, что большая часть его дислоцирована до сильнейшего раздробления с образованием многочисленных зон и сплошных участков брекчирования и милонитизации. Для средней более сохранившейся части выделяются следующие трещины отдельности: I—с простиранием СЗ 305—330°, падением на СВ при угле 50—85°; II—с простиранием СВ 50—60°, падением на СЗ при угле 50—75° и III—с простиранием чаще СВ 45° и пологие 20—25°, с падением в одну и другую сторону.

По южной и северной периферии массива в Якшатовой балке, у Мегрутской (Ягублинской) речки и у г. Каджеры (Геджалу) наблюдались участки разгнейсования СЗ-го направления, что указывает, очевидно, на имевшее место давление при внедрении магмы.

Маймехско-алаварская группа интрузивов. Интрузивы, относящиеся к этой группе, отличаются малыми размерами и довольно пестрым составом. В данную группу входят: 1) Моллакишлагский интрузив площадью около 3 км², обнажающийся у с. Молла-Кишлаг; 2) Гайдарлинский, площадью около 1—1,5 км², обнажающийся у г. Гайдарлы; 3) небольшой Дебахлинский интрузив, обнажающийся у Дебахлинского перевала; а также небольшой Оюхлинский интрузив, обнажающийся в истоках р. Алавар-чай; 5) Ванадзорский интрузив площадью около 1 км², расположенный в 4 км к югу от г. Кировакана; 6) Хндзорутский интрузив несколько меньшего размера, выступающий у с. Хндзорут; и 7) Кишлягский интрузив.

Почти все эти интрузивы прорывают эоценовую вулканогенную толщу, и только Моллакишлагский прорывает также участки сенонских известняков и древней сланцевой толщи. В отношении приуроченности к каким-либо определенным формам никакой закономерности не наблюдается. Они наблюдаются как в антиклинальных и синклинальных

прогибах, так и в пределах пологих крыльев более крупных складок. Контакты интрузивов большею частью неясны и часто замаскированы гидротермальным изменением пород. Там, где контакты наблюдались, они большею частью крутые, поэтому форма значительной части интрузивов может рассматриваться как штокообразная. Для более крупных интрузивов характерна вытянутость, совпадающая с господствующим СЗ направлением простирания пород.

Данная группа интрузивов принадлежит к типу гипабиссальных, что выражается как в мелкозернистых, иногда порфировых структурах пород, их более основным, по сравнению с породами крупных массивов, составом, так и мелкими размерами самих интрузий.

Мармарикская группа интрузивов. Мармарикская группа интрузивов расположена вдоль южного склона Памбакского хребта по ущелью р. Мармарик и ее истоков. Она состоит из 3-х следующих разобщенных между собой крупных интрузивов, расположенных почти в широтном направлении на одном продолжении: 1) Анкаванского, оконтуренного у с. Анкаван и на хр. Дамлик, 2) Цахкашатского (Такарянлинского), выходящего в среднем течении р. Мармарик в ее ущелье и 3) Агавнадзорского (Бабакшинского) интрузива, выходящего вдоль подножья южного склона Памбакского хребта от с. Меградзор и до с. Какавадзор (Фарух). К этой же группе должны быть отнесены и мелкие интрузивы: один у с. Апаран и Лусагох¹, другой, маленький — у с. Меградзор, и два, расположенные несколько далее к юго-востоку, у сс. Цахкадзор и Атарбеян.

Анкаванский интрузив прорывает древнюю сланцевую толщу и его принадлежность к данной группе, как указано выше, устанавливается на основании вполне идентичного состава с Цахкашатским интрузивом и близким к ней расположением, от которого он отделен лишь узкой полоской аллювия р. Уляшик. Апаранский интрузив также прорывает лишь древнюю (палеозой-докембрий) вулканогенную толщу. Цахкашатский интрузив прорывает с южной стороны слан-

¹ По последним данным Г. П. Багдасаряна, мелкие интрузивы у сс. Апаран и Лусагох являются более древними и не входят в Мармарикскую группу интрузивов третичного возраста. Ред.

цевую толщу, с северной — вулканогенную толщу среднего эоцена, а в западной части — и сенонские известняки. Бабакинский интрузив прорывает примерно те же породы. Наконец, Цахкадзорский и Атарбекийский интрузивы прорывают сланцевую толщу и перекрыты в значительной мере миоплиоценовыми и четвертичными лавами.

Интрузивы Мармарикской группы расположены несколько косо к оси Мисхано-Арзаканского антиклинала, выступая как в ядре его, так и прорывая северо-восточное его крыло. Интрузивы разбиты нарушениями, из которых наиболее крупным является Мисханский надвиг, проходящий вдоль северной периферии Анкаванского интрузива, а после сочленения с Сарыкаинским протягивается и далее, почти по середине Цахкашатского интрузива. Уляшкский сброс, который смещает Тежсарский интрузив нефелиновых сиенитов, по-видимому, пересекает также и Цахкашатский интрузив, но этот участок закрыт четвертичными образованиями.

Контакты интрузивов и для данной группы большей частью неясны, затушеваны контактовым или гидротермальным изменением пород.

Наиболее резкие контакты наблюдаются со сланцами, где они выражены инъекциями интрузивов в сланцы. Такие контакты отмечены у впадения р. Уляшик. Резкие контакты наблюдались у месторождения Дамир-магара у с. Анкаван для Анкаванского интрузива и у сс. Меградзор и Какавадзор для Ахавнадзорского. Все эти контакты ограничивают интрузивы с севера, южные же контакты скрыты миоплиоценовыми лавами и четвертичными образованиями. Северные контакты обычно неровные, причем обычно усматривается крутое падение к северу.

В последнее время высказываются мнения о том, что Анкаванский интрузив имеет якобы доконьякский возраст на том основании, что в коньякских базальных конгломератах, полоса которых протягивается в нескольких километрах, в изобилии встречается галька сходных по составу кварцевых диоритов. Однако этому взгляду решительно противоречит то обстоятельство, что он находится на одном протяжении с Мармарикским интрузивом, и, по всей вероят-

ности, составляет с ним одно целое, отделяясь от него узким покровом лав и аллювия. Что же касается галек кварцевых диоритов, то они произошли за счет палеозойских интрузивов этого состава Агверанского и других, ему подобных.

Геологическое строение интрузивов. Состав интрузивов рассматриваемой группы не вполне одинаков. В целом он близок к кварцевым диоритам или гранодиоритам с отклонением для западной части Анкаванского интрузива до гранитов, а для отдельных участков Агавнадзорского (Бабакшинского) и широкой полосы Базумского массива к кварцевым и бескварцевым монцонитам. Взаимоотношение этих пород характеризуется постепенным переходом их друг в друга.

В западной части Анкаванского интрузива, представленной в основном кварцевыми диоритами, получают значительное развитие гранодиориты и граниты, наблюдающиеся по р. Намазелян. Переход между этими породами совершенно постепенный. То же следует сказать и в отношении монцонитов Агавнадзорского интрузива по отношению к кварцевым диоритам. Небольшой Апаранский интрузив имеет состав гранодиорита.

Краевые зоны в интрузивах описываемой группы почти не представлены, что объясняется не столько тем, что они плохо выражены, сколько тем, что они или закрыты более молодыми образованиями (восточная часть Анкаванского интрузива, южная часть Ахавнадзорского интрузива и др.) или ограничиваются тектоническими разрывами (северная часть Анкаванского интрузива), или, наконец, прорваны более молодыми щелочными интрузивами (северная часть Цахкашатского интрузива). В краевой части Агавнадзорского интрузива у г. Чукумеша отмечены сиенито-диориты и сиениты, а в Цахкашатском интрузиве по руч. Дадакишляг — сиенито-диориты.

Наконец, необходимо отметить, что в краевой северной и восточной частях Анкаванского интрузива последняя сложена розоватыми микроклиновыми гранитами, которые имеют также постепенный переход к кварцевым диоритам.

Ксенолиты в интрузивах данной группы встречаются лишь в небольшом количестве и мелких размеров, исключая

Анкаванский интрузив, где их относительно больше, и притом они нередко обладают значительно большими размерами, достигающими нескольких метров. Ксенолиты приурочены к участкам вблизи контактов и состоят из тех пород, которые вмещают и самые интрузивы.

Наиболее часты ксенолиты ороговикованных порфири-тов, древних вплавленных плагиогранитов и сланцев, а для Цахкашатского интрузива—ортофинов. Как правило, все ксенолиты ороговикованы, а мелкие вовсе перекристаллизованы, причем такие ксенолиты часто имеют уже состав сиенито-диорита (392). Для Анкаванского интрузива довольно часты дайкоподобные ксенолиты полосчатого или сланцеватого сложения, причем сланцеватость их совпадает с направлением полосчатости кварцевых диоритов (руч. Мармарик, Намазелян и др.).

Некоторые из этих ксенолитов, судя по реликтам структуры и составу, принадлежали, по-видимому, к бескварцевым или кварцевым порфиритам (310б).

Породы интрузивов иногда характеризуются параллельными текстурами. Последние были отмечены у с. Корчулу по руч. Мармарик и руч. Намазелян. В последнем наблюдалось совпадение направления полосчатости и ориентировки удлиненных ксенолитов. В общем направление полосчатости совпадает с удлинением интрузивов, хотя и не всегда приурочено к контактам. Ее простирание—СЗ 305—320°, падение—к СВ <85—90°. Однако в краевых частях интрузивов элементов гнейсификации не отмечено. Чрезвычайно интенсивная раздробленность пород частыми нарушениями, происшедшими уже после остывания интрузий, делает весьма трудным выделение и изучение тех систем трещин, которые образовались сразу после их остывания. В последующем такая работа была проведена для части Анкаванского интрузива П. Д. Яковлевым.

Жильные породы. Жильная фация рассматриваемой группы интрузивов довольно обильна и характеризуется как схизолитами, так и порфиролитами. Встречены следующие типы жильных пород: 1) аплиты, 2) пегматититы, 3) гранодиорит-порфиры, 4) спессартиты и 5) диоритовые порфири-

ты. П. Д. Яковлев в Анкаванском районе установил также сиенит-порфиры, гранит-порфиры и диабазы.

Аплиты и пегматиты приурочены, главным образом, к приконтактовым частям интрузий, причем они более широко распространены в Базумском (Геджалинском) и Анкаванском интрузивах. Мощность аплитовых жил незначительная—порядка 1—5 см и редко больше, распространение тоже довольно ограниченное.

В залегании их нельзя усмотреть какой-либо определенной закономерности.

Распространение пегматитов несколько более широкое, чем аплитов, но они приурочены преимущественно к Анкаванскому и частично к Цахкашатскому интрузивам. Мощность пегматитовых жил колеблется в широких пределах от 5 см до 3—4 м. Длина жил незначительная, редко превышающая 10 м. Пегматиты иногда имеют гнездообразную форму.

Более мощные пегматитовые жилы были встречены по руч. Намазелян, тонкие—у электростанции, у с. Меликгюх и др. Простираение жил, приуроченных к Анкаванскому интрузиву, чаще СВ-ое $20-40^\circ$, с отклонением до меридионального и даже СЗ-го (руч. Мармар), падение юго-восточное при крутых до отвесных углах. Одна из наиболее мощных пегматитовых жил, наблюдавшаяся на левом берегу руч. Намазелян, состоит из крупных выделений кварца, и в меньшей мере из кали-натрового полевого шпата и жильбертита. Иногда в пегматитовых жилах наблюдаются выделения турмалина.

Гнездообразные пегматиты с вермикулитом отмечены в южной части Базумского массива по Якшатовой и Чапарской Балкам.

Изучение таких пегматитов показывает, что роговая обманка переходит в вермикулит, а последний—превращается в хлорит. Такое изменение вермикулита при небольших размерах жил делает месторождение его непромышленным. Широкое развитие среди Анкаванского интрузива имеют дайки гранодиорит-порфиров. Среди других интрузивов они не встречены. Особенно обильны дайки этих пород у с. Анкаван, по руч. Дамир-магара и в верховьях руч. Намазелян, где общее их количество достигает многих десятков.

К следующему типу жильных пород нужно отнести лампрофиры, имеющие широкое развитие почти во всех интрузиях. Как правило, дайки этих пород имеют большую мощность, обычно превышающую 1 м и нередко достигающую до нескольких десятков метров.

Наиболее обычными из этого типа пород являются спессартиты, встречающиеся по ручьям Мармарик и Намазелян. Простирание даек по руч. Мармар преимущественно широтное, падение близкое к вертикальному, чаще к югу. Для Цахкашатского интрузива наблюдались дайки и северо-восточного направления. В Базумском массиве наблюдались дайки миндалевидных порфиритов. Мощность лампрофировых даек колеблется от 0,5 до 10—15 м. Более мощные дайки отмечаются преимущественно для Цахкашатского интрузива. Иногда у контакта некоторых лампрофировых даек отмечаются редкая вкрапленность пирита.

В двух дайках отмечена любопытная сланцеватая текстура, в общем параллельная контакту, что, по Г. Клоосу, объясняется мелкими сдвигами в краях плутонов [75].

Об относительном возрасте всех разнообразных жильных пород нами собран интересный материал, базирующийся на многочисленных полевых наблюдениях.

Аплиты и пегматиты являются весьма близкими по времени их образования. По руч. Намазелян встречены жилки, средняя часть которых имеет пегматитовое сложение, переходящее затем в микропегматитовое, которое далее к контактам жилы переходит уже в аплитовое.

Гранодиорит-порфиры, а также лампрофиры секут пегматитовые и аплитовые жилы, что наблюдалось в целом ряде участков (ручьи Мармарик, Намазелян, Дамир-магара и др.). В том же ручье Мармарик наблюдалось пересечение гемной дайкой спессартита жилки аплита и дайки гранодиорит-порфиром. Пересечение аплито-пегматитовых жил лампрофировыми дайками наблюдалось также около сс. Каракала и Цахкашат. Наконец, все перечисленные жильные породы пересекаются кварцевыми жилками, многочисленные примеры чего можно наблюдать у с. Анкаван и по руч. Намазелян и Мармарик. П. Д. Яковлев в Анкаванском месторождении выявил следующие соотношения даек от ран-

Рис. 10. Характер и соотношение даек гранит-порфиров, граносиенит-порфиров, гранодиорит-порфиров и лампрофиров в районе Анкаванского месторождения (по П. Д. Яковлеву).

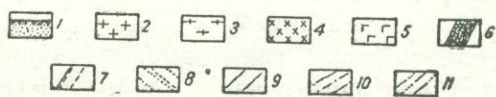
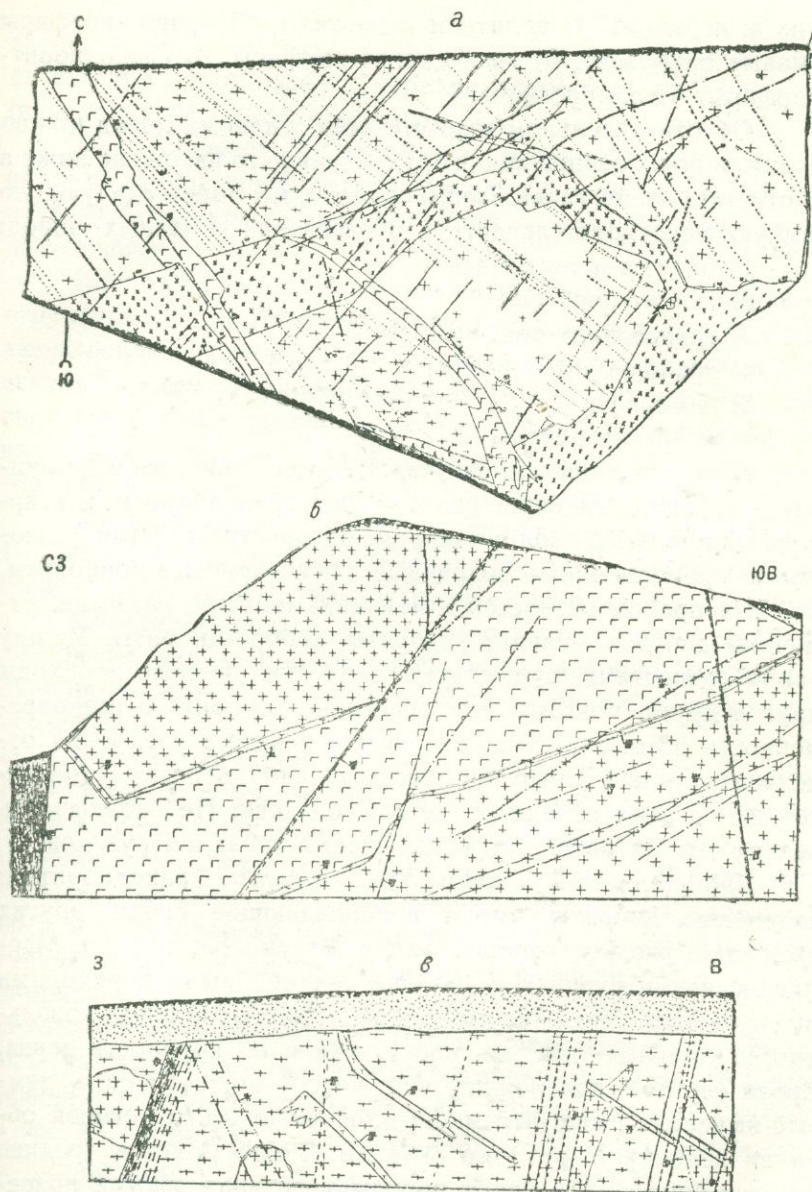
а. Зарисовка дна ручья Дамир-Магара.

б. Зарисовка вертикального обнажения № 276 в 15 м к юго-востоку от конюшни по дороге.

в. Зарисовка северной стенки канавы 100 участка Дальняя Дамир-Магара.

Условные обозначения

1. Растительный слой, 2. кварцевые диориты, 3. гранит-порфиры, 4. дайки граносиенит-порфиров, 5. дайки гранодиорит-порфиров, 6. мощные тектонические трещины, выполненные тектонической глиной, обломками раздробленных пород и минерализацией, 7. мелкие тектонические трещины, выполненные тектонической глиной, 8. кварцевые прожилки второй стадии раннего этапа минерализации, 9. кварцево-пиритовые прожилки первой стадии позднего этапа минерализации, 10. кварцево-молибденитовые прожилки позднего этапа минерализации, 11. карбонатные прожилки позднего этапа минерализации.



них к поздним: 1) аплиты и пегматиты, 2) гранит-порфиры (малые интрузии), 3) граносиенит-порфиры, 4) гранодиорит-порфиры, 5) лампрофиры.

Об относительном возрасте всех жильных пород можно судить и по их отношению к оруденению, что изложено ниже в соответствующей главе. Таким образом, мы имеем следующую общую последовательность в образовании жильных пород:

- 1) аплиты и пегматиты
- 2) гранит-порфиры
- 3) граносиенит-порфиры
- 4) гранодиорит-порфиры
- 5) лампрофиры
- 6) кварцевые жилы

Петрографический состав. В составе описываемой группы интрузивов главную роль играют гранодиориты и кварцевые диориты. Довольно широко распространенными разностями являются также кварцевые и бескварцевые монцониты.

Из прочих разностей, имеющих меньшее развитие, отмечены диориты, сиенито-диориты, габбро-диориты. Между этими разностями существуют лишь постепенные переходы друг в друга, поэтому нет оснований говорить о одновременности в смысле геологического возраста внедрения отдельных порций интрузий. Сколько-нибудь резких контактов или резких переходов не наблюдалось. Не наблюдалось резких контактов и в периферических зонах интрузивов.

Гранодиориты и кварцевые диориты. Гранодиориты и кварцевые диориты имеют преобладающее среди других разностей распространение как в Базумском, так и в Мармарикских интрузивах и связаны постепенными переходами между собой. Это — серые среднезернистые породы, довольно равномерные как по цвету, так и по крупности зерна. Среди светлой полевошпатовой массы можно видеть темные выделения цветных минералов, чаще всего роговой обманки величиной от 1 до 3—4 мм. Реже заметны редкие блестки биотита. Текстура породы массивная, иногда полосчатая. В последнем случае кристаллы роговой обманки и плагиоклаза заметно вытянуты.

Структура породы гипидиоморфнозернистая, иногда порфировидная или переходная к габбровой (шл. 176), ког-

да окрашенный минерал (пироксен) неидиоморфен или недостаточно идиоморфен и нередко прорастает плагиоклазом (переход к офитовой структуре).

Для Апаранского интрузива довольно характерны наряду с гипидиоморфнозернистой структурой также монцонитовая (для переходных разностей к монцонитам) и гранулитовая.

Для Базумского интрузива отмечены и гранофировые структуры, причем гранофировые выделения кварца и кали-натрового полевого шпата обычно размещаются в интерстициях между удлинёнными крупными кристаллами плагиоклаза и даже резорбируют их. Это явление было отмечено нами и раньше для Сисианских кварцевых монцонитов [36], имеющих послеолигоценый возраст.

Породы в общем среднезернистые при величине зерна в 1—3 мм. Иногда они кажутся более крупнозернистыми, вследствие неравномерного распределения цветных компонентов.

Минералогический состав породы характеризуется плагиоклазом, кали-натровым полевиком, кварцем, моноклинным пироксеном, биотитом, роговой обманкой, а также минералами примеси.

Плагиоклаз составляет около 60% всей массы породы. Присутствует в удлинённых не особенно хорошо образованных кристаллах, варьирующих по величине в довольно широких пределах — от 0,4 до 3 мм и больше. В более основных разновидностях гранодиоритов прорастает пироксен, но и в свою очередь прорастается им же. Зональность плагиоклазов кварцевых диоритов более редка, чем для гранодиоритов, особенно для тех из них, которые являются переходными к монцонитам. Обычно представлен андезином, андезин-лабрадором и даже лабрадором. Угол погасания в сечении $\perp [100]$ равен 21—25—30°. Измерение плагиоклаза в шл. 441 показало: ядро— $BN_g = 77^\circ$, $BN_m = 47^\circ$, $BN_p = 46^\circ$, $2v = +76^\circ$. В $\parallel$ двойниковому шву, закон $\perp \frac{[001]}{(010)}$ № 50 = +76.

Оболочка № 26. В шл. 362 ядро № 35, $2v = 88^\circ$, оболочка № 28, $2v = 86^\circ$ в шл. 2176 ядро № 63 и оболочка № 28. Иногда плагиоклаз обрастает тонкой каймой кали-натрового полевого шпата.

Зональность чаще осциллярно-нормального типа. Разница в составе отдельных зон обычно невелика—1—2—4°. Зональность плагиоклаза выражается также и различной степенью разложения зон, причем, как правило, ядро кристалла обычно подвергается более интенсивному разложению и замещению вторичными образованиями. В шл. 518 на границе ядра и наружной оболочки ясно видны следы коррозии.

Иногда в ядрах наблюдаются многочисленные мелкие кристаллики роговой обманки и биотита. Сдвойникован по альбитовому, карлсбадскому и реже по сложному $\perp \begin{smallmatrix} [001] \\ (010) \end{smallmatrix}$ законам. Иногда серицитизирован и пелитизирован.

Кали-натровый полевой шпат присутствует всегда в меньшем, чем плагиоклаз, количестве, варьируя от нуля до 20 и даже 40 (шл. 362) процентов шлифа. При количествах меньше 5% порода переходит в кварцевый диорит: Присутствует обычно в довольно крупных (до 3 мм) ксеноморфных зернах, иногда побуревших. В шл. 362 выражен полосчатым микропертитом.

Измерение калиевых полевых шпатов дало следующие результаты:

№№ шлифов	$\perp (001)$			$\perp (010)$			$\perp (\bar{1}502)$			—2v
	N_g	N_m	N_p	N_g	N_m	N_p	N_g	N_m	N_p	
4416	86,5	10,5	80	0	87,5	84,5				67 по двум осям
"	86	7	34							
362	90	9	81	0	90	90				54 "
"	90	10	80	0	90	90				60 "
"	90	10	80	0	90	90				72 "
"	87	11	79,5							
532—1	85	7	85	6	86	85,5	—	—	—	54
40/43	89	7	83	—	—	—	—	—	—	54
2/2		5		—	—	—	—	—	—	70 по 1 оси
556/32	89,5	5	85							58 по 1 оси
1/1	—	9	—	0	90	90				56 по 2 осям
1/1		10		0	90	90				58 "
Базум. 32	82	10,5	81	—	—	—	—	—	—	84 по 1 оси

Из приведенной таблицы видно, что кали-натровый полевой шпат чаще стоит ближе к моноклинному ряду, чем к триклинному. Кроме того, и по углу оптических осей он не может быть отнесен к анортоклазу, столь характерному для гипабиссальных разностей постолитогеновых интрузивов. В общем можно считать, что в рассматриваемых породах кали-натровый полевой шпат представлен ортоклазом или близкой к нему модификацией, и лишь в отдельных зернах он выражен анортоклазом (шл. 532). Интересно отметить, что в одном и том же зерне и при одной и той же ориентировке угол оптических осей бывает существенно различным. Так в шл. 362 в одном участке зерна $2v$ равно -54° , а в другом участке того же зерна -72° . Нередко замещают по периферии кристаллы плагиоклаза, что для аналогичных пород отмечалось и ранее В. Г. Грушевым, А. Н. Соловьиным и др.

Кварц выражен ксеноморфными, разной, но в общем небольшой (0,3—0,5 мм) величины зернами, приуроченными к промежуткам между кристаллами плагиоклаза и других компонентов. Иногда образуют гранофировые срастания с кали-натровым полевым шпатом. Иногда наблюдается волнистое погасание и даже раздробленность. Общее количество варьирует в пределах от 5—8 и до 25—30% шлифа. В катаклазированных образцах, возможно, часть кварца является вторичной.

Моноклинный пироксен, более характерный для Базумского интрузива, присутствует в количестве от нуля и до 10—15%, когда порода обнаруживает уже явный переход к монцонитам, дает не особенно хорошо образованные кристаллы с заметными гранями призмы. Но не так уж редко наблюдаются неправильные зерна, прорастаемые плагиоклазом, в чем можно усмотреть переходный тип породы. Весьма часто дает пертитоподобные срастания с роговой обманкой, которой он замещается (шл. 1786 и др.).

Эти вроски, часто одинаково ориентированные и представляющие, по-видимому, остатки одного и того же кристалла, обычно мелкие с неправильными или округлыми очертаниями $[001]$ $Ng=42-45^\circ$, $2v=+55-59^\circ$, $Ng-Np=0,027$. В отдельных шлифах отмечен ромбический пироксен.

Роговая обманка принадлежит к двум разным типам:

1) бледно-зеленой слабоокрашенной и слабоплеохроичной выраженной обычно идиоморфными, мелкими, часто как бы раскошенными кристаллами, имеющими призматический габитус, причем такая разновидность имеет небольшое распространение; 2) более интенсивно-окрашенной плеохроичной, имеющей в рассматриваемых породах более широкое, и даже преобладающее распространение; проявляется чаще в неправильных, иногда даже проросших плагиоклазом кристаллах; часто замещает монопироксен и содержит незамещенные остатки последнего. Оптические свойства последней: плеохроизм по Ng — темный буровато-зеленый, по Nm — темный буро-зеленый, по Np — светлый желто-зеленый; $Ng > Nm > Np$, $[001] Ng = 16^\circ$, $2v = 70$, -78° , $Ng - Np = 0,019 - 0,022$.

Биотит является типоморфным, всегда присутствующим в том или ином количестве минералом. Его присутствие и характер указывают на родство рассматриваемых пород с монцонитами, описываемыми ниже. Различаются две разновидности: пластинчатый биотит, резко плеохроирующий от светлого слабо-буроватого до бурого ключевидного коричневого биотита с интенсивной окраской и с нерезким плеохроизмом, причем обе разновидности присутствуют одновременно. Биотит часто несет следы катаклаза, что выражается в узких вытянутых и изогнутых формах. Кроме двух отмеченных разновидностей, присутствует еще и третья в виде зеленого мелкочешуйчатого, развитого в участках, находящихся вблизи более поздних интрузий сиенитов.

Минералы-примеси представлены магнетитом, титано-магнетитом, апатитом, сфеном и цирконом. Магнетит обычно представлен двумя разновидностями: идиоморфным в виде кристаллов 0,5—0,8 мм величиной и мелких неправильных зерен, ассоциирующихся чаще с биотитом. Апатит является постоянной и значительной примесью и обычно выражен идиоморфными преимущественно мелкими, но нередко и весьма крупными кристаллами. Титано-магнетит обнаружен в шл. 362, где он окружен каймой сфена.

Циркон встречается не во всех шлифах. Обычно пред-

ставлен сравнительно мелкими единичными кристалликами. Сфен отмечен в немногих шлифах в виде неправильных, иногда прорастающихся плагиоклазом зерен. Иногда замечается повышенное количество его, особенно в эндоконтактовых зонах или в участках распространения ксенолитов.

Из других минералов нередко встречается ортит (шлиф 45а) в виде единичных и сравнительно мелких кристаллов. В целом состав пород, в частности, присутствие пироксена, обилие апатита, сфена, структурной особенностью пород указывают на значительную роль гибридизма в образовании описанных пород.

Сиенито-диориты, кварцевые монцониты и монцониты. Эти породы довольно широко распространены в западной части Базумского (у Ягублинской кочевки и у разъезда Памбак) и преимущественно в Цахкашатском и Агавнадзорском интрузивах. Об их соотношениях с другими петрографическими типами сказано выше.

Рассматриваемые породы (№ 217б, 442а, 445а, 446) представляют собой серые до темных, чаще среднезернистые разности, иногда весьма близкие по внешнему виду к кварцевым диоритам и гранодиоритам, с которыми они связаны постепенными переходами.

У разъезда Памбак именно мелкозернистые кварцевые монцониты являются объектом разработки.

Структура породы монцонитовая, иногда гранофировая, для сиенито-диоритов нередко гипидиоморфнозернистая. Минералогический состав рассматриваемых пород характеризуется почти одинаковым перечнем минералов, но в несколько различных соотношениях. Для них обычны: плагиоклаз, кали-натровый полевой шпат, моноклинный пироксен, роговая обманка, кварц, биотит, минералы-примеси и вторичные образования.

Плагиоклаз в монцонитах выражен лабрадором, в сиенито-диоритах—обычно андезин-лабрадором. Зональность обычная по тому же типу, что и в гранодиоритах. Ядро отвечает для сиенито-диоритов № 42—46, а для монцонитов № 56—63, и для периферии соответственно № 20 и № 32—40. Разница в кислотности отдельных зон достигает 4—5 и более градусов. Характерен резкий идиоморфизм по отноше-

нию к кали-натровому полевоому шпату. Часто мелкие короткопризматические кристаллы его заключены в крупных ксеноморфных зернах последнего. Общее количество плагиоклаза обычно больше 30%, породы, и лишь в разностях близких к гранодиоритам оно бывает несколько меньшим.

Кварц является важным компонентом кварцевых монцонитов, но нередко присутствует в незначительном количестве и в других породах этой группы. В кварцевых монцонитах количество его составляет 10—15% общей массы породы. Обычно представлен сравнительно мелкими ксеноморфными зернами с довольно широкими пределами колебаний их размеров. Нередко образует гранофировые выделения с кали-натровым полевым шпатом, которые часто заполняют промежутки между крупными кристаллами плагиоклаза и даже разъедают их (шл. 46). Такие же явления, указывающие на одновременную кристаллизацию породы, отмечались нами и для монцонитов Сисианского района.

Кали-натровый полевой шпат присутствует в переменном, но в общем значительном количестве, превышающем 15—20% состава породы. Наблюдается или в крупных ксеноморфных зернах, или в виде мелких гранофировых сростаний с кварцем (445а). Часто является побуревшим и даже превращенным в глинистое вещество.

Результаты измерения кали-натрового полевого шпата приводятся в следующей таблице:

	$\perp$ (001)			$\perp$ (010)			$\perp$ (1502)			
	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np	
41/46	89	5	85	—	—	—	—	—	—	70 по двум осям
286	90	10	80	—	—	—	—	—	—	67
"	85	11	80	—	—	—	86	78	12,5	"
"	88,5	9	81,5	—	—	—	—	—	—	"
3806	90	8	82	0	90	90	—	—	—	76
389	84	10,5	81,5	11	80	85,5	—	—	—	66
"	83	10	83	—	—	—	—	—	—	66
24/25	85,5	7	84	—	—	—	—	—	—	48 по одной оси

Таким образом, и для данного типа пород кали-натровый полевой шпат выражен различными модификациями,

среди которых одни близки к ортоклазу (41/46, 3806), другие—к нерешетчатому микроклину (389). А. С. Гинзберг для участка у с. Фарух отмечает также и анортоклаз с $2v = -42^\circ$.

Моноклинный пироксен присутствует в количестве до 15% и редко больше, а в сиенито-диоритах иногда отсутствует вовсе. Обычно бесцветный. Выражен короткопризматическими или неправильными зернами с хорошо выраженной одной или двумя системами спайности по (110) и (100). Иногда замещается буровато-зеленой роговой обманкой, которая в свою очередь замещается биотитом и хлоритом. Замещение это идет как по периферии зерен, так и внутри их. Угол погасания [001] $Ng = 41-42$, -45° , $Ng - Np = 0,027-0,029$, $2v = 54-58^\circ$. Измерение его в шл. 286 дает: [001] $Ng = 45^\circ$, $2v = 58^\circ$. Слабая дисперсия $\rho > v$, $Ng - Np = 0,027$.

Роговая обманка присутствует также в переменном количестве, нередко преобладая над моноклинным пироксеном. Характер проявления ее мало отличается от того, который мы имеем в гранодиоритах этой же группы интрузий. Так же, как и там, выделяются разновидности буровато-зеленой сравнительно чистой, проявляющейся в виде призматических кристаллов и неправильных образований, и грязно-зеленых волокнистых неправильных агрегатов уралитового типа, причем замещают моноклинный пироксен обе разновидности. Измерение в шл. 3806 показывает: [001] $Ng = 10^\circ$, $2v = -58^\circ$. Наклонная дисперсия оптических осей $\rho > v$, $Ng - Np = 0,014$.

Биотит также по характеру его проявления мало отличается от описанного в гранодиоритах и кварцевых диоритах. Здесь не встречена лишь 3-я его разновидность—зеленая мелкочешуйчатая. Общее количество составляет обычно 2—5% породы.

Из минералов примеси обычны магнетит, апатит и сфен. Циркон присутствует не всегда. Редко встречается ортит (446).

Вторичными образованиями являются: хлорит, серицит, карбонат, а также цеолит и пренит.

Из приведенного описания следует, что гибридный ха-

рактер пород здесь выступает еще более явственно, чем в кварцевых диоритах.

Диориты и габбро-диориты. Эти породы имеют также значительное распространение в Базумском и Мармарикском интрузивах и мелких интрузивах истоков Мисханской речки и др., но в общем меньшее, чем гранодиориты, кварцевые диориты или монцониты. Переход к этим породам обычно постепенный, причем часто, но не всегда, они приурочены к краевым частям интрузива. Так, например, они имеют довольно широкое развитие вдоль южного контакта Базумской интрузии, в зоне интенсивной импрегнации магмой боковых пород, описанной выше. Поэтому в этих породах проявлены особенно отчетливые следы гибридизации, выражающиеся как в структуре, так и в минералогическом составе.

Макроскопически габбро-диориты мало отличаются от кварцевых диоритов, но выделений кварца в них не заметно. От габбро они резко отличаются своим мезократовым обликом.

Структура гипидиоморфнозернистая, иногда габбровая (487). Кристаллы моноклинного пироксена и других темноцветных компонентов иногда образуют скопления. Порода состоит из плагиоклаза, выраженного андезин-лабрадором или лабрадором, моноклинного пироксена, роговой обманки, ромбического пироксена, биотита, кали-натрового полевого шпата, иногда кварца, а также магнетита, апатита и редко циркона.

Заслуживает внимания присутствие ромбического пироксена, количество которого иногда доходит до 5% шлифа.

Плагиоклаз, часто зональный, выражен андезином или андезин-лабрадором для диоритов у с. Каракала и лабрадором и даже битовнитом для участка у г. Базум. В габбро-диорите у Якшатовой Балки (Базумский массив) измерение плагиоклаза в ядре дало № 92, по периферии № 72 (шл. 487). В шл. 176 измерение показало № 54, что можно считать более типичным.

Моноклинный пироксен является следующим для габ-

бро-диоритов по количеству минералов, составляя до 25% шлифа $[001]Ng=42-43^\circ$, $2v=+51-52^\circ$, $Ng-Np=0,028$.

Ромбический пироксен является также существенной частью многих габбро-диоритов. В диоритах у с. Каракала отсутствует. Измерение его дало $2v=65-67^\circ$. Плеохроизм по Ng — очень слабый зеленоватый, по Nm — бесцветный, по

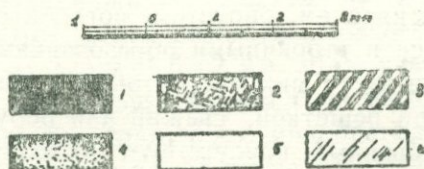


Рис. 11. Габбро-диорит с ромбическим пироксеном и повышенным количеством апатита. Базумский массив. Шл. 176. 1—магнетит, 2—ромб. пироксен, 3—биотит, 4—апатит, 5—кварц, 6—плагиоклаз.

Np — розоватый. В шл. 176 отмечен аномальный угол погасания в 7° . Роговая обманка буровато- или грязно-зеленая, обычно в количественном отношении в диоритах больше пироксена, а в габбро-диоритах значительно [меньше; $[001]Ng=16^\circ$, $2v=-79^\circ$. Схема абсорбции $Ng>Nm\gg Np$.

Кали-натровый полевой шпат встречается довольно часто, но в немногочисленных, обычно ксеноморфных зернах. В шл. 176 выражен анортотоклазом с $2v = -44^\circ$.

Кварц также не является характерным, но в виде немногочисленных и мелких зерен встречается довольно часто и в том числе и в анализированной породе обр. 176. Магнетит и апатит являются обычными примесями, причем апатит иногда присутствует в явно повышенном количестве до 1—2%. Иногда также отмечается циркон и сфен.

Микроклиновые граниты. Микроклиновые граниты представляют собой обособленную разновидность интрузивов кислого состава. Макроскопически это в одних случаях светло-серая, иногда с голубоватым оттенком мелкозернистая порода с мелкими точками или пятнышками неразличимого цветного минерала, среди светлой полевошпатовой массы, в других случаях, это светлые, розоватые средне- до крупно- и неравномернозернистые породы с различными голубоватыми выделениями величиной до 4—5 мм плагиоклаза, розоватыми еще более крупными выделениями микроклина и белыми или сероватыми — кварца. Структура породы гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая или порфировидная с гранулитовой основной массой.

Минералогический состав представлен микроклином, плагиотоклазом, кварцем, биотитом, роговой обманкой, минералами примеси и вторичными образованиями.

Микроклин часто микропертитовый и даже пертитовый, обычно с ясной решеткой, свежий или побуревший, изредка катаклазированный, присутствует в количестве от 35 до 45%. Обычно в изометрических или неправильных зернах, или удлиненных кристаллах с ясно заметным идиоморфизмом по отношению к кварцу. Величина кристаллов колеблется от 0,3 до 2 мм и более. Часто микроклин с краев разъедается и замещается альбитом в виде агрегата мелких (0,06—0,1) зернышек, развивающихся на стыках между плагиотоклазом и микроклином. Пертитовые вроски жилковатые или сетчатые и довольно тонкие. Плагиотоклаз в виде удлиненных, но нередко и неправильных и даже проросших кварцем (элементы гранулитовой структуры шл. № 348в) кристаллах присутствует в количестве несколько меньшем,

чем микроклин. Величина кристаллов в среднем равна 0,5—1,0 мм в поперечнике. Выражен альбит-олигоклазом № 10—11 (шл. 27а—32) нередко олигоклазом, иногда с тонкой более кислой каемкой. Мелкие зернышки альбита, развивающиеся на стыках микроклина и олигоклаза, его не захватывают и не замещают. Нередко серицитизирован.

Кварц в количестве до 35% шлифа присутствует в зернах в общем значительно меньшей, чем полевой шпат, величины, большею частью неправильных и лишь в гранулитовых участках проявляющих отдельные грани. Всегда с резким волнистым погасанием.

Биотит встречается не во всех шлифах и редко превышает 2% состава породы. Выражен пластинчатыми или неправильными формами. Часто хлоритизирован.

Мусковит встречен лишь в одном шлифе (6746) в виде единичных листочков в промежутках между кристаллами плагиоклаза и микроклина.

Из минералов примеси присутствуют: в небольшом количестве магнетит, в единичных мелких кристалликах—апатит, сфен и циркон. Из вторичных образований отмечены серицит, эпидот и хлорит.

Жильные породы

Аплиты и пегматиты. Аплиты представляют собой светлые, сероватые, реже розоватые мелкозернистые породы с крупностью зерна 1,5—2 мм. Для участка Анкаванской интрузии они тесно связаны с пегматитами, давая к ним постепенные переходы через микропегматиты.

Пегматиты представлены чаще розовыми иногда светло-серыми разностями. Наряду с относительно мелкозернистыми известны пегматиты с весьма крупными выделениями кварца, кали-натрового полевого шпата и темной слюды (по Чапарской балке у с. Лермонтово слюда представлена вермикулитом).

Структура породы обычно панидиоморфнозернистая для аплитов и пегматитовая или микропегматитовая для пегматитов.

Минералогический состав аплитов выражен олигоклазом или альбит-олигоклазом, кали-натровым полевым шпа-

том, кварцем и в небольшом количестве биотитом. Встречаются также и плагиоаплиты. В пегматитах кварц обычно является преобладающим минералом, уступая свое место лишь кали-натровому полевоому шпату, плагиоклаз же, выраженный альбитом или олигоклазом, присутствует всегда в подчиненном каждому из двух первых минералов количестве, а иногда и вовсе отсутствует. Из прочих минералов отмечена роговая обманка, слюда, переходящая часто в хлорит, магнетит, и иногда в турмалин. В некоторых аплитах (448) встречен отмеченный уже и выше бурый минерал типа рутила в столбчатых или игольчатых кристаллах с резким плеохроизмом от желтого до черного, с прямым погасанием.

Гранодиорит-порфиры. К следующему типу жильных пород относятся гранодиорит-порфиры, распространенные также исключительно среди Анкаванской интрузии или возле нее.

Для гранодиорит-порфиров характерны крупные до 10 см выделения розового щелочного полевого шпата в серой мелкозернистой массе, среди которой также всегда различимы выделения биотита. Структура породы порфировая, основная масса микрогранитовая. Вкрапленники обычно составляют не более 20% площади шлифа, если исключить крупные выделения кали-натрового полевого шпата, размеры которых часто больше размеров шлифа. Вкрапленники состоят из кали-натрового полевого шпата, плагиоклаза, кварца, роговой обманки и биотита. Кали-натровый полевой шпат представлен анортоклазом, иногда микропертитовым. Измеренный угол оптических осей составляет всего 40°. Иногда наблюдаются мелкие включения плагиоклаза, кварца, биотита и роговой обманки. Плагиоклаз представлен олигоклазом, иногда зональным, в виде несколько закругленных кристаллов таблитчатой формы. Иногда он является почти единственным минералом порфировых выделений. Кварц в порфировых выделениях отсутствует вовсе или представлен немногочисленными кристаллами чаще округлой формы, иногда с резким волнистым погасанием. Зеленая роговая обманка, а также биотит наблюдаются в незначительном количестве. Основная масса состоит из кали-

натрового полевого шпата, плагиоклаза и кварца в мелких зернах. Из минералов примеси присутствуют рудный минерал, апатит и сфен. Из вторичных — обычный серицит и хлорит.

Ввиду несколько необычного характера породы она была подвергнута химическому анализу, результаты которого приводятся ниже (аналитик Б. Френкель).

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Пот. п.п.	H ₂ O гигр.	CO ₂	Сумма
66,50	0,42	16,12	1,15	1,72	0,03	2,43	1,97	3,31	4,24	1,05	0,62	0,43	100,06

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому:

a	c	b	s
14,1	3,0	7,3	75,6

Приведенный анализ показывает, что анализируемая порода весьма близка по своему составу к среднему составу гранодиорит-порфиров Джохэнсена [74]. В то же время ее числовая характеристика почти совпадает с таковой для липарито-дацитов Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Сравнивая нашу породу с делленитами Баксана, описанными С. П. Соловьевым [48], мы должны отметить, что последние несколько кислее и содержат меньше CaO, MgO, и значительно меньше Na₂O.

Гораздо ближе наша порода стоит к шведскому деллениту из Dellen Helsingland, с которым сопоставляет свои деллениты С. П. Соловьев.

Диоритовые порфиристы, порфиристы, диабазы. Эти породы, имеющие довольно широкое распространение, слагают дайки разной, но чаще значительной мощности. Это темные, иногда с зеленоватым оттенком породы порфировой структуры с различными порфировыми выделениями, представленными плагиоклазом, принадлежащим к андезину или лабрадор-андезину, и роговой обманкой.

Микрогранитовая основная масса представлена андезитом, роговой обманкой, магнетитом, апатитом, сфеном, а также всегда и в значительном количестве присутствующими вторичными образованиями, выраженными кварцем, эпидотом, хлоритом и карбонатом.

Жильные порфириды у г. Чукумеш, в Базумском массиве и др. имеют порфировую структуру с микролитовой основной массой. В последней кроме лейст плагиоклаза и других минералов, указанных выше, иногда отмечаются мелкие зернышки кали-натрового полевого шпата и кварца (шл. 698). В жильном порфирите у г. Цак-кар в основной массе много короткостолбчатых кристалликов моноклинного пироксена, вырастающих местами до размера порфировых вкрапленников. В порфиритах из жил у г. Цак-кар отмечаются белые миндалины, выполненные карбонатом.

Спессартиты. Это темные равномерно-мелкозернистого сложения породы без порфировых выделений. Структура лампрофировая. Состав породы выражен плагиоклазом, представленным обычно андезитом, зеленой роговой обманкой, иногда и в небольшом количестве кали-натровым полевым шпатом, биотитом, магнетитом, сфеном и апатитом, а также вторичными образованиями. Главными компонентами являются два первых минерала, составляющие до 70—80% породы, из коих плагиоклаз всегда преобладает над роговой обманкой. Остальная часть падает преимущественно на вторичные образования.

Граниты и гранодиориты. В тесной локальной связи с описанными выше кварцевыми диоритами и монцонитами находятся граниты и гранодиориты. Они имеют ограниченное распространение в Базумском массиве (у г. Цак-кар), и у разъезда Памбак, преимущественно занимая краевое положение. Соотношение их с монцонитами у каменоломен разъезда Памбак и у г. Цак-кар указывает на возможное более позднее образование этих пород, что выражается в наличии на небольшом около 1 м расстоянии выходов этих двух типов пород без признаков постепенного их перехода. В западной части Анкаванского интрузива среди кварцевых диоритов наблюдались и жилки гранитов (6256, 3106). С другой стороны, переход между кварцевыми диоритами и

гранитами по р. Намазелян постепенный. Эти данные указывают на более позднее, но, вероятно, довольно близкое время внедрения рассматриваемых гранитов и гранодиоритов, по сравнению с гранодиоритами, кварцевыми диоритами и монцонитами главных интрузивов. Отсюда можно сделать вывод о том, что рассматриваемые породы представляют собой субфазу интрузий комплекса, описанного выше.

Интересно отметить факт расположения гранитов в краевых частях крупных массивов гранодиоритового и монцонитового состава. Размер тел, слагаемых гранитами и гранодиоритами, невелик, обычно в каждом отдельном случае менее 0,5 км². Исключение составляет только западная оконечность Анкаванского интрузива, где граниты слагают несколько большую площадь, достигающую 1 км².

Контакты гранитовых тел или скрыты наносами, или характеризуются постепенными переходами (руч. Намазелян). У г. Цак-кар наблюдался контакт гранитов с порфиритами с образованием в зоне контакта гибридных пород. Вместе с тем здесь намечается крутое падение контакта к северу.

Макроскопически граниты данного типа представляют собой серые довольно светлых оттенков средне- и равномернозернистые породы с величиной зерна от 1 до 3—4 мм. Намазелянские граниты несколько более темные, иногда с легким голубоватым оттенком.

В породе ясно различаются выделения полевых шпатов, темного кварца и роговой обманки. Структура породы обычно гипидиоморфнозернистая. Порода состоит из кварца, кали-натрового полевого шпата, плагиоклаза, роговой обманки и минералов примеси, представленных магнетитом, апатитом, цирконом и сфечом.

Кали-натровый полевой шпат в серых гранитах у г. Цак-кар (шл. 167а) играет главную роль и выражен модификацией, близкой к анортотлазу. Угол между $\perp$ (001) и Ng равен 85—87° и между ним же и Nm 9,5—13°, $-2v=50-66^\circ$. Затем в количественном отношении идет кварц, составляющий около 30% шлифа, а затем уже плагиоклаз, представленный альбитом или альбит-олигоклазом.

Зеленая слабоокрашенная роговая обманка и биотит играют незначительную роль.

В шлифе 62об, относящимся к жильному граниту Анкаванского интрузива, представляют интерес участки граулитовой структуры, присутствие более основного, иногда с зональным строением плагиоклаза, замещение его кристаллов по краям кали-натровым полевым шпатом и отсутствие роговой обманки.

Метаморфизм

Метаморфизм в связи с интрузивами рассматриваемого комплекса выражается: а) в автометаморфических изменениях пород самих интрузивов; б) в контактовом воздействии как на вмещающие породы, так и в эндоконтактовом изменении интрузивов; в) в гидротермальном метаморфизме.

Автометаморфические изменения мы склонны усматривать в часто наблюдающемся в наших породах замещении моноклинного, а также и ромбического пироксена роговой обманкой в участках интрузивов, находящихся вдалеке от контактов. В отдельных зернах роговой обманки сохранились лишь небольшие остатки пироксена, в других замещение это происходит по краям. Аналогичный процесс для алтайских гранодиоритов описывает Н. А. Елисеев [67], считая его также следствием автометаморфизма. Не чем иным, как автометаморфизмом можно объяснить и часто наблюдающееся замещение кали-натровым полевым шпатом плагиоклаза с образованием каемок вокруг последнего, что неоднократно отмечалось для Закавказских интрузивов В. Г. Грушевым, А. Н. Соловкиным и др. Наконец, замещение плагиоклаза гранофилом также следует, очевидно, рассматривать как следствие автометаморфизма.

Контактовые явления в связи с интрузиями рассматриваемого комплекса выражаются: 1) в инъекции их, часто весьма интенсивной, во вмещающие породы, 2) в образовании скарновых и роговиковых зон и гибридных пород в полосе вмещающих и прилегающих к контакту интрузивных пород и 3) в образовании рудных сингенетических скоплений. В зависимости от характера контактирующих с поднимающейся магмой пород естественно наблюдаются со-

ответствующие отличия в характере контактовых зон, но, как правило, почти везде они выражены довольно отчетливо и нередко охватывают полосы значительной (до нескольких сот метров) ширины. Участки скарнов отмечены у сс. Анкаван, Молла Кишлаг, Уляшик и Агавнадзор (Бабакиши).

Особенно значительны участки скарнов у с. Анкаван, где они находятся как в контакте Анкаванского интрузива с древними мраморами, так и среди сланцев. В полосе контакта древних сланцев и мраморов с кварцевыми диоритами длиной около 8 км выделяется четыре участка скарнов. Наиболее значительным является Анкаванский, с приуроченным к нему молибденово-медным месторождением. Длина полосы скарнов составляет здесь около 1 км при ширине до 400 метров. Гранатовые скарны у с. Анкаван, по наблюдениям П. Д. Яковлева, пересекаются тонкими дайками гранодиорит-порфира (рис. 12). Кроме того, скарны пересекаются кварцево-молибденовыми прожилками (рис. 13).



Рис. 12. Пересечение скарна жилкой гранодиорит-порфира. Анкаван. По материалам П. Д. Яковлева.

Скарновые образования всех участков минералогически более или менее сходны и представлены следующими минералами: гранатом андрадитового типа, эпидотом, пиро-

ксером, актинолитом, тремолитом, кальцитом, магнетитом и в небольшом количестве халькопиритом и молибденитом. Наибольшее значение имеет гранат, дающий местами сплошную гранатовую породу. В зоне скарнов нередко выделения гнездовой или линзообразной формы магнетита с мелкой, местами эмульсионной вкрапленностью халькопирита и молибденита размерами до 20 м в длину. У сел. Анкаван отмечены также скопления тремолита.



Рис. 13. Н.ложение гидрогермального этапа минерализации на скарновый. Кварцево-молибденитовая жилка в гранатовом скарне. Участок Б. Дамир-магара

Наряду с образованием гранатовых и тремолитовых скарнов местами ясно выражены и явления биотитизации вмещающих пород. Кроме этого, отмечена биотитизация и в самих кварцевых диоритах, обнаруженная в ряде шлифов, что, возможно, является следствием воздействия на эти уже остывшие породы со стороны позднейших интрузивов щелочного состава (см. ниже).

Другим, гораздо более широко распространенным типом контактовых образований являются роговики. При большом разнообразии вмещающих пород мы имеем и разнообразные типы роговиков. Последние широко распространены

у сс. Какавадзор, Меградзор, Дада-кишлаг, Моллакишлаг и др.

Несомненные контактовые явления в участке Маймехских интрузий габбро-диоритов. Здесь отмечены участки полевошпатово-кварцево-эпидотовых и кварцево-биотитовых роговиков.

Роговики в контактах Базумского массива представлены эпидото-плагиоклазо-биотито-роговообманковыми часто содержащими моноклинный и ромбический пироксен разновидностями. В эндоконтактовых зонах характерны шлифовые выделения роговой обманки и эпидота.

Контактовые явления у Базумского массива, как нам уже приходилось отмечать [30], представлены и в механическом воздействии на вмещающую толщу вулканогенных пород, выразившемся в интенсивнейшем проникновении гранодиоритовой магмы в туффиты и образовании густейшей сети жил, которая далее в сторону интрузии переходит в кварцевые диориты, переполненные ксенолитами. Туффиты же в зоне контакта превращены в плагиоклазо-кварцево-биотитовые роговики. Зона экзоконтакта имеет ширину в участке Якшатовой Балки около 200 метров.

В связи с контактовым воздействием интрузий следует рассматривать и широкую эпидотизацию пород особенно туфо-порфиритов, распространяющуюся часто на широкие площади.

Вблизи интрузивов рассматриваемого комплекса довольно широко выражен и гидротермальный метаморфизм. Типы изменения пород под влиянием действия гидротерм выражаются в окварцевании, каолинизации, алунитизации и пиритизации. В настоящее время такой тип изменения пород нередко называют аргиллизацией.

Подобные участки встречены у с. Гамзачиман, у ст. Памбак, во Фроловой Балке и др. Окварцевание захватывает область прилегающих к габбро-диоритам пород, главным образом порфиритового состава и сопровождается обычно каолинизацией и пиритизацией. Нередко окварцевание распространяется в большей или меньшей степени и на некоторые участки в самих интрузивах, маскируя их контакты.

Алунитизация отмечена у сс. Гамзачиман и Лермонтово, у южных контактов Базумского интрузива.

Интенсивность проявления гидротермального метаморфизма зависит не только от характера интрузий, но в большей степени и от структурных факторов и, в частности, от раздробленности пород, а также от литологического характера вмещающих пород.

Х и м и з м

Для характеристики химизма пород рассматриваемого комплекса мы располагаем следующими анализами пород (см. табл.), из коих № 297а, относящийся к Апаранскому интрузиву у с. Манжуклу, нам передан К. Н. Паффенгольцем, а № 40, относящийся к Фарухскому участку, мы заимствуем у А. С. Гинзберга [22].

№№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
2/32	66,41	0,59	15,70	2,10	1,88	0,05	2,60
2/7а	65,50	0,59	15,81	1,93	2,17	0,09	2,25
217в	64,98	0,66	15,49	2,55	0,65	0,05	2,21
40	52,50	0,90	19,31	4,81	3,63	0,10	2,85
176	55,40	1,40	16,46	2,55	6,38	0,15	4,33

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O гигр.	Пот. п.п.	Сумма	Аналитики
3,97	3,77	1,90	0,10	1,01	100,08	М. Т. Селютина
4,23	4,03	2,45	0,13	0,89	100,2	М. М. Стукалова
4,68	2,85	3,28	0,11	0,67	100,13	М. Т. Селютина
7,59	3,32	3,53		1,20	100,24	Займствовано у
8,27	2,81	1,97	0,14	0,85	100,35	А. С. Гинзберга М. Т. Селютина

Числовые характеристики анализируемых пород по А. Н. Заварицкому будут иметь следующий вид:

11,0:4,8: 8,3:7,9

13,0:0,9: 3,5:82,6

11,1:4,8: 9,4:74,7

12,9:7,1: 15,9:64,1

9,1:2,1: 24,0:64,8

Анализ первой породы (2/32), относящейся к Маманскому интрузиву, по числовой характеристике близок к типичным гранодиоритам, хотя, с другой стороны, по формуле Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, пересчет на которую нами был сделан ранее, он близок и к кварцевому диориту [74]. Весьма близок к среднему составу гранодиорита второй и третий анализы, причем следует отметить, что третий анализ относится к более поздним по времени внедрения гранодиоритам из Памбакских каменоломен. В этой породе, по сравнению с двумя предыдущими анализами, можно отметить несколько повышенное содержание Na_2O и пониженное K_2O , что соответствует и микроскопическим данным.

Четвертый анализ (№ 40) относится к монцонитам, причем от среднего состава монцонита, по Дэли, его отличает пониженное содержание SiO_2 , MgO и щелочей, и повышенное глинозема, окиси железа и CaO .

Наконец, пятый анализ относится к гиперстеновому габбро-диориту Базумского массива.

Сравнение пород гранодиорито-монцонитового комплекса с послеолигоценовыми интрузиями этого же состава Южного Закавказья. Описанные выше интрузивы гранодиорито-монцонитового состава, относящиеся к верхнеэоценовому возрасту, интересно сравнить с послеолигоценовыми интрузивами этого же состава, широко распространенными в Даралагезском, Сисианском и других районах Южного Закавказья.

Для этого района вряд ли есть сомнения в том, что интрузивы прорывают вулканогенную толщу олигоцена, т. е. что здесь мы имеем мощное проявление более поздних интрузивов состава, весьма близкого к тому, которые имели интрузии верхнего эоцена. Сходство сравниваемых интрузивов выражается в следующем:

1. в обоих случаях мы имеем широкое распространение кварцевых и бескварцевых монцонитов в тесной ассоциации с гранодиоритами, с которыми они связаны взаимными постепенными переходами;

2. в обоих случаях имеет место локальная связь с интрузиями основного состава, которые по отношению к ним являются более ранними;

3. в общих особенностях минералогического состава пород монцонитового ряда, выражающихся как в одинаковых соотношениях минеральных компонентов, так и в неперменном присутствии таких типоморфных минералов, как бурый, почти коричневый ксеноморфный биотит, в гранофировых выделениях кали-натрового полевого шпата и кварца и в частом присутствии в более основных представителях этого ряда ромбического пироксена; эти петрографические особенности пород указывают на гибридное их происхождение;

4. в тесной ассоциации с сиенито-диоритами и сиенитами;

5. в общем характере метаморфизма.

Различие между сравниваемыми комплексами заключается в следующем:

1. Для монцонитов Даралагеца усматривается определенная склонность к постепенному переходу к более основным типам пород — оливиновым монцонитам, сиенито-габбро и анортозитам.

2. Для многих интрузивов Южного Закавказья лучше выражены краевые фации, представленные как более основными (габбро-диориты), так и более щелочными разновидностями пород (сиениты).

3. Для Памбакского верхне-эоценового комплекса более четко выражены кварцевые диориты.

4. Для верхнемеловых пород монцонитового ряда характерно гораздо более ограниченное распространение в качестве кали-натрового полевого шпата анортоклаза, обычно присутствующего в широко распространенных гипабиссальных интрузивах Даралагеца и Сисиана.

5. Гидротермальный метаморфизм проявлен шире и интенсивнее для послеолигоценовых интрузивов.

Проведенное в главных чертах сравнение верхнеэоценовых интрузивов показывает, что они весьма близки в геологическом, петрографическом и в химическом отношениях. Различия между ними не имеют принципиального характера и характеризуются теми чертами, которые нередко наблюдаются для разных интрузивов одного и того же геологического возраста.

К этому следует добавить, что в последнее время и в Южном Закавказье открыты Ю. А. Араповым нефелиновые сиениты, которые находятся, очевидно, в определенной связи с массивами гранодиорит-монцонитового состава.

ПОФИРОЗИДНЫЕ ГРАНИТЫ ГИЛЬЮТСКОГО МАССИВА И ФИОЛЕТОВСКОЙ ИНТРУЗИИ

Положение, возраст и общее строение интрузий. Эти породы занимают обособленное положение, слагая довольно крупный Гильютский массив и небольшую дайкообразную интрузию у с. Фиолетово, расположенную по соседству. При этом они являются обособленными не только локально, но и по их относительному возрасту, намечая собой как бы переход к целому ряду интрузивов уже щелочного ряда. Более поздний возраст рассматриваемых пород, по сравнению с Базумской группой интрузивов кварцевых диоритов и гранодиоритов, устанавливается по их различному отношению к одной и той же Лермонтовско-Фиолетовской зоне разлома: кварцевые диориты Базумского массива секутся ею, с образованием брекчированных и милонитизированных зон, а фиолетовская дайкообразная интрузия проникает вдоль нее и лишена почти всяких следов катаклаза. В то же время степень дислоцированности вообще всех гранодиоритов, кварцевых диоритов, монцонитов и других пород этого ряда не может идти ни в какое сравнение со слабой дислоцированностью гранитов Гильютского массива.

Верхний предел возраста определяется временем внедрения сиенитов Памбака, дайки которых наблюдались среди гранитов Гильютского интрузива.

Гильютский массив расположен на одном северном склоне Памбакского хребта, нигде не доходя до его вершины, и занимает положение между меридианами сс. Лермонтово и Фиолетово.

Он характеризуется удлинением в СЗ-м направлении и в северной его части прикрыт широким плащом четвертичных образований долины р. Акстев и ее правых спускающихся с массива притоков. Общая площадь массива равна 19,77 км².

Фиолетовский интрузив протягивается в виде мощного дайкообразного тела от восточного края селения до р. Фролова Балка, будучи опять-таки разбленным в нескольких участках четвертичными отложениями. Восточнее р. Фролова Балка тело не протягивается, так как никаких следов подобных пород на правом берегу ее и далее не обнаружено. Таким образом, прослеженная длина его составляет более 3 км, при ширине от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

Контакты Гильютского интрузива почти со всех сторон скрыты четвертичными образованиями, так что выяснить его форму не представляется возможным. Лишь в юго-западной части интрузива, южнее г. Гильют, нами наблюдалась контактовая зона порфиридных гранитов и эффузивов эоцена, выраженная полосой роговиков, причем выходы гранитов и роговиков наблюдались на расстоянии только 0,7 км.

Гильютский интрузив прорывает эоценовую вулканогенную толщу, в южной же части с ним контактируют сиениты более позднего возраста, и, наконец, с севера он прикрыт четвертичными отложениями.

Фиолетовская интрузия прорывает вулканогенную толщу эоцена, представленную здесь кварцевыми порфирами, порфиритами и их туфами, а также известняки сенона. При этом в них отчетливо усматривается контактовое воздействие интрузии.

В тектоническом отношении Гильютский интрузив располагается в северном крыле Памбакской синклинали, местами усложненной дополнительной складчатостью. При этом массив расположен южнее крупнейшей зоны разломов, проходящей примерно вдоль депрессии р. Актев, а Фиолетовский интрузив непосредственно приурочен к Фиолетовскому разлому, представлявшему собой, очевидно, удобный путь для одной из наиболее дальних ветвей этого интрузива.

Массив обнажается чаще в виде огромных скал с выветрелыми наружными поверхностями, на которых выступают крупные до 3 см кристаллы кали-натрового полевого шпата и многочисленные ксенолиты, создавая впечатле-

ние мелких брекчий. Реже наблюдаются плоские обнажения в виде характерной дресвы, выступающей из-под наносов.

Особенностью Гильютского массива является его довольно постоянный петрографический состав. Тоже можно сказать и о Фиолетовской интрузии. Нами нигде не отмечено сколько-нибудь ясно выраженных резко отличных по составу краевых зон или участков внутри массива.

Другой характерной особенностью массива является почти повсеместное присутствие ксенолитов, описываемых ниже. Приуроченность жильных пород к периферическим частям массива проявлена достаточно ясно.

Петрографический состав. Выше было сказано, что Гильютский и Фиолетовский интрузивы отличаются довольно постоянным составом, что присуще интрузивам только рассматриваемой группы. Лишь в северной части массива можно выделить участок несколько обогащенных кварцем пород, к тому же и несколько заохренных, в то время как в остальных обнажениях породы по наружному виду являются совершенно одинаковыми.

Макроскопически рассматриваемые породы представляют собой порфировидные с крупными (от 0,7 до 2—3 см) несколько удлиненными выделениями полевого шпата розоватого цвета. В мелкозернистой массе различаются более мелкие выделения роговой обманки, кварца и блесочки биотита в светлой полевошпатовой массе.

Структура пород гипидиоморфнозернистая или порфировидная с гранитовой основной массой. Очень часто в породе наблюдаются участки гранулитовой структуры с резким идиоморфизмом кварца по отношению к кали-натровому полевошпату, но он ксеноморфен по отношению к плагиоклазу. При этом в одном и том же шлифе можно наблюдать идиоморфные и ксеноморфные выделения кварца.

Величина зерен, исключая порфировидные выделения, составляет от 0,4 до 2—3 мм и редко больше.

Под микроскопом порода (шл. 5а, 6, 8, 11а, 21в, 22а, 25а, 29б, 35, 36а, 39г, 401а, 401б, 401в, 405, 406, 407а, 409, 410а) состоит из следующих минералов, расположенных в порядке преобладания: кали-натрового

полевого шпата, плагиоклаза, кварца, роговой обманки, биотита, сфена, магнетита, иногда циркона и турмалина.

Кали-натровый полевой шпат, нередко криптопертитовый или микропертитовый, обычно является преобладающим минералом в породе, лишь иногда уступая в этом плагиоклазу. Общее количество его варьирует от 55 до 60% породы. Присутствует как в крупных кристаллах порфировых выделений, так и в виде мелких зерен, опускающихся по размеру до 0,1 мм и заполняющих промежутки между зернами плагиоклаза. Крупные порфировидные выделения нередко имеют округленные и несколько вытянутые очертания. Иногда на границе с плагиоклазом развивается мирмекит. Крупные выделения бывают также окружены мелкими кристалликами кварца, дающими в нем вроски с идиоморфными очертаниями.

Измерение калиевого полевого шпата дало следующие результаты:¹

№ № шлифов	(1 001)			-2v
	Ng	Nm	Np	
22a	90	7,5	82,5	60
29a	90	9	81	66
40j	90	6,5	81	64
40j	90	4,5	85,5	59
32	89	5	86	60

Приведенные данные позволяют считать кали-натровый полевой шпат ортоклазом.

Плагиоклаз присутствует также в значительном количестве, составляя от 15 до 40% шлифа. Обычно проявляется в виде короткопризматических кристаллов величиной до 3 и более мм, но встречается и в неправильных образованиях. Выражен олигоклазом, часто обнаруживающим зональное

¹ Как и для других интрузивов, таблицы измеренных констант мы помещаем только для кали-натрового шпата, который не так давно рассматривался как индикатор древних и молодых интрузий на Кавказе. Для плагиоклаза мы указываем лишь пределы колебаний состава анортовой молекулы.

строение. Зональность осциллярного типа. В ядре представлен олигоклазом или олигоклаз-андезином № 25—38 и лишь для редких зерен доходит до андезина и даже лабрадора, периферия же выражена олигоклазом или альбит-олигоклазом № 15—22. Нередко серицитизирован, причем серицитизация захватывает сначала ядро, а затем распространяется и на весь кристалл.

Кварц присутствует в количестве от 10 до 20, реже до 30% породы. Чрезвычайно характерно присутствие идиоморфных кристаллов наряду с ксеноморфными.

На стыках с калиевым полевым шпатом он особенно охотно дает правильные кристаллические очертания. Более крупные зерна кварца иногда содержат в себе мелкие зернышки этого же минерала. Следы катаклаза наблюдаются очень редко и выражены лишь в слабо волнистом погасании.

Роговая обманка наблюдается в количестве, редко превышающем 3—5%, в виде крупных до 4 мм и более мелких кристаллов удлиненного габитуса с хорошо развитыми гранями призмы (110) и (1 $\bar{1}$ 0). Принадлежит к зеленой, слабо окрашенной разновидности. Почти всегда более идиоморфна по отношению к плагиоклазу. Схема абсорбции $Ng > Nm > Np$, $[001] Ng = 15,5^\circ, -2v = 72^\circ, Ng - Np = 0,020$.

Иногда замещается биотитом, который в свою очередь переходит в хлорит.

В наших породах мы нигде не наблюдали разности, близкой к отмечаемой В. И. Лучицким [81] для мариупольских рапакиви — киевиту, для которой $Ng - Np = 0,045, 2v = \text{около } 80^\circ$.

Биотит присутствует в незначительном количестве в виде самостоятельных мелких пластинок или чешуек, а также развивается по роговой обманке. Нередко образует вместе с роговой обманкой неправильные скопления мелких различно ориентированных кристаллов, но также присутствует и в самостоятельных сравнительно крупных пластинчатых формах. Плеохроизм резкий от бурого по Ng до почти бесцветного по Np.

Около включений циркона отмечаются плеохроичные дворники. Нередко замещается хлоритом.

Магнетит является обычной и довольно существенной

примесью. Чаще он выражен неправильными мелкими зернышками, но наблюдается и в виде хорошо образованных кристалликов.

Сфен является также обязательной примесью и присутствует в виде характерных клиновидных кристалликов или неправильных зерен.

Апатит обычно наблюдается в виде мелких удлинённых или игольчатых кристалликов.

Циркон является частой примесью, но нередко отсутствует вовсе. Проявляется в виде обычных призматических с пирамидальными окончаниями кристалликов, имеющих иногда при скрещенных николях зональную окраску.

Турмалин встречен лишь в некоторых шлифах в виде единичных ксеноморфных зерен, обладающих резко выраженной обратной схемой абсорбции.

Кроме охарактеризованных выше минералов в ряде шлифов отмечен минерал с весьма высоким двупреломлением и показателем преломления, равным таковому для рутила. Однако минерал имеет весьма резкий плеохроизм от светло-буроватого до почти черного.

Для порфировидных гранитов Гильютского массива весьма характерным является их уклонение в сторону сиенитов, что выражается в несколько пониженном количестве кварца в некоторых шлифах и, вместе с тем, в несколько повышенном содержании ортоклаза, так что порода может быть отнесена во многих случаях к граносиенитам (кварцевым сиенитам) и даже сиенитам, что отмечалось нами и раньше.

Жильные породы. Жильные породы рассматриваемых интрузивов представлены: 1) аплитами, 2) пегматитами и 3) лампрофировыми породами типа спессартитов. Среди них преобладают аплиты, гораздо меньше распространены пегматиты, а дайки спессартитов являются единичными.

Аплитовые жилы имеют разную величину и форму. Чаще всего встречаются жилы мощностью от 3—5 до 20 см, но не так уж редки жилы мощностью, достигающей 0,5 м и выше. Длина их разнообразная, до нескольких десятков метров. Нередко наблюдаются разветвления жил и особенно апсфизы. Иногда наблюдаются ступенчатые жилы

образовавшиеся вследствие заполнения магмой трещин двух разных систем.

Макроскопически аплиты имеют обычное мелкозернистое до плотного сложение серого или слегка розоватого цвета. Структура породы аплитовая, иногда гранулитовая.

Под микроскопом порода состоит из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, не всегда присутствующих роговой обманки или биотита, или обоих вместе, а также рудного минерала, апатита, сфена и иногда турмалина.

Кварц в аплитах всегда является преобладающим минералом, присутствуя в количестве до 50% и больше. Иногда образует вытянутые в одном направлении крупные зерна. Калиевый полевой шпат часто микропертитовый, присутствует в меньшем, но обычно значительном количестве, преобладая над плагиоклазом. Он или дает в кварце различно ориентированные вростки, или выполняет промежутки между его кристаллами. Плагиоклаз принадлежит к слою олигоклазу и присутствует в значительном, но меньшем, чем кали-натровый полевой шпат, количестве. Зеленая роговая обманка и биотит наблюдается лишь в незначительном не превышающем 2% количестве. Присутствуют оба минерала вместе, но иногда в шлифе наблюдается лишь один из этих минералов. В шл. 402 некоторые кристаллы биотита смяты. Иногда биотит содержит сагеновые включения. Из остальных минералов присутствует рудный минерал, циркон, сфен, а иногда турмалин. Из вторичных минералов обычны хлорит и серицит. В шлифе 410г отмечается значительная мусковитизация.

Пегматиты являются менее распространенными, но они представлены жилами более крупных размеров. Несколько таких жил мощностью до 1 м было встречено у нижних зигзагов Анкавано-Гамзачиманской дороги и одна выше Гамзачиманской мельницы. Последняя обнажается в левом борту ручья и имеет весьма значительную мощность, до 15 м. Простираение жилы — СВ 70°, падение пологое — на СЗ $\angle$ 10—15°. Жила протягивается более чем на 0,5 км. Макроскопически это светлая аплитовидная порода, местами несколько измененная и поэтому рыхловатая, с большим количеством

пустот, с выделениями крупных кристаллов горного хрусталя, альбита, жильберита, а также турмалина. Величина кристаллов достигает для кварца 5 см, а для альбита и турмалина—2 см. Эти кристаллы местами образуют великолепные друзы. Интересно отметить, что жите. ем с. Лермонтово нам был передан кристалл аметиста, найденный им среди наносов так называемого Теплого бугра в северной части массива.

Предпринятые для выявления коренного выхода поиски, из-за наличия в этом участке наносов, успехом не увенчались, но куски пегматитов, указывающие на их распространение, наблюдались в значительном количестве.

Пегматиты в виде мелких неправильных коротких линзовидных или изометрических тел были встречены у северной оконечности массива. Они сложены кварцем, кислым плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, турмалином, а также хлоритом, эпидотом, апатитом, сфеном, магнетитом и серицитом. В таких гнездах отмечены и пустоты с друзами полевого шпата, горного хрусталя и цеолита. В шл. 431а много вторичного мусковита. Здесь присутствует также и рутил в виде мелких призмочек совместно с мусковитом.

Лампрофировые дайки встречены только в трех точках у нижнего зигзага Анкаван-Гамзачиманской дороги и у г. Айбассан. Мощность их равна в первом участке 1 м 20 см, во втором—около 1 м 20 см, простирание для двух жил — СВ — 30°, падение — СЗ $\angle$ 65° и 85°. Макроскопически породы похожи и представляют собой темно-серые мелкозернистые разности с зеленоватым оттенком с различными выделениями для первой жилы биотита и роговой обманки, для второй—только роговой обманки.

Структура породы первой жилы восточного склона г. Айбассан (шл. 416б) монцонитовая. Порода представлена плагиоклазом, щелочным полевым шпатом, кварцем, биотитом, роговой обманкой и в виде единичных кристаллов моноклинным пироксеном, магнетитом, апатитом, сфеном, а также хлоритом. Плагиоклаз зональный с ядром, отвечающим андезину № 40. Биотит присутствует в большем количестве, чем роговая обманка, в виде резко удлинённых

пластинчатых кристаллов, причем в нем также часто наблюдаются сагенитовые участки.

Структура и состав породы жилы, отмеченной к западу от г. Айбассан, несколько отличны. В ней более ясно выражена панидиоморфнозернистая структура. Порода состоит из плагиоклаза средней основности, роговой обманки, рудного минерала, сфена и апатита. Кроме того, в породе много хлорита, образованного, очевидно, за счет роговой обманки, значительное количество эпидота и немного серицита. Данная порода может быть отнесена к спессартитам. Наконец, порода из жилы у северо-восточной оконечности массива (№ 403) имеет порфировую структуру и состоит из вкрапленников андезин-лабрадора, роговой обманки и основной массы, представленной плагиоклазом, биотитом, роговой обманкой, сфеном и рудным минералом. Порода может быть названа диоритовым порфиритом. В этой жиле отмечена также вкрапленность халькопирита.

Кроме перечисленных жильных пород, у юго-восточной оконечности массива и у г. Айбассан отмечены дайки мелкозернистых сиенитов. Мощность даек превышает 2 м. Простираание даек широтное, падение довольно пологое к северу.

Ксенолиты. Характернейшая и замечательная особенность Гильютского интрузива состоит в том, что в нем повсеместно и в большом количестве наблюдаются ксенолиты. Размеры их обычно небольшие, от 1 до 20 и редко больше см, причем распределение их во всем массиве довольно равномерное. Правда, можно говорить об относительно большем или меньшем количестве их в отдельных участках, но все же общее их количество почти везде является весьма значительным. Выступая на выветрелых поверхностях обнажений, ксенолиты иногда придают породе брекчиевидный вид. Количество ксенолитов со средним размером 7—10 см на 1 м² поверхности породы составляет от 5 до 15, но нередко и более. Все они настолько интенсивно переработаны, что первичная структура и состав породы уже не сохранились. Можно лишь догадываться, что они представляли собой включения породы, прорванной интрузивом вулканогенной толщи.

Форма ксенолитов разнообразная, но почти всегда округленная. Часто отмечается удлинение, причем оно большей частью совпадает с общим удлинением интрузива в северо-западном $290\text{—}320^\circ$ направлении, с каковым совпадает и направление мелкой трещиноватости. Более крупные ксенолиты часто уплощены. Падение их преимущественно северо-восточное и крутое, но иногда отмечается и обратное.

Многие из крупных ксенолитов разбиты трещинами, не заходящими во вмещающие их граносиениты.

Породы ксенолитов по внешнему виду довольно однообразны. Это обычно мелкозернистые серые порфиновые породы состава, отвечающего сиенито-диоритам (22б, 406²), диоритовым порфиритам или микродиоритам (11б, 403в, 403г). В отдельных случаях ксенолиты по составу отвечают мелкозернистым гранитам (3). Для некоторых ксенолитов отмечено, что периферическая часть их более мелкозернистая, чем средняя, однако в петрографическом составе их существенных различий не усматривается (401г—1 и 401г—2).

Метаморфизм порфировидных гранитов. Как и для пород предыдущего комплекса, метаморфизм выражен в аутометаморфических изменениях самих гранитов и жильных пегматитов, а также в контактовом воздействии на вмещающие породы.

Аутометаморфизм выражается в образовании мирмекиста, в наблюдающемся замещении роговой обманки биотитом, особенно для средних частей интрузива, и развитии симплектитовых участков. Представляет также интерес присутствие в некоторых шлифах турмалина и агрегатов мусковита, что также, очевидно, следует связывать с явлениями аутометаморфизма в его пневматолитовой стадии. В северной части массива, у подножья Памбака выделяется целый участок таких мусковитизированных гранитов.

Изучение контактовых образований вокруг Гильютского массива затруднено широким развитием вокруг него четвертичных образований и наносов. Фактически роговики у непосредственного контакта интрузива наблюдались лишь в одном месте на Гильютском отроге, где они выражены

полевошпато-кварцевыми с биотитом и рудным минералом разностями. Весьма интересно также контактовое воздействие гранитов фиолетовской интрузии на известняки, выражающееся в их силификации. Никаких тактитовых образований здесь не обнаружено.

О внутренней структуре Гильютского массива. При изучении Гильютского массива нами изучалась и его внутренняя структура. Освещение некоторых элементов ее уже дано выше, поэтому здесь мы сделаем общий обзор главнейших ее элементов и дадим некоторые выводы.

Основываясь на многочисленных измерениях трещин и жил, можно сказать следующее:

1) ясно усматривается северо-западное направление параллельной первичной полосчатости с линейной вытянутостью кристаллов, наблюдавшееся преимущественно в северной части массива, причем это направление совпадает с удлинением массива.

2) Направление мелкой трещиноватости и наилучшей делимости гранита также северо-западное— $280-315^\circ$. Падение этой трещиноватости преимущественно северо-восточное и крутое ($60-80^\circ$), но в юго-западной части массива намечается обратное. С направлением мелкой трещиноватости вполне совпадает ориентировка ксенолитов.

3) Кроме мелкой трещиноватости хорошо выражена система резких СВ-х трещин почти перпендикулярного к первой системе направления с крутым до отвесного падением.

С этой системой совпадает простираание преобладающего количества аплитов и лампрофиров. Если исходить из общеизвестной схемы Г. Клооса, то приведенные данные указывают, что во время внедрения и остывания интрузива имело место давление, направленное с юго-запада.

Химический состав. Для характеристики химического состава Гильютских порфировидных гранитов мы располагаем следующим анализом, произведенным в лаборатории ЦНИГРИ Н. К. Сиротниковой.

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Пот. п.п.	H ₂ O гигр.	Сумма
68,45	0,43	14,62	0,97	1,74	0,11	3,78	1,80	3,08	3,78	0,67	0,24	100,19

Пересчет анализа на числовую характеристику по А. Н. Заварицкому дает следующие результаты: а:с:в:s = 12,9:3,1:5,2:79,4.

Сравнивая приведенные данные с типовыми значениями для гранитов, нужно отметить, что наши граниты близки к шведским гранитам, анализы которых мы находим у Дэли. Однако в нашем случае мы имеем несколько большее значение для параметра „а“, что находит свое объяснение в повышенном в нашем граните содержании щелочей и некоторым отклонением его в сторону сиенитов.

Несколько большее значение мы получаем и для „с“, в то время как остальные параметры оказываются весьма близкими. При рассмотрении петрографического и химического состава гранитов Гильютского массива, невольно напрашивается сравнение их с гранитами типа рапакиви. Наблюдающиеся в наших породах порфиоровидные выделения кали-натрового полевого шпата, характер основной массы, определенное отклонение петрографического и химического состава породы в сторону сиенита и, наконец, локальная а также, по-видимому, и генетическая связь с нефелиновыми сиенитами, что отмечается, скажем, для Бердяушского плутона, для Мариупольского района, Финляндии и других районов, все это напоминает нам рапакиви. Весьма характерное для рапакиви соотношение щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) для наших пород равно 0,4, т. е. оно совершенно такое же, как и для финляндских рапакиви. Наконец, характерный, как отмечает А. Н. Заварицкий [70, стр. 275], признак рапакиви—постоянное нахождение идиоморфных зерен кварца наряду с ксеноморфными, опять-таки необычайно четко выражен и в наших гранитах.

Вместе с тем в Гильютских гранитах имеют место и существенные отличия от типичных рапакиви, выражающиеся в отсутствии, точнее сказать, в необнаружении олигоклазовых кайм вокруг выделений кали-натрового полевого шпата и в пониженном содержании окислов железа. Последняя особенность имеет свое выражение и в оптическом характере фемических компонентов нашей породы, выражающемся в слабоокрашенных маложелезистых роговой обманке и биотите.

По числовой характеристике к нашей породе весьма близко стоит основной рапакиви Каневского массива Мариупольского района [84].

КВАРЦЕВЫЕ СИЕНИТЫ ПАМБАКА

Эти породы намечают собой дальнейший переход к породам щелочного ряда и представляют собой обособленный интрузив, расположенный на северном склоне Памбакского хребта, недалеко от его вершины несколько северо-восточнее г. Тежсар.

Возрастное положение интрузива определяется тем, что он прорывает вулканогенную толщу среднего эоцена и граниты Гильютского массива, но сам прорывается нордмаркитами и пререзается жилами этих же пород. Ввиду довольно близкого состава его с Гильютскими гранитами, позволено рассматривать его как субфазу этого же интрузива.

Размеры рассматриваемого интрузива небольшие, примерно 2,3 км². Конфигурация довольно сложная, о чем можно заключить по чередованию полос сиенитов и прорываемых ими эпидейцитовых порфиров, ортофиров и их туфов на северном отроге, отходящем от Памбакского хребта. Склоны этого отрога задернованы или покрыты осыпью, поэтому непосредственные контакты интрузива с прорываемыми породами видеть не удалось. Также, как и Гильютский интрузив, рассматриваемый интрузив находится в пределах северного, здесь довольно пологого крыла Памбакской синклинали.

Породы интрузива по внешнему виду существенно отличны от порфировидных гранитов Гильютского массива. Это мелко- и довольно равномернозернистые породы обычно розоватого цвета с мелкими выделениями роговой обманки и биотита.

Структура породы гипидиоморфнозернистая, но с наблюдающимися иногда участками монцонитовой. Величина зерен колеблется от 0,4 до 2—3 мм.

Порода состоит из микропертита, плагиоклаза, кварца, роговой обманки, биотита, иногда моноклинного пироксена, а также рудного минерала, сфена, апатита и редкого, в виде единичных зерен, турмалина и циркона.

Кали-натровый полевой шпат — микропертит, обычно составляет более 50% площади шлифа, доходя иногда до 90% (шл. 396—2). Представлен несколько удлинненными, обычно лапчатой формы зернами. Микропертитовые включения имеют полосчатый и жилковатый характер, что Андерсеном и А. К. Болдыревым рассматривается как эндогидатогенное замещение альбитом по трещинам. Реже пертитовые включения имеют пятнистый или неправильный характер. Измерение калишпата дало следующие результаты:

№ № п. п.	⊥ (001)			⊥ (010)			⊥ (1502)			—2v
	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np	
1	90	8	82	—	—	—	90	77	13	76
2	87	11	79,5	5	88,5	85				82
3	90	4	86				0	90	90	75
4	85	7	85				6	86,5	85	85

Плагиоклаз выражен микропертитовыми выделениями или отдельными кристаллами. Количество последних обычно невелико, причем в таком виде он нередко бывает зональным с ядром, отвечающим № 37—40, и периферией № 20—25. Иногда несколько серицитизирован. Мелкие идиоморфные кристаллики в калиевом полевым шпате образуют иногда участки монзонитовой структуры.

Кварц присутствует в небольшом количестве, составляя лишь 2—8% площади шлифа и редко больше. Обычно выражен мелкими неправильными зернами, но иногда, хотя и очень редко, дает идиоморфные формы в стыках с калиевым полевым шпатом, что указывает на родственность этой породы с Гильютскими порфиоровидными гранитами.

Роговая обманка зеленая. Присутствует в небольшом количестве, но заметно больше, чем биотит. Угол погасания 15—16°.

Биотит присутствует во всех шлифах в количестве до 2—3%. Выражен также маложелезистой разновидностью с плеохроизмом в светлых бурых тонах. Часто хлоритизирован.

Моноклинный пироксен зеленоватый. Присутствует лишь в некоторых шлифах в немногочисленных или даже единичных кристаллах. Измерение его в шлифе № 396—2 дало: $[001] Ng = 50^\circ$, $2v = +65^\circ$.

Рудный минерал представлен титаномagnetитом, что можно заключить по оторочке его мелкими зернышками сфена. Сфен, апатит, турмалин и циркон характеризуются теми же свойствами, что и для Гильютских гранитов.

Для химической характеристики сиенитов приводим результаты анализа этой породы, произведенной в лаборатории ЦНИГРИ М. Селютиной:

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Пот. п.п.	H ₂ O гигр.	сумма
466а	58,00	0,65	18,25	3,18	2,29	0,17	5,24	2,73	4,12	5,06	0,18	0,40	100,27

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому, имеют следующий вид:

a	c	b	s
16,6	4,0	12,3	67,1

Приведенные результаты анализа и числовые характеристики показывают, что наша порода отвечает кварцевым сиенитам.

В рассмотренных сиенитах встречены жилы аплита и лампрофира. Представляет интерес жила лампрофира (4166) с монцонитоподобной структурой. Состав породы характеризуется плагиоклазом (андезин-олигоклазом), кали-натровым полевым шпатом, кварцем, биотитом, роговой обманкой, единичными кристаллами моноклинного пироксена, а также магнетита, апатита, сфена и хлорита. Представляет интерес биотит, присутствующий в резко преобладающем над роговой обманкой количестве в виде сильно вытянутых лейстообразных кристаллов.

КОМПЛЕКС ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИВОВ

Общие замечания. Интрузии данного комплекса впервые были отмечены нами в 1931 году при геолого-съемочных работах в данном районе, но первое самое общее опи-

сание их с выделением нефелиновых сиенитов было дано, вследствие запоздавшей камеральной обработки, позже — в 1935 году. В дальнейшем, уже после появления в печати сообщения об открытии нами [34] на Кавказе нефелиновых сиенитов Д. С. Белянкиным, В. П. Петровым и Р. П. Петровым [13], была опубликована заметка о нефелиновом сиените в Закавказье, основанием которой послужила находка валунов нефелиновых сиенитов в долине р. Мармарик летом в 1936 году. В этой же заметке приведен химический анализ породы, а также кали-натрового полевого шпата и нефелина.

При специально поставленных работах по изучению интрузивов этого района вообще и щелочного комплекса, в частности, нам удалось получить обильный материал по петрографической и химической характеристике всех пород этого комплекса, причем было проделано более 10 химических анализов, характеризующих отдельные его члены и минеральные компоненты.

Дальнейшее изучение комплекса, по нашему мнению, может вестись по линии картирования его на топоснове более крупного масштаба, равного примерно 1 : 10000, а также по линии более углубленного исследования¹ отдельных вопросов, например, по изучению метаморфизма, условий кристаллизации отдельных членов комплекса и т. п.

Группировка интрузивов и их общее расположение. Комплекс щелочных интрузивов занимает центральное положение среди других интрузивов эоценового возраста, что нами было отмечено еще в первой статье [31]. Он состоит из Тежсарского интрузива, расположенного в середине комплекса почти на вершине Памбакского хребта, Маймехского интрузива, расположенного в ближайшем соседстве к северо-западу от него, Кемдарасинского, расположенного к западу, и далее Южного, или Уляшиковского, как бы огибающего центральный Тежсарский интрузив с юга и юго-востока. Сюда же мы относим Аркашенский (Архошанский) и Тандзутский интрузивы, имеющие небольшие размеры, а также ряд совсем мелких, расположенных к северу и севе-

¹ В последующем это было осуществлено Г. П. Багдасаряном.

ро-востоку от Тежсарского интрузива. Наконец, вместе с этим же комплексом мы рассматриваем и Бундукский интрузив с сопровождающими его мелкими сателлитами, расположенный уже севернее р. Акстев между разломами охарактеризованной выше крупной тектонической зоны.

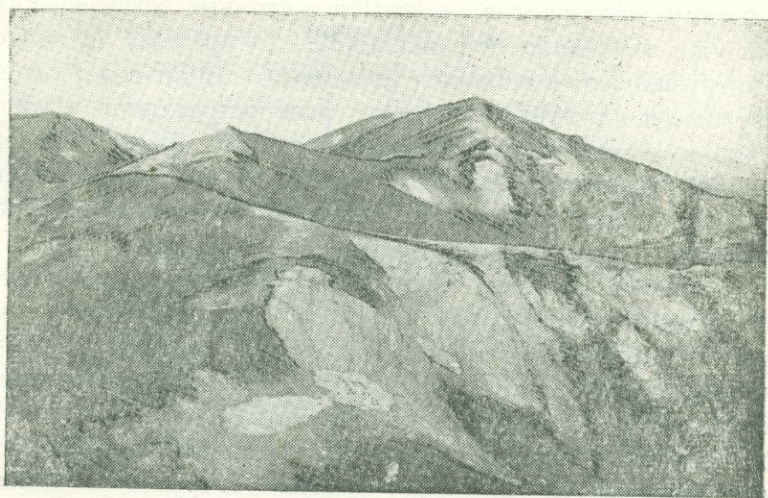


Рис. 14. Общий вид нефелиновых и щелочных сиенитов на вершине Памбака

Рассматривая взаимное расположение интрузивов щелочного комплекса, необходимо отметить, что Маймехский и Кемдарасинский интрузивы почти соединяются между собой и разобщены только небольшой полоской наносов, а Кемдарасинский и Южный разобщены узкой полоской покрова лав Алтун-Тахта. Таким образом, мы имеем один крупный центральный Тежсарский интрузив, который с трех сторон огибается на небольшом расстоянии неполностью замкнутым кольцевым интрузивом. Эти интрузивы и составляют основную часть щелочного комплекса. Мелкие интрузивы щелочных пород, расположенные к северу и северо-востоку от Тежсарского интрузива, едва ли составляют 5% общей площади всего комплекса. *В целом Памбакский комплекс щелочных интрузивов представляет, таким образом, новый пример интрузий центрального типа.*

Рассматриваемый комплекс расположен между Базум-

ским и Мармарикскими массивами гранодиорито-монцонитового состава, как бы ограничивающими его с севера и юга, а с запада мы имеем Галаварскую группу интрузий того же состава, описанную выше. Необходимо особенно подчеркнуть локальную приуроченность щелочных интрузий только к тому участку, где развиты и щелочные эффузивы, что нами уже отмечалось и раньше [32]. За пределы щелочного интрузивного комплекса щелочные лейцит-содержащие эффузивы и их туфы почти не распространяются и лишь только ортофиры заходят несколько дальше. Таким образом, в средней части Памбакского хребта мы имеем комплекс щелочных пород эоценового возраста, представленных эффузивными, туфовыми и интрузивными типами.

Возраст. Возраст интрузивов щелочного комплекса определяется тем, что они прорывают вулканогенную толщу Памбакского хребта, относящуюся к среднему эоцену, и покрываются андезитовыми лавами, возраст которых предположительно относится к миоплиоцену. Покровы таких лав, сохранившихся на уровне 220 м над ближайшими речными долинами, перекрывают Южный интрузив на южном склоне Памбака (в участках Алтун-тахт и у с. Уляшик) и Маймехский интрузив у Хндзорутской кочевки на северном его склоне. Кроме того, галька нефелиновых сиенитов отмечена в основании небольшого участка вулканических содержащих пемзу брекчий, также относимых к миоплиоценовому возрасту и отмеченных у с. Меградзор. Однако такая локальная связь со щелочными эффузивами заставляет предположить, что внедрение интрузивов щелочных и нефелиновых сиенитов произошло еще в верхнем эоцене, но позже излияния щелочных эффузивов, которые ими прорываются.

Возраст щелочных интрузивов по отношению ко всем другим интрузивам и, прежде всего, к гранодиорито-монцитовому комплексу определяется на основании следующих фактов:

- 1) среди сиенитов северного склона Памбака, дайки которых прорезают, как уже сказано выше, порфировидные граниты Гильютского массива, встречены дайки щелочных

сиенитов (северный отрог Памбака в 1 км от вершины хребта).

2) дайки щелочных сиенитов прорезают порфировидные граниты (дорога Гамзачиман-Архошан).

3) южный интрузив нефелиновых и щелочных сиенитов прорывает Цахкашатский интрузив кварцевых диоритов, давая соответствующий эндоконтактовый ореол.

Приведенные данные показывают, что внедрение щелочных и нефелиновых сиенитов происходило в более позднее время, чем внедрение интрузий кварцево-диоритового, гранодиоритового и монцонитового состава, а также порфировидных гранитов и сиенитов.

Тежсарский (Центральный) интрузив

Общие данные. Тежсарский интрузив занимает центральное положение среди других интрузий щелочного комплекса. Он расположен в наиболее высокогорной части Памбакского хребта, слагая вершины: Тежсар (3109), Халхал Западную (3058,8), Кер-оглы (2873,4) и Кор-оглы (2936,4) и верховья рек Уляшик и Тежсар. Таким образом, он преимущественно расположен на южных склонах хребта и только в незначительной мере захватывает северные его склоны в районе правых истоков рч. Ванадзор и особенно р. Лермонтовской (исток р. Акстев).

Размеры интрузива составляют 43,81 км², а с вычетом участка сохранившейся на нем „покрышки“ прорванных им пород 39,9 км².

Конфигурация интрузива эллипсоидальная с небольшими выступами и вогнутостями, часть которых может быть объяснена тектоническими причинами. Сохранившийся от размыва участок кровли вмещающих пород, слагает вершину Короглинского отрога и верховье рч. Тежсар. Обнаружение его на разных высотах, дающих превышение около 250—280 м, по-видимому, указывает на то, что поверхность интрузива была неровной.

Описываемый интрузив прорывает мощную эоценовую вулканогенную толщу Памбака, состоящую здесь почти исключительно из щелочных представителей: ортофинов, их туфов и туфобрекчий, эпилейцитовых порфинов и их туфов,

туффов, трахиандезитов и др.

Отношение к тектоническим элементам района. В тектоническом отношении рассматриваемый комплекс и его центральный массив приурочен к синклинальному прогибу, ось которого совпадает с осью хребта, но распространяется более в сторону южного его крыла, усложненного дополнительной складчатостью. У гг. Маймех и Дебахли намечается вторая более второстепенная синклиналь.

О тектоническом строении участка, прорываемого Тежсарским интрузивом, можно судить по залеганию свиты туффов. Залегание их чаще довольно пологое, варьирующее в пределах от 5 и до 35°. Более крутое залегание наблюдается лишь у северных контактов (до 40°, а в одном случае и до 80°), а также и к югу, но дальше от интрузива. Так, падение пород под углом 40—60° наблюдалось несколько севернее с. Кара-кала и северо-восточнее с. Дада-кишлаг.

Все наблюдавшиеся элементы залегания вмещающих пород показаны на структурной карточке (рис. 28) Тежсарского интрузива.

Из приведенных данных можно заключить, что рассматриваемый комплекс находится в складчатой зоне Армении, причем в той области, где преимущественно развиты лишь пологие изгибы вулканогенной толщи. Вместе с тем можно отметить, что падение вмещающих пород наблюдается преимущественно в сторону интрузива. Кроме того, не усматривается никакого усложнения складчатости в непосредственно прилегающих к массиву участках, что указывает, очевидно, на отсутствие заметного механического воздействия на породы со стороны самого интрузива, хотя внедрение его, как мы увидим дальше, происходило, вероятно, в условиях некоторых тектонических напряжений.

Рассматриваемый массив находится севернее крупных разрывов СЗ-го направления, которые проходят дальше по одну и другую сторону от него. Одна из ветвей крупного Сарыкаинского разлома, отходящая от него к западу в верховьях Галаварской речки, очевидно, прорвана Маймехским интрузивом и до Тежсарского массива не доходит.

Уляшиковский сброс СВ направления, перемещающий к СВ всю толщу верхнего мела, пересекает, по всей вероятности, и рассматриваемый интрузив. Однако резкий уступоподобный изгиб его южного контакта у р. Уляшик с вогнутостью восточной части его, обращенной к югу, а также изгиб северного контакта несколько восточнее г. В. Халхал с выпиранием той же восточной части к северу можно объяснить не пересечением Уляшикским сбросом самого интрузива, а внедрением интрузии после сброса и приспособлением интрузива к данному разрыву. Об этом говорит отсутствие следов СВ нарушений и трещин в теле интрузива (см. карточку внутреннего строения интрузива). Ряд родников на левом берегу речки, вдоль данного сброса совпадающих с направлением последнего, а также трещин у северной оконечности массива у Лермонтовского перевала, сопровождающихся зеркалами скольжения, можно объяснить повторными подвижками вдоль этого нарушения.

Контакты. Тежсарский интрузив, как никакой другой, имеет большое количество обнаженных и доступных для изучения непосредственных контактов. Последние нами изучались в участках, относящихся почти ко всей периферии интрузива, причем в ряде участков они могли быть прослежены и закартированы на многие десятки и сотни метров.

Прежде всего необходимо отметить, что контакты интрузива с прорываемыми им породами вулканогенной толщи являются, как правило, резкими (рис. 15, 16) хотя и не всегда легко распознаваемыми, вследствие интенсивного контактового воздействия интрузии и образования несколько похожих по наружному виду на породы интрузии гибридных пород.

В редких случаях контакты бывают менее резкими, вследствие наблюдающихся иногда явлений мигматизации, что наблюдалось у Маймехского цирка (рис. 17).

Изучение контактов показало, что все они являются крутыми, но с довольно широким пределом колебаний угла падения от 45° до 90° . Лишь для одного из участков т. н. Северной Зубчатки отмечено падение контакта под углом 18° . Направление падения контактов в большинстве случаев от интрузивов, т. е. с расширением его книзу, и лишь в

редких случаях к интрузиву, но при крутых, близких к вертикальному углах падения. Падение контакта по направлению к интрузиву наблюдалось лишь у г. В. Халхал при угле 65° и в южной части по р. Тежсар, где падение контакта отмечалось под углом в 75° . Во всех остальных случаях падение контактов было от интрузивов.



Рис. 15. Резкий контакт нефелиновых сиенитов и ортофиров.

Характерной особенностью контактов является их извилистый характер с наличием довольно резких, но мелких уступов и изгибов, не меняющих общую конфигурацию массива (рис. 18). Такая извилистость отмечена не только по простиранию, но в ряде случаев и по падению. Помимо того, кроме уступов и изгибов контакта, интрузив нередко дает и апофизы в боковые породы в виде единичных жил или целой сети.

Особенно хорошо обнаружены северные контакты интрузива. Резкий и довольно прямолинейный контакт у западного края Зубчатки имеет простирание СВ 40° , падение — на СЗ под углом 60° . От интрузива в прорываемые им туфы, превращенные у контакта в роговики, отходят мелкие разнообразно ориентированные жилки. В эндоконтактной

зоне заметно обогащение породы нефелином и меланитом, причем ширина этой зоны составляет около 15 м.

Следующий детально изученный участок контакта в восточной части того же цирка имеет простирание СЗ 340° , падение—СВ под углом 18° . Эндоконтактовая зона выражена также как и в предыдущем участке, но здесь отмечаются выделения флюорита, иногда обильные. Кроме того, отмечена слабая сланцеватость, распространяющаяся также и на

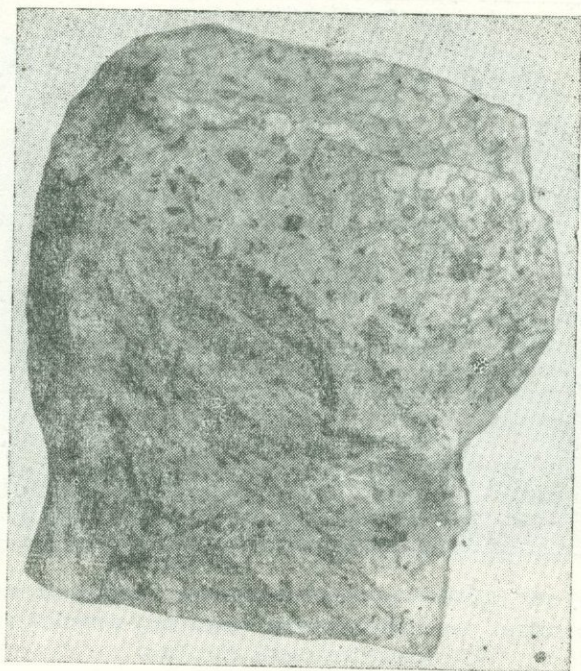


Рис. 16. Деталь резкого контакта щелочного сиенита и ороговикованного туфа. В самом контакте видна вкрапленность меланита. Нат. велич.

роговики. Несколько далее к востоку направление контакта меняется на СВ 70° с падением на СЗ $\angle 36^\circ$. Интрузив прорывает туфобрекчии, давая у контакта полосу роговиков шириной в несколько десятков метров.

В интрузиве у контакта наблюдается ясная полосчатость, с чередованием от контакта: 1) мелкозернистого нефелинового сиенита; 2) нефелинового сиенита с крупными

выделениями нефелина и полевого шпата; 3) нефелинового сиенита, обогащенного ориентированно расположенными удлиненными кристаллами щелочной роговой обманки (гастингсита) и меланита. Ширина полос составляет от 7—8 до 40 см.

В этом же участке от интрузива отходят отмеченные уже выше апофизы, мощность которых доходит до 2 м.

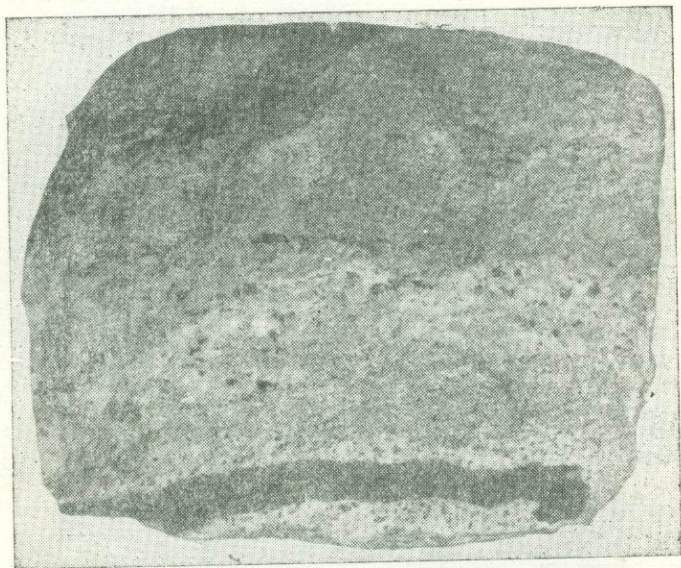


Рис. 17. Контакт щелочных сиенитов и ороговикованных туфогенных пород. В щелочных сиенитах у контакта видна жилка меланита. Нат. вел.

Далее на восток простирание контакта делается широтным с падением к северу под углом 70° , выдерживающимся на протяжении более 100 м. Здесь интересно отметить, что параллельно главному контакту протягивается дайка нефелинового сиенита мощностью около 4—5 м с крутым падением к северу. Вмещающими породами являются туфы ортофира.

В 0,5 км к западу от г. В. Халхал направление контакта составляет СЗ 285° , падение на СВ $\angle 60-65^\circ$. В эндо-контактной зоне наблюдается довольно широкая, в не-

сколько метров полоса узловатых псевдолейцитовых сиенитов, которая, однако, проходит не в самом контакте, а обычно на некотором (в 2—8 м) от него расстоянии. Простираание полосы почти параллельно контакту. Контактирующие с интрузивом породы представлены черными роговиками, обладающими у контакта полосчатостью направления СВ 20° с падением на ЮВ 40° . Направление полосчатости образует с направлением контакта угол около 50° .

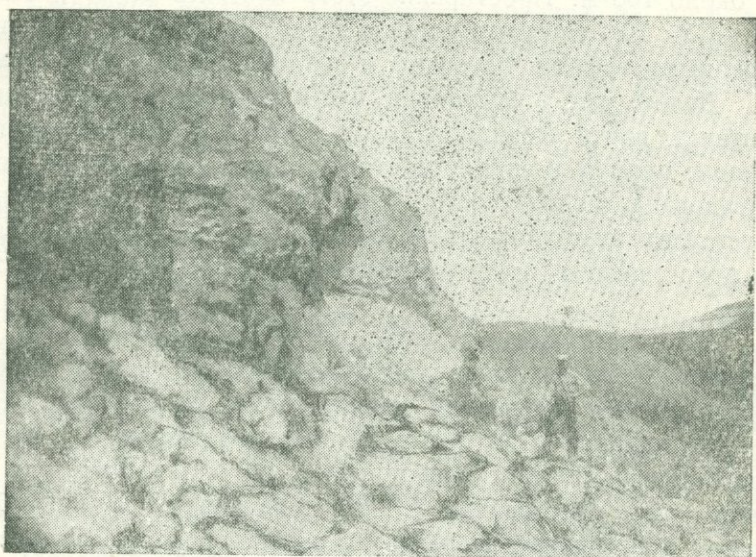


Рис. 18. Контакт нефелиновых сиенитов. Виден уступообразный изгиб контакта

На юго-восточном склоне г. В. Халхал простираание контакта составляет СЗ 300° , падение—на ЮЗ, т. е. уже к интрузиву $\angle 65\text{—}70^\circ$. Контактирующие породы—ороговикованные ортофиры. В эндоконтактовой зоне также отмечается полоса узловатых псевдолейцитовых сиенитов.

Далее на Лермонтовском перевале и выступе интрузива на северном склоне хребта контакты не видны. На северных отрогах, отделяющих истоки Кироваканской и Лермонтовской речек, расстояние между выходами нефелиновых сиенитов и темных роговиков весьма небольшое

(0,8—4 м), что указывает на наличие и здесь резких контактов с вмещающими породами.

Контакты с мелкозернистыми щелочными сиенитами в верховьях Лермонтовской речки и в начале Гильютского отрога закрыты осыпями и наносами. В северо-восточной части интрузива отмечены апофизы в северо-восточном направлении, причем на вершине Памбака наблюдался резкий контакт такого дайкообразного апофиза, имеющего ширину около 100 м. Простираие этого контакта СВ 30° , падение—СЗ 70° . Боковые породы здесь представлены ороговикоманскими туфами ортофира и эпидейцитовыми порфирами.

Далее, уже в восточной части интрузива направление контакта почти меридиональное с почти вертикальным падением, причем в эндоконтактовой зоне здесь также констатирована полосчатость, выражающаяся в удлиненных кристаллах щелочной роговой обманки. Вмещающие породы представлены ороговикоманскими ортофирами и их туфами.

Юго-восточные контакты интрузива изучались по р. Тежагет. Один из них, наблюдающийся на правом берегу левого притока названной речки, имеет простираие СВ— $35-40^\circ$, падение—ЮВ при угле примерно равном 75° . Далее к юго-западу контакт поворачивает по р. Тежагет, где он имеет уже простираие СВ 50° с падением на ЮВ 50° , причем простираие контакта на правом берегу составляет СВ 70° , а на левом—СВ 35° . В краевой части интрузива полосчатость также хорошо выражена как по расположению резко удлиненных кристаллов щелочной роговой обманки и полевого шпата, так и по скоплениям меланита, причем она направлена здесь под углом к контакту. Ее простираие в левом борту р. Тежагет—СЗ 330° , падение—СВ 18° . Контактирующими породами здесь являются туфобрекчии.

Южные контакты интрузива особенно хорошо видны на гг. Кор-оглы и Кер-оглы, а также и в соседних с ними участках. Простираие контакта на самой вершине г. Кор-оглы СЗ 300° , падение—ЮВ 42° . В экзоконтактовой зоне значительно развиты гибридные породы, по наружному виду иногда мало отличающиеся от нефелиновых сиенитов. Тем не менее контакты интрузива всегда резкие и различимые. Кон-

тактирующими породами здесь являются эпидейцитовые порфиры, почти нацело превращенные в „очковые“ нефелиновые роговики. Контакт на г. Кер-оглы очень неровный и имеет общее простирание СВ 330—340°, падение—ЮЗ $\angle$ 60—70°. У контакта обогащения нефелином не заметно. Пересекая интрузив и контактирующие роговики, у контакта проходят жилки, состоящие почти целиком из меланита. Простирание их широтное, падение—на север $\angle$ 15°.

Строение массива. Строение интрузива не представляется однородным. Неоднородность прежде всего выражается в концентрическом расположении пород различного петрографического состава. Кроме эндоконтактных зон, отмеченных уже выше, и в периферических, и в центральных частях массива наблюдаются существенные вариации его состава, часто различимые по наружному виду. Обильное количество жильных пород, рассекающих массив, шлиров и местами ксенолитов делает строение его еще более неоднородным. Относя рассмотрение жильных пород и внутренней структуры в особый раздел, мы в настоящей главе дадим общую характеристику массива с точки зрения распределения отдельных разностей слагающих его пород. Из таковых можно выделить: 1) нефелиновые сиениты крупно- и среднезернистые; 2) щелочные сиениты; 3) порфировидные разности щелочных сиенитов; 4) псевдолейцитовые сиениты.

Все выделенные породы связаны между собой совершенно постепенными переходами и представляют одновременные в смысле геологического возраста образования. Нефелиновые сиениты широко распространены не только в периферических частях интрузива, но и заходят в центральные его части. В общем их развитие довольно широкое, особенно по периферии массива.

Псевдолейцитовые сиениты отчетливо приурочены только к краевым частям интрузива (рис. 19, 20), что ясно видно на карте, отражающую внутреннюю структуру. Никаких участков развития этих пород внутри массива не обнаружено. Заслуживает внимания также тот факт, что полосы псевдолейцитовых сиенитов располагаются не в самом контакте, а в некотором удалении от них на 2—8 м. Интересно отметить, что распространение этих пород особенно подчерки-

вает концентрически зональную структуру массива и всего комплекса.

Наиболее значительные участки этих пород выявлены у северного контакта от Зубчатки до г. В. Халхал, а также у южной, у гг. Кер-оглы и Кор-оглы, и восточной краевой части массива.

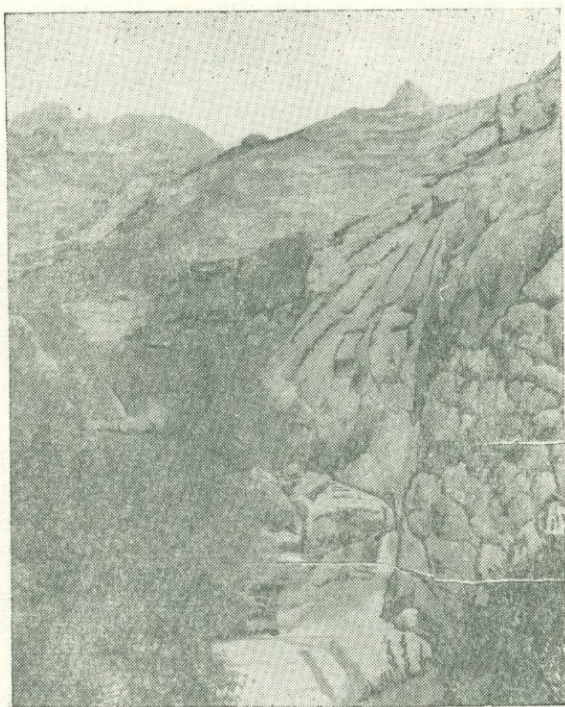


Рис. 19. Псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты у вершины Памбака. Тежсарский массив.

Щелочные сиениты распространены еще более широко и приурочены преимущественно к средним частям массива. Они широко наблюдаются по р. Тежагет и в несколько меньшей мере по р. Уляшик и ее притокам (рис. 21). Порфировидные разности щелочных сиенитов отмечены лишь в отдельных, но тоже довольно значительных по размерам участках по правому среднему притоку р. Уляшик и на Короглинском отроге у конца „покрышки“.

О других особенностях краевых зон уже сказано выше при описании контактов. Ширина их различная — от десяти до сотен метров. Здесь часто заметно обогащение нефелином. Наряду с нефелином, в отдельных участках замечается обогащение породы щелочной роговой обманкой, а также меланитом и иногда флюоритом. Ксенолиты в интрузиве довольно часты, и в отдельных участках они имеют особенно широкое распространение.

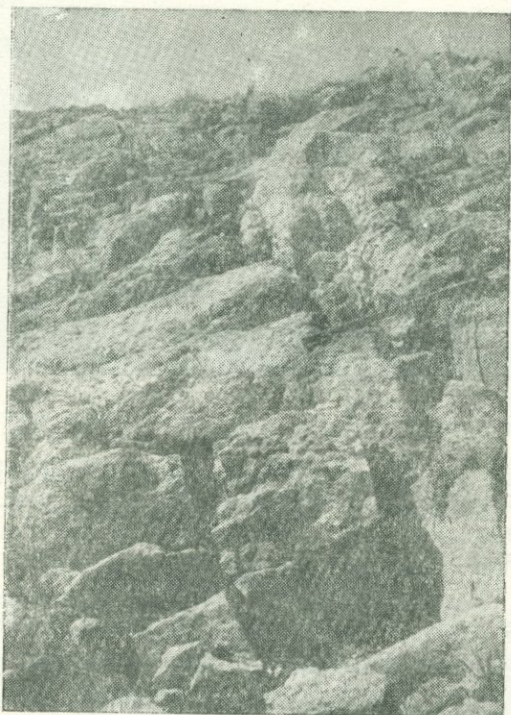


Рис. 20. Псевдолейцитовые сиениты.

Вполне отчетливо намечается полоса ксенолитов, проходящая в северо-восточном направлении через правые притоки р. Уляшик в северо-западной части массива, где ксенолиты достигают огромных размеров. Другой участок сосредоточения ксенолитов намечается несколько восточнее г. Вост. Халхал. В распределении ксенолитов приуроченности их только к периферической части интрузива не отме-

чается. Состав ксенолитов — сиенитизированные эффузивы; в одном случае выявлен ксенолит основной породы.

В распределении жильных пород также трудно усмотреть определенную закономерность. Сгущенность жильных

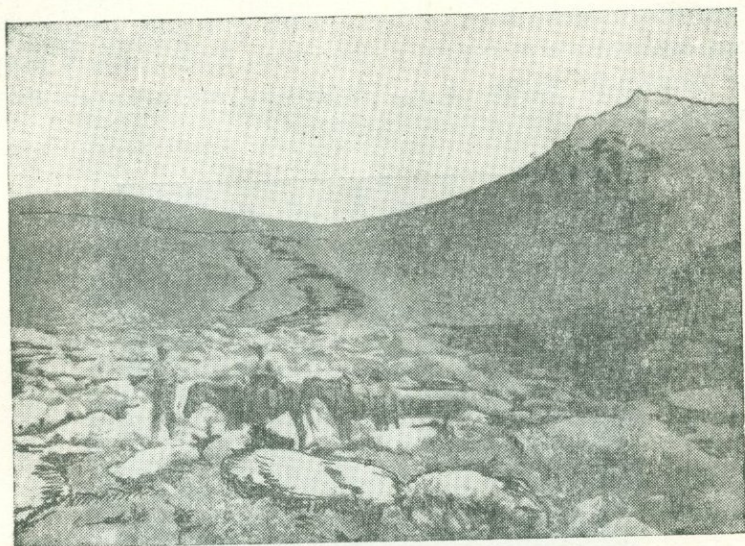


Рис. 21. Щелочные сиениты у Уляшиковского перевала.

пород отмечена по р. Уляшик вблизи южного контакта интрузива, восточнее г. Вост. Халхал вблизи северного контакта и др.

Маймехский интрузив

Маймехский интрузив расположен в 1—1½ км от северо-западной оконечности Тежсарского массива. Южная часть интрузива обнажается на южном склоне Памбакского хребта, выступая в истоках руч. Кемадзор, но главная его часть расположена уже на северном склоне несколько восточнее г. Маймех в верховьях р. Ванадзор. Вместе с этим интрузивом мы рассматриваем дайкообразное тело, расположенное в непосредственном соседстве у его северной оконечности.

Конфигурация Маймехского интрузива довольно сложная. В южной части он несколько вытянут в меридиональном направлении, но расширяясь на восточном склоне

г. Маймех, он поворачивает к востоку, меняя свое направление на широтное. Западная его граница является неровной с двумя выпуклостями и вогнутостью между ними, северная, которой сопутствует упомянутая выше дайкообразная интрузия, является широтной и довольно ровной. Восточная часть интрузива заканчивается двумя зубцеобразными выступами, юго-восточная является вогнутой в сторону Тежсарского интрузива и, наконец, южная часть скрыта среди наносов, соединяясь, по-видимому, с Кемадзорским интрузивом.

Площадь интрузива составляет 6,78 км². Интрузив прорывает ту же вулканогенную толщу, что и Тежсарский интрузив, но среди нее лейцитсодержащие эффузивы или туфы не обнаружены, если не считать дайки эпилейцитовых порфиров, проходящей восточнее. Кроме того, среди вулканогенной толщи в этом участке приобретают известное значение уже порфириты и ортофиры, распространенные на вершинах г. Маймех, а также на Тандзутском отроге.

В тектоническом отношении Маймехский интрузив находится в тех же условиях, что и Тежсарский интрузив. Однако никаких сбросов, секущих его, в нем не отмечено. Наоборот, форма его, выражающаяся в широтном его удлинении и апофизах в его восточной части, а также форма и направление сопровождающей его дайкообразной интрузии, объясняется, по-видимому, приуроченностью к серии трещин и разломов этого же направления. Эта морфологическая особенность интрузива, выражающаяся в склонности посылать от себя апофизы в боковые породы, является, как мы увидим далее, весьма характерной почти для всех окружающих Тежсарский массив интрузивов, как, впрочем, и для этого массива.

Контакты Маймехского интрузива обнажены недостаточно. Все контакты с западной, южной и юго-восточной стороны интрузива скрыты наносами и осыпями. Лишь с северной стороны наблюдаются близко расположенные выходы пород интрузий и роговиков, указывающие на резкие и, по-видимому, крутые контакты между ними.

Петрографический состав интрузива неоднороден. Наряду со щелочными и нефелиновыми сиенитами здесь у вер-

шины Памбака отмечены и монцониты. Переход от щелочных сиенитов к нефелиновым постепенный. О переходе к монцонитам, вследствие развития осыпей и наносов, судить трудно, но по косвенным данным вероятен их более поздний возраст (см. ниже).

Преобладающее распространение в рассматриваемом массиве имеют щелочные сиениты, к каковым близок и средний валовой его состав. Нефелиновые сиениты слагают южную часть интрузива, выступающего в верховьях руч. Кемадзор-дараси, у Маймехского перевала, а также у северной и северо-восточной его периферии вблизи Хндзорутской кочевки.

В дайкообразном теле нефелиновые сиениты отмечены в восточной части, в то время как средняя и западная часть представлены щелочными сиенитами.

Краевые фации Маймехского интрузива там, где можно было наблюдать приконтактные его части, выражены слабо. Нами не наблюдалось ни параллельных текстур, ни обогащения щелочной роговой обманкой и меланитом, ни каких-либо других изменений пород эндоконтактного характера, исключая заметного в некоторых, но немногих участках обогащения нефелином.

Кемадзорский интрузив

Кемадзорский интрузив является как бы продолжением Маймехского далее к югу, и, по-видимому, составляет с ним одно целое. Он весь расположен на южном склоне Памбакского хребта, выступая по руч. Кемадзор (левый приток Мисханской речки) и заходя южной оконечностью на возвышенное плато Алтун-тахт, где он перекрыт молодыми андезитовыми лавами.

Конфигурация этого интрузива еще более прихотлива, вследствие ряда апофиз, которые отходят от интрузива к северу, а также вследствие отдельных покровов лав, располагающихся на нем, один — в виде языка и другой — в виде выступа, захватывающих восточную его часть.

На продолжении северных апофиз интрузива, далее на южном склоне г. Маймех имеются небольшие изолированные дайкообразные тела состава монцонита.

Площадь рассматриваемого интрузива составляет 3,25 км². В северной и западной части интрузив прорывает нижние горизонты вулканогенной толщи нижнего эоцена, а также часть известняковой толщи сенонского возраста, давая в контакте с нею полосу гранатовых и скаполитовых скарнов, с небольшими скоплениями магнетита и вкрапленностью халькопирита. Среди вулканогенных пород существенную роль играют кислые разности и туффы, содержащие большое количество кварца. Рассматриваемый интрузив находится в северо-восточном крыле Мисхано-Арзаканского антиклинала и притом в той его части, которая интенсивно разбита продольными нарушениями. Весьма важным является факт прорыва интрузивом восточной ветви Сарыкаинского надвига, которая отделяет узкую полосу сенона от выжатого кверху клина палеогеновой вулканогенной толщи. Никаких следов катаклаза в этом участке в интрузиве не отмечено.

Южный интрузив

Южный интрузив огибает Тежсарский массив с юга, как бы являясь продолжением к югу Кемадзорского интрузива, от которого он отделен лишь покровом лав Алтунтахта. От южной оконечности Тежсарского массива его северная граница проходит на расстоянии всего 1—2 км, следуя овалу этого массива, но далее к северо-востоку, обнаруживая тенденцию уклонения от него. Описываемый интрузив имеет вид широкой дугообразно изгибающейся полосы, разветвляющейся к северо-востоку на два дайкообразных интрузива. На простирации их далее к северо-востоку наблюдаются две дайки, проходящие юго-восточнее г. Аркашен (Архошан) в северо-восточном направлении, причем более крупная достигает вершины Памбакского хребта восточнее Меградзорского (Тайчарухского) перевала. Площадь интрузива составляет 3,54 км². Длина дайкообразной интрузии г. Тая-кар составляет более 4 км при мощности от нескольких десятков до ста метров.

Данный интрузив прорывает вулканогенную толщу эоцена, а у с. Уляшик и смещенную часть известняков сенона с образованием здесь значительной площади гранатовых

скарнов. Вулканогенная толща выражена преимущественно ортофирами, их туфами, туфобрекчиями и туффитами.

В тектоническом отношении интрузив приурочен к той части северо-восточного крыла Мисхано-Арзаканского антиклинала, которая, испытывая второстепенную складчатость, далее переходит в пологое южное крыло Памбакской синклинали. Проходящие вблизи крупные нарушения северо-западного или широтного направления, Сарыкаинский разрыв с юго-запада, Анкаванский — с юга, интрузива не затрагивают. Уляшиковский сброс, проходящий вдоль р. Уляшик, смещает и южный интрузив.

Северные контакты интрузива там, где они нами наблюдались, являются резкими и имеют падение к северу, в общем согласное с общим падением пород. В северо-восточной, а также и в западной части интрузива падение его круче падения пород. Дайкообразное тело г. Тая-кар сечет породы вулканогенной толщи под косым углом. Южные контакты интрузива почти везде скрыты наносами, но по характеру краевых частей его там, где он контактирует с Цахкшатским интрузивом гранодиоритов, ясно видно, что внедрение его произошло позже последнего. На Короглинском отроге, отходящем от г. Кор-оглы к с. Меградзор, у южного контакта хорошо выражена полосчатость крупнозернистых щелочных сиенитов с неправильными прослойками шириной в 1—20 см, более мелкозернистых. Прослойки часто изгибаются, разветвляются и выклиниваются, но в общем параллельны контакту. Общее простирание их СЗ 290°, падение—СВ 20°/65—70°.

Чрезвычайно интересным и важным является факт перемежаемости интрузива в средней его части с породами вулканогенной толщи с образованием в данном интрузиве узких ксенолитов. Падение контактов интрузива в этом участке также согласное с залеганием вулканогенных пород. Эти факты показывают, что внедрение магмы имело на данном участке характер крупных послойных инъекций.

Рассматриваемый интрузив сложен преимущественно щелочными сиенитами. Нефелиновые сиениты в нем встречаются редко. Изменение состава интрузива имеет место, главным образом, в направлении с запада, где распростра-

нены крупнозернистые серые породы, на восток, где преобладают розоватые иногда порфировидные разности. Мелкие ксенолиты имеют лишь ограниченное распространение.

Тандзутский интрузив

Этот интрузив расположен в 2--3 км к северу от контакта Тежсарского интрузива, выступая на левом берегу Тандзутской (Кироваканской) речки. В отличие от многих других интрузивов он вытянут в северо-восточном направлении, хотя действительной конфигурации его мы не знаем, так как с севера и востока он скрыт наносами. С западной и южной стороны интрузив имеет неровные очертания. Общая площадь составляет лишь 0,85 км².

Интрузив прорывает вулканогенную толщу эоцена, представленную здесь преимущественно порфиритами и в меньшей мере их туфами. В тектоническом отношении находится в северном крыле Памбакской пологой синклинали, переходящей далее к северу в Лермонтовскую антиклиналь. Контакты интрузива почти со всех сторон скрыты наносами, и лишь в южной части в левом борту небольшого левого притока р. Тандзут наблюдался резкий и непосредственный контакт интрузива с порфиритами. Простираание его в этом месте—ССВ-е 06°, падение—ЮВ $\angle 70-80^\circ$. Это простираание совпадает с направлением восточных апофиз Анкаванского интрузива, так что и в этом интрузиве мы видим ту же склонность давать апофизы во вмещающие породы.

Тандзутский интрузив сложен преимущественно нефелиновыми и щелочными сиенитами. Краевых зон и других особенностей в его строении нами не отмечено, что, может быть, объясняется его слабой обнаженностью, выражающейся фактически лишь несколькими (3—4-х) обнажениями.

Бундукский интрузив

Бундукский интрузив расположен уже к северу от р. Акстев, т. е. в некотором удалении от сосредоточения главных интрузий щелочного комплекса. Отнесение его к последнему основано, во-первых, на сходстве состава породы, во-вторых, на более молодом, чем кварцевые диориты,

возрасте этого интрузива. Этим обуславливается некоторая условность в отнесении этого интрузива к тому же возрасту, что и остальных интрузивов данного комплекса, и не исключается возможность, что внедрение его имело место несколько позже. Он слагает южные и западные склоны г. Бундук и протягивается длинной полосой далее к западу, доходя до долины р. Актев несколько выше с. Гамзачиман. Нигде на правобережье этой реки никаких признаков этого интрузива мы не наблюдали.

У г. Бундук интрузив расширяется до 1,5 км и затем снова делается уже и быстро заканчивается на юго-восточном склоне той же горы. Таким образом, он резко вытянут почти в широтном направлении, имея форму, приближающуюся к дайкообразной. Площадь всего интрузива составляет 4,09 км². Он прорезает вулканогенную толщу, представленную туфобрекчиями, туфами и кварц-содержащими туффитами, а также и порфиритами. Интрузив проходит в промежутке между Дилижанской зоной разломов с севера и Фиолетовским разломом с юга, причем, несмотря на близость к ним, следов катаклаза в нем не заметно. Отсюда можно заключить, что он моложе их. Непосредственное отношение его к гранодиорито-монцититовому комплексу выражается тем, что дайка щелочных сиенитов пересекает небольшой сателлит Базумского интрузива у руч. Хатаги-дзор.

Контакты интрузива наблюдались лишь для его узкой части. В его южной части по руч. Почта-дзор и соседним с ним вдоль контакта проходит зона милонитизации шириной в 0,5—1 м. Простирание зоны СВ 75° до широтного, падение—на север под углом 80—85°.

Интрузив сложен в своей главной Бундукской части серыми довольно крупнозернистыми щелочными сиенитами, а в узкой дайкообразной части—нормальными сиенитами. Взаимоотношение этих пород характеризуется постепенным переходом их друг в друга.

Кроме всех интрузивов, рассмотренных выше, в данном комплексе, при картировании отмечен ряд других более мелких, размер которых иногда выражается всего в несколько десятков кв. м. Такие интрузивы отмечены у Кироваканского перевала среди сенонских известняков, чем объясня-

ется, между прочим, мраморизация последних в этом участке, у подножья северного склона г. В Халхал, к северу от г. Тежсар, у Аркашенского перевала две — на южном склоне г. Маймех и три несколько более крупных на левобережье рч. Блдан на участке между р. Хатаги-дзор и монастырем.

Они имеют состав щелочных сиенитов, щелочных сиенит-порфиров, нордмаркитов, иногда эссекситов, тефритов или монцонитов, причем некоторые из них имеют дайкообразную форму (на южном склоне г. Маймех).

Внедрение мелких интрузий указанного состава произошло, по-видимому, несколько позже, чем главных щелочных интрузий. В пользу этого предположения говорит не только различие в составе пород, но и факт наличия подобных пород среди пород „покрышки“ Тежсарского интрузива и их еще более свежий облик.

Петрография пород щелочного комплекса. Памбакский щелочной комплекс состоит из довольно разнообразных в петрографическом отношении типов пород, причем эти последние нередко встречаются в одних и тех же интрузиях. Из описания отдельных интрузивов следует, что наиболее распространенными типами пород являются щелочные и нефелиновые сиениты. Кроме них встречены и ниже описываются анальцимовые сиениты, псевдолейцитовые сиениты, псевдолейцитовые порфиры, а также некоторые разновидности нефелиновых сиенитов и жильные породы.

Нефелиновые и щелочные сиениты Тежсарского и других интрузивов. Нефелиновые и щелочные сиениты, слагающие Тежсарский (Центральный), а также Маймехский, Кемдарасинский, Южный и Тандзутский интрузивы, которые, как указано выше, можно рассматривать как однокольцевой интрузив, представляют собой породы несколько различного облика как в отношении текстурных признаков, так и в отношении цвета или оттенков породы, характера и количества выделений минеральных компонентов и т. п.

В Тежсарском, а также и в других интрузивах щелочного комплекса нет возможности рассматривать отдельно нефелиновые и щелочные сиениты. Эти породы связаны

между собой теснейшим образом, давая, с одной стороны, постепенные переходы, а с другой, выражаясь почти одинаковыми разновидностями и различаясь только количественными отношениями нефелина.

Наиболее обычной разновидностью, относящейся преимущественно к средним частям интрузивов, являются так называемые „гранитоидные“ сиениты. Это светло-серые средне- до крупнозернистых с равномерным или неравномерным распределением отдельных минеральных компонентов породы массивного сложения со средней крупностью зерна в 4—7 мм. В общей преобладающей светло-серой полевошпатовой массе резко выделяются довольно редко разбросанные зерна почти черной щелочной роговой обманки, разной величины от миллиметра и меньше и до 6—7 мм. Зерна ее, имеющие часто кристаллическую удлиненно-призматическую форму, склонны образовывать сгущенные скопления или кучки величиной до 1 см. В нефелиновых сиенитах нефелин нежно-розового, розового или желтоватого цвета распределен обычно довольно равномерно в виде зерен размером от 1 до 3 мм иногда, присутствует в большем количестве нежели амфибол. Очень часто он превращен в светлые белые или розоватые мучнистые пятнышки, состоящие из цеолитов и канкринита. В щелочных сиенитах выделений его не заметно. Из других минеральных компонентов иногда различим меланит и почти всегда в мелких редких выделениях можно наблюдать и сфен.

Можно также выделить тип нефелиновых и щелочных сиенитов с субпараллельным расположением кристаллов полевого шпата, среди которых наблюдаются кристаллы амфибола, а для нефелиновых сиенитов и мелкие зерна нефелина. Нередко выделения нефелина невооруженным глазом почти не распознаваемы, но наблюдающиеся белые оспинки указывают на его присутствие. Размер зерен этой разновидности больше, чем мелкозернистых нефелиновых сиенитов, но несколько меньше, чем крупнозернистых разновидностей, отмеченных выше. Это так называемые трахитоидные щелочные и нефелиновые сиениты.

Следующей разновидностью нефелиновых сиенитов являются серые с красными пятнами породы гораздо более тем-

ноцветные, чем породы первой разновидности. Они распространены преимущественно у северной периферии выступа Тежсарского массива. Это также средне- или крупнозернистые породы массивного, но неоднородного сложения, иногда с намечающейся трахитоидностью. Основную часть породы составляет полевошпатовая масса, состоящая из довольно крупных (до 0,5—1,5 см) кристаллов часто несколько удлиненной формы серого до темно-серого цвета. Среди них разбросан как бы в виде неправильных разнообразной формы до 0,6 см красных пятен обильный нефелин. Цветной компонент в меньшем, чем нефелин количестве распределен неравномерно в неправильных формах. В породе наблюдаются также редкие и мелкие зернышки сфена.

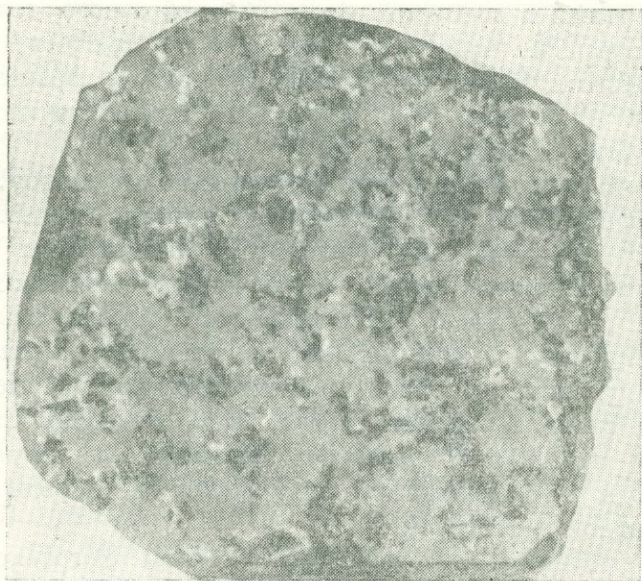


Рис. 22. Щелочной сиенит. Нат. величина.

Значительное развитие имеет также разновидность порфировидных разностей как нефелиновых, так и щелочных сиенитов (рис. 22). Это серые с крупными до 1,5—2 см выделениями серого, более темных оттенков полевого шпата обычно несколько удлиненной формы, заключенными среди мелкозернистой массы, состоящей из полевого шпата, щелочной роговой обманки, а для нефелиновых сиенитов и не-

фелина. Чрезвычайно характерна склонность роговой обманки давать розеткоподобные скопления. Размер зерна этой массы значительно меньше такового же для первой разновидности и составляет 1—3 мм. Такие нефелиновые и щелочные сиениты распространены на отроге Кор-оглы у южного края остатка кровли, у г. Тежсар и по правым ручьям р. Уляшик.

К особой разновидности можно отнести мелкозернистые до плотных довольно равномерного сложения нефелиновые сиениты со средней величиной зерна 1—2 мм. Они распространены в некоторых краевых частях Тежсарского массива и в участках с выраженной полосчатостью, где эти разности составляют иногда отдельные полосы. Они встречаются также в восточной части дайкообразного тела, сопровождающей Маймехский интрузив, а также в отдельных участках других интрузивов. По цвету и характеру выделений эти породы не отличаются от соответствующих пород первой разновидности.

Особая разность пород, обогащенная нефелином, имеющая значительное распространение в краевых частях Тежсарского интрузива, при ближайшем рассмотрении оказывается по существу почти всегда псевдолейцитовыми сиенитами, почему она и рассматривается нами отдельно.

Структура нефелиновых и щелочных сиенитов. С точки зрения структурных особенностей нефелиновые и щелочные сиениты Памбака могут быть разделены на 3 основных группы: 1) породы с гранитоидной структурой; 2) породы с трахитоидной структурой и 3) породы с порфировидной структурой.

Нефелиновые и щелочные сиениты с гранитоидной структурой являются наиболее широко распространенными, но и две других группы имеют также широкое развитие. Гранитоидная структура выражается в наличии относительного идиоморфизма цветного минерала над плагиоклазом и этого последнего над кали-натровым полевым шпатом. Нефелин наблюдается как в идиоморфных, так и в ксеноморфных по отношению к кали-натровому полевому шпату образованиях, причем обе его разновидности нередко присутствуют в одном и том же шлифе.

Почти всегда присутствующий сфен является и идиоморфным, и ксеноморфным. Идиоморфизм плагиоклаза наблюдается лишь в отношении обособленных его зерен. Одновременно наблюдаются и пертитовые вросстки его в кали-натровом полевом шпате, которые в количественном отношении преобладают.

Роговая обманка образует удлиненно-призматические кристаллы или неправильные зерна. О склонности ее образовывать небольшие скопления сказано выше. Кали-натровый полевой шпат образует крупные неправильные или иногда удлиненного габитуса зерна. Развитие последних намечает переход к трахитоидной структуре.

Трахитоидная структура в нефелиновых и щелочных сиенитах распространена довольно широко, но несколько меньше, чем первая. Она выражена в субпараллельном расположении резко удлинённых, иногда лейстообразных кристаллов полевого шпата. Щелочная роговая обманка проявлена также, как и при гранитоидных структурах, исключая разности с параллельной ориентировкой, свойственные для краевых частей Тежсарского интрузива. Для этих разностей размеры отдельных кристаллов имеют иногда весьма значительную величину, достигая нескольких сантиметров.

Порфировидная структура выражается в крупных порфировидных выделениях кали-натрового полевого шпата, достигающих, как уже сказано выше, значительной величины до 1—2 см при крупности зерна основной массы в 0,6—3 мм. О распределении этих структур сказано выше.

Минеральный состав. В состав нефелиновых сиенитов входят следующие минералы: кали-натровый полевой шпат, плагиоклаз, нефелин и продукты его изменения—цеолит и канкринит, щелочная роговая обманка, иногда анальцит, эгирин-авгит, биотит и мусковит, а также сфен, апатит, циркон, рудный минерал, меланит и флюорит. В щелочных сиенитах минералогический состав почти такой, с той лишь разницей, что нефелин присутствует лишь в незначительном количестве или отсутствует вовсе.

Кали-натровый полевой шпат почти всегда является доминирующим минералом, присутствуя в количестве до 50% площади шлифа и более, а для щелочных сиенитов,

доходя иногда и до 70%. Обычно является микропертитовым с полосчатым или пятнистым расположением пертитовых включений.

Иногда пертитовые включения имеют жилкообразный характер, с постепенно утоняющимися в одном и том же зерне жилками. При переполнении пертитовыми включениями зерен калиевого полевого шпата последнего остается меньше, чем альбита. Некоторые прорастания альбита и кали-натрового полевого шпата имеют антипертитовый характер. Пертитовые вроски наблюдаются по (010), а также и по другим направлениям. Непертитовый кали-натровый полевой шпат наблюдается реже, причем в некоторых шлифах наряду с микропертитовым наблюдаются отдельные, в общем немногие зерна, почти лишенные пертитовых включений. На краях зерен иногда наблюдаются альбитовые каемки. Микроклиновой решетки обычно не наблюдается. Лишь очень редко отмечается мелкая не совсем ясная двойниковая решетка. Погасание однородных пертитовых зерен обычно ровное, не волнистое. Нередко наблюдается помутнение до превращения в бурые глинистые продукты. Для разности с трахитоидной структурой кали-натровый полевой шпат выражен удлиненными зернами.

Измерение кали-натрового полевого шпата приводятся в нижепомещаемой таблице (стр. 163).

Из приведенной таблицы видно, что кали-натровый полевой шпат ближе всего стоит к ортоклазу. Об этом говорят: 1) преобладающие малые углы между $\perp$ (001) и Nm (в 10 случаях из 22 он равен 4—7°, и в 10 случаях он не превышает 8,5°), 2) угол между $\perp$ (010) и Ng равен в 9 случаях из 12 нулю и 3) среднее значение для 2v равно —65—70°. По ориентировке оптической индикатрисы кали-натровый полевой шпат ближе к моноклинной сингонии, чем к триклинной, причем ряд измеренных кристаллов являются явно моноклинными. Следовательно, анортоклазом кали-натровый полевой шпат назвать нельзя, чему противоречило бы значительно больше чем —60° значение для угла оптических осей, которое ни в одном случае этой величины не превышает. Д. С. Белянкин, В. П. Петров и Р. П. Петров [13] считают кали-натровый полевой шпат анортоклазом.

№№ шли- фов	⊥ (001)			⊥ (010)			⊥ ($\bar{1}501$)			-2v
	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	[Np]	
1426	86	9	85	3	88	87,5	—	—	—	80
1566	87	7	83,5	—	—	—	—	—	—	66
"	87	8	82,5	—	—	—	85	79	12	66
283a	86	8	83	—	—	—	—	—	—	65
"	88	4	86,3	—	—	—	—	—	—	64
284	90	5	85	0	90	90	—	—	—	62
"	90	7	83	—	—	—	90	77	13	62
452	90	6	84	0	90	90	—	—	—	66
6056	90	8	82	0	90	90	—	—	—	72
"	90	10	80	0	90	90	—	—	—	74
661/32	81	11,5	84	—	—	—	—	—	—	76
483/32	82	13,5	80	—	—	—	—	—	—	82
579a	90	6,5	83,5	0	90	90	—	—	—	62
"	90	8	82	0	90	90	—	—	—	61
617	85	8,5	83	6	86	85,5	—	—	—	70
"	86	9	82	6	86,5	85	—	—	—	70
208a	90	7	83	—	—	—	—	—	—	62
"	90	6,5	83,5	—	—	—	—	—	—	64
76	90	6	84	0	90	90	—	—	—	65
"	90	8	82	0	90	90	—	—	—	68
738a	81	11,5	83	—	—	—	—	—	—	77
"	90	6,5	83,5	0	90	90	—	—	—	72

хотя и у них $2v = -61-64^\circ$. Ориентировка оптической индикатрисы также не указывает точно на принадлежность измеренного ими кристалла к триклинному ряду, почему отнесение его к анортоклазу основано, вероятно, на некотором расширении границ для этой модификации, отраженном в статье Д. С. Белянкина [62]. Те же авторы приводят химический анализ отобранного минерала, который, к сожалению, относится к микропертиту. Результаты этого анализа, заимствованного из названной статьи, следующие:

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	N ₂ O	K ₂ O	Пот. п. п.	Сумма
63,65	0,04	19,63	0,41	—	0,01	0,12	0,97	0,25	3,52	10,20	1,31	100,11

Те же авторы приводят расчет на элементарные составляющие в следующем виде: Or—60,4⁰%, Ab—29,8⁰%, An—4,8⁰%, Ce=0,62⁰%.

Плагиоклаз выражен как отдельными кристаллами, так и пертитовыми включениями. В более или менее выраженных самостоятельных кристаллах составляет обычно не более 10—15%, а часто особенно для нефелиновых сиенитов и вовсе отсутствует. Обычно выражен идиоморфными таблитчатыми или призматическими кристаллами и относится к олигоклазу для Тежсарского массива и к андезину для мелких интрузивов, его окружающих.

Зональное строение обнаруживается редко. Д. С. Белянкин, В. П. Петров и Р. П. Петров в описываемом ими нефелиновом сиените из валуна указывают, что в ядре содержание анортита достигает 70%, далее следует количественно преобладающая часть с 48% анортита и, наконец, узкая краевая каемка соответствует олигоклазу № 20. Многочисленные измерения, проведенные нами, показывают значительные колебания их состава от № 20 до № 41. Ядро зональных кристаллов отвечает нередко № 52—60, а периферия— № 25—39. Но все же довольно отчетливо проявляется более кислый состав плагиоклаза (№ 20—26) для Тежсарского и Южного интрузивов. По этой причине можно думать, что исследованная указанными авторами [13] галька относилась не к Тежсарскому, а скорее к Южному интрузиву. Пертитовые включения обычно представлены альбитом или олигоклаз-альбитом. Сдвойникован чаще по карлсбадскому, но нередко и по сложному $\begin{smallmatrix} (001) \\ (010) \end{smallmatrix}$ -законам.

Обычно плагиоклаз более или менее свеж, причем изменение его слабее, чем нефелина и кали-натрового полевого шпата.

Нефелин присутствует в различном количестве от нескольких до 40 и даже более процентов. В щелочных сиенитах количество его незначительно, до 1—2%, чаще же он отсутствует вовсе. В случаях, когда его в нефелиновых сиенитах немного, всегда наблюдается значительное количество цеолитов и канкринита, полностью или частично его замещающих. Нефелин присутствует как в крупных, так и в мелких идиоморфных и ксеноморфных кристаллах. Ксеноморфные формы его являются более частыми. Нередко наблюдаются изометрические зерна, реже удлиненные. Часто

разлагается с замещением агрегатом цеолита, реже бесцветной слюды, а также канкринитом. Разложение и замещение начинается по трещинам спайности и по периферии. Разложённость нефелина обычно гораздо интенсивнее, чем полевых шпатов.

Химический состав нефелина может быть охарактеризован нижеследующими анализами этого минерала, из которых второй мы заимствуем из заметки Д. С. Белянкина и В. и Р. Петровых [13] (табл. см. на след. стр.).

Кроме того, имея в виду, согласно Гольдшмидту и Петеру [96], повышенное содержание в нефелине стронция, бериллия и рубидия, определения этих элементов в нашем нефелине было проведено спектральным способом. Результаты этих определений следующие:

Sr — качественно найден,

Be — не обнаружен,

Rb — 0,01%.

В приведенных ниже химических анализах нефелина получились существенные расхождения в содержании CaO , Na_2O и K_2O , что, по-видимому, следует отнести за счет загрязнения калиевым полевым шпатом материала навески второго анализа.

Щелочная роговая обманка является главным цветным минералом описываемых щелочных и нефелиновых сиенитов. Однако общее количество ее не является большим, редко превышая 12—15%. Чаще она выражена в виде довольно хорошо образованных кристаллов призматической формы. Размеры их подвержены большим колебаниям от долей до 5 мм и много больше. Часто наблюдается хорошая спайность по призме (110) и $(1\bar{1}0)$ и не так уж редко отмечаются и двойники.

Иногда, находясь совместно с щелочным пироксеном (эгирин-авгитом), дает с ним пойкилитоподобные срастания, обрастает и замещает его, заключая в себе его остатки в виде неправильных пятен. В некоторых щелочных сиенитах прорастает идиоморфными кристаллами плагиоклаза. В ряде шлифов отмечена зональная роговая обманка. Обычна сильная дисперсия оптических осей $\rho > \nu$.

По своему характеру и оптическим свойствам роговая

	I	II
	Анализ хим. лаборат. ЦНИГРИ	Анализ, приведенный в ст. Д. С. Белянкина и В. П. и Р. П. Петровых. Анал. В. А. Егоров
SiO ₂	43,90	44,31
TiO ₂	следы	нет
Al ₂ O ₃	33,75	33,56
Fe ₂ O ₃	0,55	0,60
FeO	0,22	—
MnO	0,015	0,01
MgO	0,11	0,28
BaO	—	нет
CaO	1,69	2,43
Na ₂ O	14,45	10,75
K ₂ O	4,81	6,42
Пот. п. п.	0,45	1,25
H ₂ O гигр.	0,08	—
P ₂ O ₅	следы	—
F	0,03	—
CO ₂	нет	—
Сумма	100,43	99,60

обманка не везде одинакова, однако резко отличных разновидностей в одном и том же образце, как это отмечает Л. Айнберг для Мариупольского щелочного массива [60, 61], нами не наблюдалось. Для наиболее часто встречающейся разновидности плеохроизм такой: Ng — темно-зеленый, иногда с буроватым оттенком, Nm — темный зеленовато-бурый до полной абсорбции, Np — светлый оливково-зеленый или зеленовато-бурый. Измерение в шлифе 846 показало: $\angle [001]Ng = 13^\circ$, $-2v = 62^\circ$. Схема абсорбции $Ng \cong Nm \gg Np$.

Для другого зерна с зональным строением:

для центральной части $[001]Ng = 16^\circ$, $Ng - Np = 0,016$

„ периферии $[001]Ng = 24^\circ$, $Ng - Np = 0,013$.

Для зональной роговой обманки в шл. 308а, для ее ядра $2v = -54^\circ$, а для периферии -40° $\angle [001] Ng = 17^\circ$.

В шл. 579а — измерен также зональный кристалл. Схе-

ма абсорбции $Nm \gg Ng \gg Np$; [001] $Ng = 20^\circ$, $2v$ для ядра = -56° , для периферии -36° .

В шл. 10/9 $2v = -54^\circ$, $Ng - Np = 0,017$.

Для более полной характеристики роговой обманки этот минерал (отобранного из образца, взятого на г. Кероглы) был отдан на анализ, который и дал следующие результаты (аналитик Е. А. Свержинская).

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Пот. п. п.	H ₂ O гигр.	Cl	F	CO ₂	Сумма
7,49	3,03	13,12	19,60	1,38	11,90	7,98	2,45	1,82	0,37	0,20	0,08	0,34	нет	99,82

Для определения отдельно окиси и закиси железа, что не было сделано в первом анализе из-за малого количества материала, а также для проверки на содержание окиси титана была отдана другая партия этого же минерала из тех же кристаллов. Результаты этого частичного анализа, сделанного также Е. А. Свержинской, следующие:

Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	Cl	F
9,28	11,69	3,08	0,08	0,34

Все приведенные данные указывают, что мы имеем дело с несколько различными разновидностями амфибола, при-

надлежащего, очевидно, к одному изоморфному ряду.

Сравнивая с имеющимися в литературе данными по амфиболам, из которых следует отметить работы М. Виллинга по гастингситам [92] и Л. Айнберг о роговых обманках Мариупольского массива [61], можно сделать вывод, что анализируемая роговая обманка соответствует гастингситу.

Эгири-авгит и *эгири* являются характерным для сиенитов, особенно в средней части массива. Количество его почти всегда меньше роговой обманки, хотя нередко имеются и исключения. Присутствует или в кристаллах, что бывает редко, или в виде неправильных зерен разной, но обычно небольшой величины (до 1—1,5 мм), часто также в виде незамеченных остатков, заключенных в щелочной ро-

вой обманке. Иногда окружен каемкой бурой роговой обманки и биотита. В результате просмотра нескольких десятков шлифов создается впечатление, что эгирин-авгит больше развит в щелочных, чем в нефелиновых разностях. Иногда он зонален с более слабоокрашенным до бесцветного ядром и более интенсивно окрашенной периферией. Угол погасания в ядре $[001]$ $Ng = 44^\circ$, $2v = 60^\circ$, для периферии $[001]$ $Ng = 52^\circ$, $2v = 80^\circ$.

Измерение в других шлифах дает угол погасания $41-46^\circ$, $2v = 57-64^\circ$, $Ng - Np = 0,028$. В одном шлифе измеренный $2v = 75^\circ$.

В некоторых шлифах является слабоокрашенным, приближаясь по своему составу к авгиту. В ил. 32, относящимся к трахитоидной разности нефелинового сиенита, был встречен почти бесцветный эгирин с отрицательным удлинением и с почти прямым погасанием, что было отмечено ранее [34].

Биотит также не является обязательным для рассматриваемых пород, но присутствует весьма часто, особенно в щелочных сиенитах, и притом иногда в значительном количестве. Обычно же общее количество его небольшое, до $1-2\%$ площади шлифа и редко больше. Выражен зеленоватой иногда грязно-зеленой разновидностью, с плеохроизмом от темного зеленовато-бурого до светлого зеленовато-желтого. Чаще присутствует в виде неправильных разведенных пластинчатых форм и бесформенных пятен, но бывает в правильных пластинках с кристаллическими ограничениями ($589a_2$). Нередко скопляется в кучки вместе со сфеном. Вокруг циркона дает плеохроичные ореолы, а вокруг магнетита—каемки. В отдельных преимущественно трахитоидных щелочных сиенитах малых интрузивов количество его достигает иногда до 5% и даже более.

Анальцим является также довольно частой примесью щелочных и нефелиновых сиенитов. Иногда количество его бывает столь большим, что порода должна быть названа анальцимовым сиенитом. Более полная характеристика этого минерала дается при описании анальцимовых сиенитов.

Меланит является характерным минеральным компонентом, хотя далеко не всегда присутствующим. Очень ча-

сто, особенно в приконтактных частях Тежсарского интрузива, а также вблизи некоторых ксенолитов он образует крупные кристаллы до 2 см величиной. При обогащении меланитом порода может быть названа меланитовым сиенитом. Под микроскопом гранат почти всегда бурый до оранжевого, часто неравномерной окраски. Выражен довольно крупными до 1—1,5 мм часто изометрическими, но прорастаемыми другими минеральными кристаллами или мелкими неправильными зернами.

Мусковит присутствует также довольно часто, но обычно в виде мелких выделений. Большей частью агрегаты его заполняют промежутки между кристаллами полевых шпатов, но нередко поглощают в той или иной мере кристаллы последних (332в). В некоторых шлифах мусковит в виде агрегата присутствует в таком большом количестве, что породу можно было бы назвать либнеритовым сиенитом, если бы были явные признаки того, что мусковит замещает нефелин, каковых пока не отмечено.

Флюорит также является довольно характерным минералом пород рассматриваемого типа. Однако он, пожалуй, более характерен для небольших интрузивов и некоторых участков Тежсарского интрузива, в то время как в средних частях последнего он отсутствует. Количество его бывает различное — от единичных зерен до 2—3%. Обычно выделяется резким отрицательным рельефом, причем более резким, чем у анальцима, и хорошей спайностью. В шлифе 217а имеет неравномерную лиловую окраску.

Сфен является весьма характерным и обязательным акцессорным минералом, как, впрочем, и для щелочных пород многих других районов. Он присутствует в мелких, а также и довольно крупных кристаллах удлиненной или клиновидной формы с величиной до 0,2 мм и больше. Обычно свежий, но иногда разлагается в лейкоксен. Нередко дает скопления с биотитом.

Рудный минерал представлен магнетитом или титаномагнетитом. О присутствии последнего говорят венчики мельчайших кристалликов сфена, окаймляющих рудный минерал. Количество его несколько варьирует, но обычно его несколько меньше, чем сфена.

Циркон также является весьма характерным минералом, но количество и форма проявления его различны. В некоторых шлифах количество его доходит до 2—3% и даже более, а в других он вовсе отсутствует. В одном из шлифов он выражен мелкими в 0,05—0,07 мм округленными зернышками, в других величина его кристаллов достигает до 0,6—1 мм. Присутствует также торит.

Апатит, обычно присутствующий в породе, выражен в виде мелких хорошо образованных призмочек величиной до 0,3—0,4 мм. Общее количество его обычно меньше, чем сфена или магнетита.

Описанные щелочные и нефелиновые сиениты являются более или менее типовыми. Кроме того, в щелочном комплексе имеют то или иное развитие разновидности этих пород, краткая характеристика которых дается ниже.

Некоторые разновидности щелочных пород Тежсарского массива

Нефелиновые сиениты с псевдоморфозами цеолитов по лейциту. Эта разновидность была отмечена нами еще при первом самом общем просмотре пород щелочного комплекса, но природа псевдоморфоз из-за недостатка наблюдений осталась тогда неясной. Эти породы макроскопически не могут быть выделены от остальной части массива, так как мы не могли заметить каких-либо отличных черт, кроме наличия видимых только под микроскопом псевдоморфоз.

У нас нет достаточных оснований идентифицировать эти породы с описываемыми ниже псевдолейцитовыми сиенитами, чему противоречила бы как локальная разобщенность этих пород, так и характер выполнения самих псевдоморфоз.

Количество псевдоморфоз в породе часто невелико, но иногда составляет до 20 и даже более процентов площади шлифа. Они имеют правильную шестигранную форму или, что бывает гораздо чаще, четко ограничены лишь с 2—3—4-х сторон, в то время как с других сторон наблюдаются расплывчатые границы. Размеры таких псевдоморфоз со-

ставляют 1—2 мм и редко больше. Их окружает чаще всего кали-натровый полевой шпат, но иногда они заключены и в нефелине. Выполнение псевдоморфоз почти всегда состоит из мелкочешуйчатого цеолита, чем породы данной разновидности также отличаются от описываемых ниже псевдолейцитовых сиенитов.

Наличие псевдоморфоз по лейциту можно рассматривать как признак переходных разностей от псевдолейцитовых сиенитов к нефелиновым сиенитам.

Нефелиновые сиениты с меланитом. Эта разновидность нефелиновых сиенитов отмечена только для Тежсарского интрузива, причем лишь в некоторых его участках — у северной периферии массива, по Ксенолитовому ручью и др. Рассматриваемая разновидность отнюдь не образует в массиве сколько-нибудь обособленных или больших участков, а, наоборот, связана постепенными переходами с породами главной части массива.

Выделения меланита имеют разную величину от нескольких миллиметров до 2 и более см, причем нередко наблюдаются кристаллические формы в виде ромбического додекаэдра. Цвет этих выделений всегда черный. Количество их разное и составляет иногда до 30% массы породы. Нередко можно наблюдать прорастания меланита удлиненными кристаллами полевого шпата.

Для более полной характеристики этого минерала приведем следующий анализ, произведенный Е. А. Свержинской, тщательно отобранного материала.

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O+	H ₂ O—	Сумма
34,26	3,43	6,41	19,52	3,11	2,14	30,16	0,68	0,04	0,12	следи	нет	0,45	0,08	100,43

Характеристика остальных компонентов для данной разновидности остается той же, которая была дана выше.

Следует отметить, что кроме меланита, присутствующего в породе в рассеянном виде, нередко отмечаются выделения этого минерала в виде гнездообразных или жило-

образных скоплений, имеющих уже самостоятельное значение.

Анальцимовые сиениты. Анальцимовые сиениты являются широко распространенной разновидностью интрузивных пород, слагающих главные массивы Памбакского щелочного комплекса. Намечается, что анальцимовые сиениты преимущественно наблюдаются в периферических частях Тежсарского массива и в интрузивах, его окружающих.

Для рассматриваемых пород очень характерна трахитоидная структура, где промежутки между удлиненными кристаллами кали-натрового полевого шпата и шахматного альбита заполнены полностью или частично резко ксеноморфным анальцимом. Обычно этот минерал свежий, часто в нем заметна спайность по (100). При введении анализатора иногда ясно просвечивает, показывая двупреломление около 0,001. Измеренное иммерсионным способом показатель преломления в изотропном зерне равно $1,492 \pm 0,002$.

В некоторых шлифах отмечены небольшие зерна анальцима с кристаллическими очертаниями среди крупных неделимых зерен кали-натрового полевого шпата.

Интересно подчеркнуть, что в анальцимовых сиенитах весьма часто усматривается флюорит, присутствующий иногда в значительном количестве. Также характерно частое присутствие слабоокрашенного эгирина и биотита. Кали-натровый полевой шпат и присутствующая в несколько меньшем количестве щелочная роговая обманка, а также минералы примеси имеют тот же характер, что и в трахитоидных щелочных сиенитах.

Представляет большой интерес обнаружение анальцимовых сиенитов Т. Г. Казахашвили и М. Л. Роква [27]. Как видно из их описания, эти породы весьма близки к нашим, хотя и не содержат нефелина.

Псевдолейцитовые сиениты. Псевдолейцитовые сиениты распространены исключительно в Тежсарском интрузиве, причем только в краевых его частях. Отношение этих пород к нефелиновым сиенитам определяется постепенным к ним переходом.

В своем наиболее ярком проявлении эти породы выражены серыми узловатого сложения разностями, обращаю-

щими на себя внимание чрезвычайно интересными выдающимися из породы шариками, состоящими из полевого шпата и нефелина величиной в грецкий орех (3—4 см) (рис. 23). В выветрелых у поверхности выходах эти „шарики“ легко отделяются от основной массы породы. Количество этих узлов или „шариков“ по объему доходят до 50 и более процентов всей массы породы, имеющей вид нормальных зернистых сиенитов.

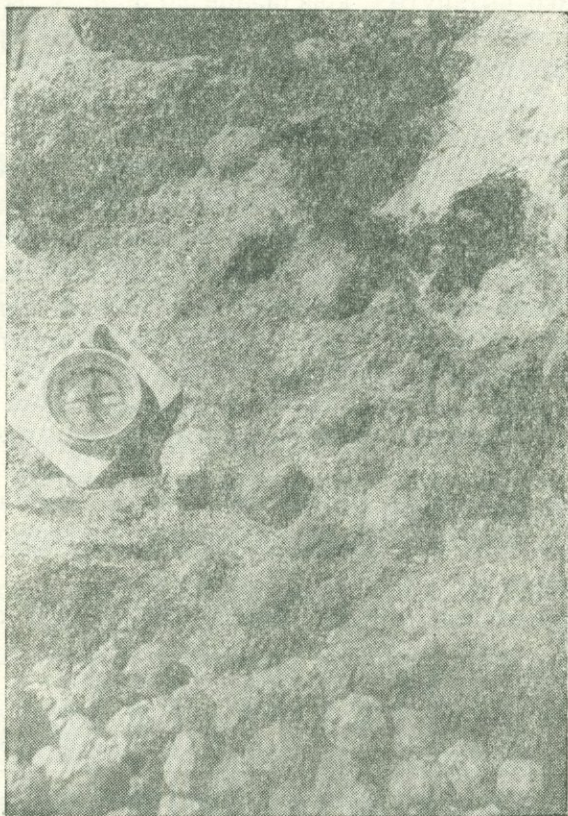


Рис. 23. Псевдолейцитовые сиениты с выделяющимися „шариками“ псевдолейцита.

В более свежих и компактных породах этого типа можно видеть сгустки розового нефелина одного или вместе со светлым полевым шпатом, иногда с редкими и мелко-

ми защемленными зернами темноцветных минералов, среди светло-серой массы типа обычных нефелиновых сиенитов гранитоидного сложения.

Количество таких сгустков или скоплений по площади часто больше заключающей их массы. В выделениях нефелина „шариков“ не заметно кристаллических ограничений и, наоборот, выделения щелочного полевого шпата очень часто имеют кристаллические очертания, проявляясь чаще в виде резко вытянутых кристаллов до 3—4 см величиной.

Микроскопический просмотр шлифов рассматриваемых пород показывает, что в основной массе породы, имеющей обычно среднюю величину зерна 2—3 мм, находятся те же минералы, что и в нормальных нефелиновых сиенитах. Преобладающее значение имеет кали-натровый полевой шпат, затем нефелин или кислый плагиоклаз, а уже потом идет щелочная роговая обманка и акцессорные минералы.

Химический состав щелочных и нефелиновых сиенитов. Для характеристики химического состава пород рассматриваемого комплекса мы располагаем четырьмя анализами нефелиновых и щелочных сиенитов, из которых один мы заимствуем из статьи Д. С. Белянкина. В. П. Петрова и Р. П. Петрова [13]. Кроме того, мы располагаем одним анализом псевдолейцитового сиенита, входящего в состав Тежсарского интрузива.

Данные всех этих анализов приведены в нижеследующей таблице:

В приведенной таблице анализ обр. № 276 относится

№№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
276	54,16	0,45	19,77	1,93	2,57	0,28	1,89	5,82	4,98
Займствован у Д. С. Бе- лянкина и др.	55,24	0,56	20,77	1,64	1,85	0,22	0,62	3,39	4,48
617	58,25	0,55	19,21	2,15	1,85	0,22	1,11	3,24	3,59
738а	60,96	0,33	19,24	1,68	1,00	0,18	0,55	2,23	5,49
268	56,12	0,42	21,10	1,31	1,36	0,24	0,58	3,15	3,54

к порфиroidной разности щелочного сиенита из средней части Тежсарского интрузива. Второй, заимствованный анализ относится, по-видимому, к нефелиновому сиениту из Южной интрузии, описанной в названной выше статье. Анализы №№ 617 и 738а относятся к щелочным сиенитам: первый — к Маймехскому интрузиву, а второй — к Южному. Анализ 268 относится к псевдолейцитовому сиениту из северной краевой части Тежсарского интрузива.

Сравнивая по числовым характеристикам наши породы между собой и со средними составами типовых пород, мы должны отметить, что составы первых трех анализов весьма близки между собой и в то же время они несколько отличны от среднего состава нефелиновых сиенитов по Дэли, с одной стороны, и щелочных сиенитов, с другой. Прежде всего обращает на себя внимание значительно пониженное содержание Na_2O и повышенное K_2O . Также следует отметить и несколько пониженное в наших породах содержание окислов железа. Для второго анализа соотношение в содержании щелочей еще более отлично, чем для среднего состава нефелиновых сиенитов, приводимого Дэли. К нашим породам довольно близко стоит анализ эгирин-авгитовых нефелиновых сиенитов Каинды, приводимый В. А. Николаевым [86, стр. 81].

Четвертый анализ (738а) близок к среднему составу щелочных сиенитов при несколько повышенном содержании Al_2O_3 .

Наконец, пятый анализ относится к псевдолейцитовым

Продолжение

K_2O	Пот. п. п.	H_2O гигр.	Сумма	Аналитик	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому			
					a	c	b	s
5,18	2,44	0,44	99,91	Р. П. Ильницкий	18,9	4,1	10,9	66,1
7,97	1,68	0,54	98,96	Егоров	23,1	3,4	5,8	67,7
7,92	1,57	0,18	99,85	М. Т. Селютина	20,3	3,3	6,7	69,7
6,60	1,09	0,46	99,81	Б. Френкель	22,2	2,0	4,5	71,3
8,52	2,65	0,58	99,57	Р. П. Ильницкий	21,7	4,2	4,5	69,6

сиенитам, второй, более поздней генерации, образование которых имело место вместе с нефелиновыми и щелочными сиенитами Тежсарского массива.

Нордмаркиты мелких интрузий у вершины Памбакского хребта. Эти породы рассматриваются отдельно, поскольку они являются, по-видимому, более поздними, чем нефелиновые сиениты главных интрузивов, охарактеризованных выше. В пользу этого предположения говорит их несколько отличный вид, а также наблюдавшийся выход их в середине Тежсарского интрузива, среди пород „покрышки“. Рассматриваемые породы слагают небольшие интрузии на северном склоне Памбака у сочленения с ним Гильютского отрога. Здесь же наблюдались жилы этой породы среди сиенитов нормального состава. Непосредственный контакт Тежсарского интрузива с одной из этих интрузий, к сожалению, закрыт наносами и мощными осыпями, но по близко расположенным выходам можно думать, что контакт этот резкий.

Макроскопически эти породы представляют собой мелко-, средне- до крупнозернистых более или менее равномерного сложения породы бурого или буровато-розового цвета очень бедные цветными компонентами.

Структура породы обычно гипидиоморфнозернистая. Порода состоит из кали-натрового полевого шпата, щелочной роговой обманки, моноклинного пироксена, биотита, иногда мусковита и минералов примеси.

Кали-натровый полевой шпат пертитовый, всегда составляет главную массу шлифа, доходя иногда до 90% его площади. Микроклиновой решетки не наблюдается. Измерение его показывает близость его к моноклинному ряду с $2v = -75-85^\circ$. Пертитовые вроски имеют полосчатый характер. Чаще выражен неправильными зернами с лапчатыми срастаниями их друг с другом.

Кварц присутствует в небольшом (меньше 5%) количестве в виде мелких зерен. Плагноклаз присутствует обычно в виде пертитовых вросков. Самостоятельные кристаллы редки и выражены олигоклазом или олигоклаз-андезином, или отсутствуют вовсе.

Щелочная роговая обманка, плеохроирующая от тем-

но-зеленого до светло-желтоватого цвета, присутствует обычно в небольшом, редко превышающем 3—4% количестве. Выражена той же разновидностью, что и в щелочных сиенитах более крупных интрузивов. Угол погасания 22° , схема абсорбции $Ng \gg Nm \gg Np$, $\rho > v$. Моноклинный пироксен, иногда слабо-зеленоватый, обычно присутствует в виде единичных кристаллов $<[001]$ $Ng = 50^\circ$, $2v = 65^\circ$.

Биотит выражен мелкими и также довольно редкими чешуйками или пластинчатыми зернами. Имеет обычный для пород рассматриваемого комплекса характер. Мусковит в виде единичных зерен встречен лишь в одном шлифе. Минералы примеси представлены титаномagnetитом, сфеном, апатитом и иногда цирконом.

Щелочные сиениты г. Бундук. Щелочные сиениты г. Бундук представляют собой еще одну разновидность пород этого состава. По времени внедрения они являются одновременными или несколько более поздними, чем щелочные интрузивы конических интрузивов. Это серые довольно крупнозернистые породы, состоящие из кали-натрового полевого шпата, плагиоклаза, щелочной роговой обманки, моноклинного пироксена, биотита и минералов-примеси. Характерен идиоморфизм калиевого полевого шпата по отношению к роговой обманке (рис. 24), хотя иногда наблюдается и гипидиоморфнозернистая структура.

Кали-натровый полевой шпат выражен ортоклаз-пертитом, иногда несколько пелитизированным. Составляет около 50% породы и более. Пертитовые вроски, представленные альбитом, часто расположены по второму пинакоиду. Измерение во всех случаях показало принадлежность его точно к моноклинному ряду. Результаты измерения приведены в следующей таблице:

№№ шлифов	$\perp (001)$			$\perp (010)$			$-2v$
	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np	
76	90	6	84	0	90	90	65
	90	8	82	0	90	90	68
452	90	6	84	0	90	90	66

Плагиноклаз обычно резко идиоморфен по отношению к ортоклазу. Общее количество его составляет 20—35% площади шлифа. Выражен кристаллами разной величины, часто зональными. Измерение его показывает, что ядро его соответствует № 50—52 (в шл. 451а—№ 65), а периферия чаще всего—№ 20.

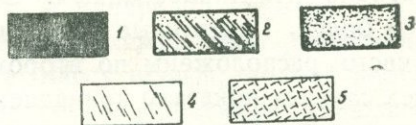
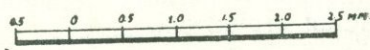
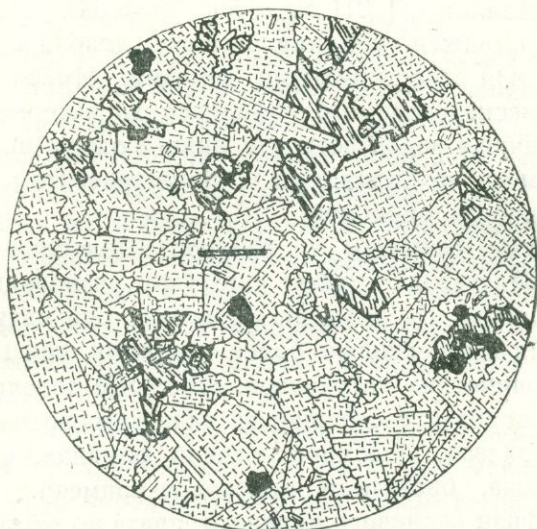


Рис. 24. Щелочной сиенит г. Бундук. Ксеноморфизм роговой обманки по отношению к кали-натров. полевоу шпату. 1—магнетит, 2—роговая обманка, 3—апатит, 4—плагиноклаз, 5—кали-натров. полевоу шпат.

Роговая обманка присутствует в количестве до 7—10%, но нередко и меньше. Плеохроизм по Ng — темно-зеленый, Nm — темный буровато-зеленый, Np — светлый зеленовато-желтоватый. Угол погасания 23°. Иногда по краям некото-

рых зерен наблюдаются синеватые оттенки. Схема абсорбции $Ng \gg Nm \gg Np$, $2v = 60-66^\circ$. Часто развивается по пироксену и иногда замещается биотитом. $Ng-Np = 0,021$, $\rho > v$.

Моноклинный пироксен бесцветный. Обычно его меньше, чем роговой обманки. В некоторых зернах намечается зональность. Часто замещается роговой обманкой. Измерение его дает: $[001] Ng = 45-46^\circ$, $2v = 58-62^\circ$, $Ng-Np = 0,021-0,027$.

Биотит присутствует обычно в небольшом (меньше 2%) количестве в виде отдельных пластинок и бесформенных чешуек. Иногда ясно видно, что он замещает роговую обманку.

Из аксессуарных минералов отмечены магнетит, апатит, сфен. Вторичные минералы—эпидот и серицит. Встречен также минерал типа цеолита.

Для характеристики химического состава щелочных сиенитов г. Бундук приводим следующие данные произведенного М. Т. Селютиной химического анализа.

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Пот. п. п.	H_2O гипр.	Сумма
59,33	0,62	18,49	2,39	2,22	0,19	3,25	1,38	4,19	7,11	0,73	0,08	99,98

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому:

$a : c : b : s = 20,0 : 2,6 : 8,3 : 69,1$.

Как мы видим, полученные числовые характеристики почти в точности совпадают с таковыми же для средних значений щелочных сиенитов по Дэли.

Монцониты. Эти породы, образование которых, по-видимому, имело место вместе с описанными поздними щелочными сиенитами или еще позднее, слагают несколько мелких интрузивов на южном склоне г. Маймех, а также отмечены в южной части Маймехского интрузива. Они существенно отличаются от монцонитов Базумского и Мармарикских интрузивов, будучи, очевидно, самыми молодыми из интрузивных пород Памбакского хребта.

Рассматриваемые породы более темные, иногда почти

меланократовые средне- или мелкозернистого сложения. Структура обычно монцонитовая (рис. 25).

В составе породы принимают участие следующие минералы: плагиоклаз, выраженный лабрадором (№ 50—54) или реже андезин-лабрадором. В шл. 610 отмечены неправильные разъединенные участки очень основного плагиоклаза (№ 60). Часто зонален. Мелкие кристаллы пойкилитов прорастают крупные зерна ортоклаза, более крупные резко идиоморфны по отношению к нему.

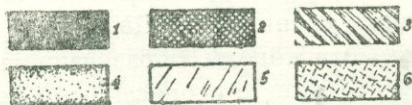
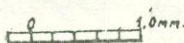
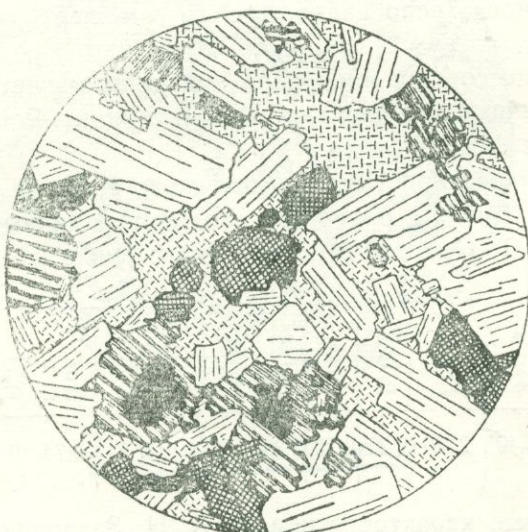


Рис. 25. Монцонит. г. Маймех. 1—рудн. минерал, 2—пироксен, 3—биотит, 4—апатит, 5—плагиоклаз, 6—кали-натровый полевой шпат.

Кали-натровый полевой шпат выражен ортоклазом, который представлен довольно крупными ксеноморфными зернами, измерение его дает $2v = -61-70^\circ$, угол $\perp (001)Ng$

$= 90^\circ$; $\perp (001) \text{ Nm} = 6,5 - 8^\circ$; $\perp (001) \text{ Np} = 82 - 83^\circ$, $\perp (010) \text{ Ng} = 0$; $\perp (010) \text{ Nm} = 90^\circ$, $\perp (010) \text{ Np} = 90^\circ$.

Щелочная роговая обманка гастингситового типа, иногда зональная. Плеохроизм по Ng — темно-зеленый, по Nm — темный зеленовато-бурый до черного, по Np — светлый зеленовато-бурый. Схема абсорбции $\text{Ng} \gg \text{Nm} \gg \text{Np}$, $[001] \text{ Ng} = 20^\circ$, $2v$ для ядра 56° , для периферии 36° . Для шл. 208 $[001] \text{ Ng} = 17^\circ$, $2v$ для ядра $= 56^\circ$, для периферии 40° , дисперсия оптических осей $\rho > v$.

Пироксен зеленый $[001] \text{ Ng} = 42 - 46^\circ$. $2v = +57 - 60^\circ$. Дисперсия оптических осей $\rho > v$, $\text{Ng} - \text{Np} = 0,023 - 0,027$. Иногда замещается роговой обманкой. Общее количество его обычно меньше 5% .

Биотит является характерным минералом данной породы. Присутствует в количестве до 3% породы в виде пластинок и неправильных зерен различной, до 3 мм, величины. Из других минералов присутствует апатит, магнетит, сфен, а также цеолит и эпидот.

Анализ описанной породы, относящейся к южному участку Маймехского интрузива, выполненный В. Френкель, дал следующие результаты:

№ опр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Пот. п. п.	H_2O гигр.	Сумма
610	50,43	1,15	19,67	4,18	4,08	0,17	3,45	8,77	3,58	3,52	0,94	0,18	100,12

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому, будут:
 $a : c : b : s = 13,6 : 7,0 : 18,3 : 61,1$.

Приведенные числовые характеристики указывают, что порода уклоняется в сторону эссекситов.

Эпилейцитовые порфиры. Эпилейцитовые порфиры имеют небольшое распространение и сосредоточены в непосредственном соседстве от Тежсарского интрузива. Они появляются почти исключительно в виде даек, обычно довольно значительных размеров. Одна из таких даек примерно меридионального простирания находится на вершине Памбакского хребта между Маймехским (Кироваканским) пере-

Валом и Маймехским цирком, другая, протяжением более 1 км, почти широтного простирания отмечена в истоках правой ветви р. Тандзут (Гарпи), третья, еще более длинная (ок. 2,5 км), расположена к юго-востоку от Тежсарского массива, имеет северо-восточное простирание и пересекает ущелье р. Тежагет и, наконец, 2 дайки небольшого размера выявлены у г. Кер-оглы. Мощность даек, находящаяся в некоторой зависимости от длины, составляет от 2—3 до многих десятков метров. Падение крутое до отвесного в разные стороны.

Все дайки находятся вне тел интрузивов и секут лишь породы вулканогенной толщи.

Если считать эти породы аналогичными образованиями псевдолейцитовым сиенитам из дайки, то возраст их по отношению к нефелиновым сиенитам будет более древним.

Любопытно отметить, что они локализованы в непосредственном соседстве от эпидейцит-содержащих эффузивов и их туфов, а также вблизи главного интрузива нефелиновых и щелочных сиенитов.

Макроскопически эпидейцитовые порфиры представляют собой серые, иногда с зеленоватым оттенком породы, с более темной основной массой, в которой наблюдаются белые обычно довольно крупные выделения эпидейцита. Кроме того, наблюдаются резко удлиненные белые кристаллы полевого шпата и темноцветного минерала. Последние иногда защемлены в выделениях эпидейцита и имеют величину такую же, как и выделения полевого шпата, до 6—7 мм.

Светлые выделения эпидей- или псевдолейцита имеют гораздо большие размеры (рис. 26). Они варьируют от нескольких мм и до 5—6 см, что нами отмечалось ранее в небольшой заметке, посвященной открытию этих интересных образований [5].

Позже в Аркашенской дайке найдены огромные кристаллы величиной до 12 см, причем средняя величина их в этом месте составляет 4—6 см. Выделения эти очень часто имеют правильную форму триакс-октаэдров. Такие кристаллы, по крайней мере, в Союзе ССР встречены впервые и уже поэтому представляют большой интерес, особенно с точки зрения изучения физико-химических условий их образования.

Структура породы порфировая, основная масса трахитовая, трахитоидная или микрогранитовая.

Вкрапленники состоят из псевдоморфоз по лейциту, а также из кали-натрового полевого шпата, пироксена и иногда щелочной роговой обманки. Основная масса состоит из лейст кали-натрового полевого шпата размером 0,1—0,3 мм, цеолита, мелких листочков биотита и иногда мелких зерен бурого или чаще бесцветного граната.

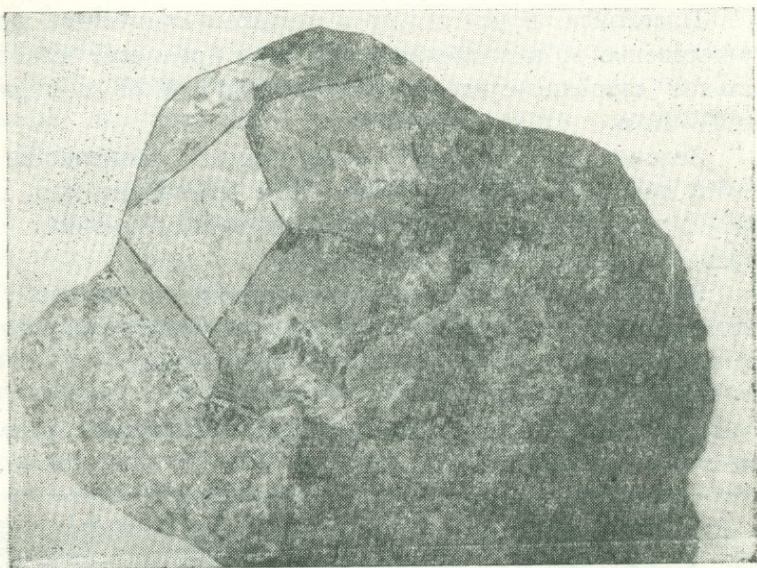


Рис. 26. Крупный кристалл лейцита (эпилейцита) в эпилейцитовом порфире.

Псевдоморфозы имеют разный характер. Они чаще выполнены кали-натровым полевым шпатом с мусковитом, и иногда с редкими листочками биотита, рудного минерала и пироксена. Также довольно часто и притом в одном и том же шлифе наблюдаются псевдоморфозы, выполненные низкодвупреломляющим цеолитом, нередко имеющим радиально-лучистое строение. Редко встречаются псевдоморфозы, выполненные кали-натровым полевым шпатом и минералом типа нефелина. Встречены псевдоморфозы правильной шестигранной формы, выполненные цеолитом типа томсонита.

Кали-натровый полевой шпат, измеренный в шл. 5916, имеет $2v = -61^\circ$, в основной массе $-2v = -60-65^\circ$.

В фенокристалле шл. 155 в измеренном двойнике по одной оси $2v = -50^\circ$; измерение $2v$ в другом фенокристалле по двум осям оказалось равно -65° . Измерение угла оптических осей в удлинённых зернах, заполняющих псевдоморфозы по лейциту в шл. 155 дало от -80 до -90° . В основной массе кали-натровый полевой шпат присутствует чаще в виде лейст.

Плагиоклаз присутствует в меньшем количестве преимущественно во вкрапленниках; иногда проявляет слабозональное строение с ядром, отвечающим № 20 и периферией — № 6.

Зеленоватый пироксен присутствует в количестве до $3-5\%$ породы в шлифе. В шл. 5916 измерение его дает $[001] Ng = 51^\circ$, $2v = +62^\circ$. Очень сильная наклонная дисперсия оптических осей.

Значительное количество часто присутствующего бесцветного граната надо, очевидно, рассматривать как результат воздействия на породу позднейших интрузий.

Анализ породы из дайки, проходящей в участке Тумоглы, произведенный В. Френкель, дал следующие результаты:

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Пот. п. п.	H ₂ O игр.	Сумма
7756	53,67	0,44	21,08	1,67	1,21	0,23	2,60	0,34	4,08	9,39	4,75	0,32	99,78

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому, имеют следующий вид:

$$a : c : b : s = 25,0 : 3,0 : 4,1 : 67,9.$$

Как мы видим, состав анализированной породы весьма близок к анхиметаморфному фонолиту из Ишима, и особенно к первому анализу этой породы, приводимому А. Н. Заварицким [71, стр. 587].

Кроме даек эпилейцитовых порфиров в двух небольших дайках у г. З. Халхал встречены также эпилейцитовые тефриты и базаниты.

Жильные породы, связанные с щелочными породами

Щелочные сиенит-порфиры. Главной составной частью щелочных сиенит-порфиров являются кали-натровый полевой шпат, образующий порфировые вкрапленники, величиной обычно 1—2 мм, редко до 5—10 мм, и входящий в основную массу в виде мелких удлиненных кристалликов с неровными очертаниями. Кали-натровый полевой шпат вкрапленников всегда бывает пертитовым.

Альбит часто присутствует в значительных количествах, замещая кали-натровый полевой шпат вкрапленников и основной массы. Иногда образует сильно удлиненные кристаллы, „протыкающие“ по несколько зерен кали-натрового полевого шпата.

Анальцит встречается почти во всех разностях щелочных сиенит-порфиров, иногда являясь существенной составной частью породы (анальцитовые сиенит-порфиры). Находится обычно в основной массе, выполняя промежутки между кристалликами кали-натрового полевого шпата. Иногда образует более крупные выделения (до 2 мм), но также ксеноморфен по отношению к последнему. В отношении физических свойств следует отметить отсутствие оптических аномалий, обычно свойственных этому минералу: в поляризованном свете анальцит сиенит-порфиров всегда совершенно изотропен. Характерная для анальцита спайность по (100) заметна почти во всех шлифах.

Щелочной амфибол типа гастингсита. Цвет бурозеленый, плеохроизм — Ng темный буровато-зеленый, Nm еще более темный буровато-зеленый, Np светлый желто-зеленый. Схема абсорбции $Nm \gg Ng \gg Np$. Удлинение положительное. Находится в породах в небольшом количестве, обычно менее 5%.

Во вкрапленниках образует кристаллы в 1—3 мм. Более крупные обычно сильно удлинены. Мелкие имеют неправильную форму. В основной массе амфибол встречается в некоторых породах в виде округленных кристалликов (обр. 598).

Эгирин встречен только в одном образце (589а) в виде мелких (0,2—0,5 мм) неправильных зерен, с характерным

для этого минерала малым углом погасания, отрицательным удлинением, плеохроизмом от темно-зеленого до желтовато-зеленого.

Цеолит с малым двупреломлением образует в некоторых образцах мелкозернистые агрегаты, по-видимому, псевдоморфозы по какому-то ранее бывшему минералу (нефелину), ксеноморфному по отношению к кали-натровому полевоому шпату. В обр. 589а среди цеолита встречены реликты анальцима. В обр. 598а и 598б псевдоморфозы, состоящие из цеолита, имеют многоугольные кристаллические очертания, свойственные разрезам кристаллов лейцита. Эти псевдоморфозы встречаются внутри кристаллов кали-натрового полевого шпата или непосредственно рядом с ним, причем их очертания идиоморфны по отношению к последнему.

Флюорит находится во всех образцах щелочных сиенит-порфиров в промежутках между кристалликами кали-натрового полевого шпата, причем резко ксеноморфен по отношению к нему. Среди других акцессорных минералов почти всегда встречаются циркон, сфен, магнетит, биотит, часто находится рутил, апатит и несколько пока еще неопределенных минералов. К последним относятся: 1. Минерал с показателем преломления около 1,7, двупреломлением 0,010—0,015, полисинтетическими двойниками. Очертания зерен неправильные (обр. 589б). 2. Минерал в мелких изометрических зернах с квадратными или несколько удлиненными прямоугольными разрезами. Величина зерен около 0,1 мм. Изотропен. Показатель преломления 1,65 цвет канареечно-желтый (обр. 812, 589а). 3. Минерал с высоким преломлением и двупреломлением. Плеохроизм от темно-бурого, почти черного до светло-бурого. Неправильные зерна—до 0,4 см (обр. 589а). 4. Удлиненные кристаллики с преломлением около 1,65 и низкими аномальными цветами интерференции (обр. 589а₂). 5. Минерал с высоким преломлением, но низким двупреломлением в скелетных кристаллах.

Структура щелочных сиенит-порфиров порфировая. Обычно разница в величине кристаллов вкрапленников и основной массы невелика (отношение 4:1 до 10:1). Встречаются и не порфировидные разности. Характерна удлинен-

ность кристаллов полевого шпата основной массы и неравноность их очертаний с их субпараллельным или веерообразным расположением. Имеются сиенит-порфиры двух генераций (рис. 27).

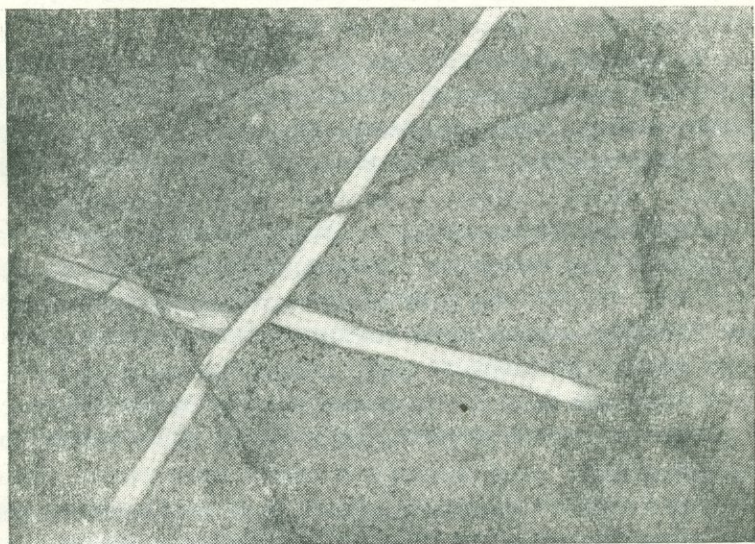


Рис. 27. Пересечение жил сиенит-порфиров в Тежсарском интрузиве.

Нефелиновые сиенит-порфиры. Имеются только два образца описываемых пород. Один из них (5616) отобран из дайки около 1,5 м мощностью у сев. окраины Тежсарского интрузива. Другой (594а) характеризует мощные дайки и крупные (неск. десятков) тела на восточной периферии Маймехского интрузива. Породы довольно сильно отличаются друг от друга, поэтому их описание дается отдельно.

Шл. 5616. Порода состоит из ряда минералов, среди которых первенствующее значение имеет кали-натровый полевой шпат, в удлиненных кристаллах размером в 1—3 мм. Замечается ориентировка их в одном направлении. Часты двойники по бавенскому закону.

Альбит — присутствует в кристалликах размером 0,1—0,3 мм. Идиоморфен по отношению к кали-натровому полевоому шпату. Прорастает его в различных направлениях или располагается в промежутках между его кристаллами.

Плагиоклаз — выражен олигоклаз-андезином. Редкие кристаллы около 0,5—1,0 мм, идиоморфны по отношению к кали-натровому полевому шпату.

Нефелин — в виде изометричных зерен размером около 1—1,5 мм. Ксеноморфен по отношению к кали-натровому полевому шпату. Замещается серицитом.

Щелочной амфибол типа гастингсита. Кристаллы около 1 мм, ксеноморфны по отношению к кали-натровому полевому шпату. Цвет буровато-зеленый. Отмечена зональность, выражающаяся в более светлой окраске в центре зерен.

Акцессорные минералы — сфен, апатит, магнетит.

Вторичные минералы — альбит (описан выше), серицит и цеолит с низким двупреломлением. Два последних минерала образуют совместно мелкозернистые агрегаты, по-видимому, являющиеся псевдоморфозами по нефелину.

Структура породы трахитоидная, выражающаяся в субпараллельном расположении удлиненных кристаллов полевых шпатов.

Шл. 594а. Состав породы: кали-натровый полевой шпат — микропертит образует порфировые вкрапленники величиной около 1 мм и мелкие кристаллики 0,1—0,2 мм в основной массе. Последние часто замещаются альбитом.

Нефелин — также находится во вкрапленниках (около 1 мм) и основной массе (0,1—0,2 мм). Образует короткопризматические кристаллы.

Альбит — многочисленные мелкие кристаллики в основной массе.

Анальцит — в виде округлых и слабо удлиненных выделений размером в 0,2—0,5 мм (до 1 мм).

Эгирин — мелкие (0,1 мм) неправильные зерна. Цвет светлый желто-зеленый. Угол погасания очень мал, удлинение отрицательное, двупреломление высокое.

Биотит. Ситовидные кристаллы около 0,5 мм в диаметре.

Флюорит — мелкие ксеноморфные выделения.

Магнетит — зерна 0,1—0,3 мм.

Рутил — очень мелкие иголки во много раз более тонкие, чем шлиф. Структура порфировидная.

Цветные минералы и аксессуары группируются в небольшие кучки. Минералы вкрапленников и основной массы обнаруживают линейную ориентировку.

Бостониты. Бостониты образуют многочисленные дайки в северной и западной части Тежсарского интрузива. Наблюдалось пересечение дайкой бостонита дайки щелочного сиенит-порфира (обр. 900). Таким образом, по возрасту они моложе щелочных сиенит-порфиров. В качестве типового даем описание анализируемого образца 581₂.

Минералогический состав: кали-натровый полевой шпат — микропертит. Выражен вытянутыми кристалликами размером 0,1—1 мм с неровными зазубренными очертаниями, составляющими около 70% породы.

Анальцим образует мелкие ксеноморфные выделения в промежутках между кристаллами полевшпата. *Нефелин* — так же, как и анальцим, встречается в промежутках между кристаллами полевшпата. *Флюорит* присутствует в значительном количестве также в промежутках между другими минералами. *Цеолит* с двупреломлением 0,008—0,010. Образует мелкозернистые агрегаты. *Биотит* встречается в незначительном количестве в виде мелких листочков. *Магнетит* — мелкие идиоморфные кристаллики. *Циркон* — в виде скелетных кристаллов до 0,5 мм. *Рутил* — мелкие столбчатые кристаллики. Структура породы типичная бостонитовая.

В других образцах бостонитов иногда наблюдается присутствие альбита в значительном количестве, за счет замещения калиевого полевшпата. Встречаются разности, содержащие мелкие зерна бурого граната.

Пегматиты. Пегматитовые жилы также широко распространены в Тежсарском массиве, причем относительно большее количество их отмечено у южного края „покрышки“. Мощность их колеблется от 3—5 до 80 см и редко больше. Выполнение представлено обычно резко удлинненными крупными до 15—20 см кристаллами полевого шпата, розового или красного нефелина, почти черной щелочной роговой обманки, нередко флюорита, а также мелких выделений сфена, магнетита и апатита.

Следует отметить, что пегматитовые жилы пересека-

ются дайками бостонита. Отмечено, что с сиенит-порфирами они перемежаются, что говорит о близости их возраста.

Кроме охарактеризованных типов жильных пород часто встречаются жилки и линзообразные скопления черного граната (меланита). В нескольких местах установлено, что гранатовые жилки пересекают дайки сиенит-порфира и жилы пегматита. Кроме того, установлено две генерации аплитовидных (сиенит-порфировых) даек.

Для химической характеристики жильных пород мы располагаем следующими анализами.

№№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Пот. п. п.	H ₂ O гигр.	CO ₂	Сумма
284	59,24	0,36	19,10	1,91	1,57	0,22	0,98	3,63	—	5,28	6,44	1,15	0,19	—	100,07
581 ₂	56,74	0,09	23,34	1,14	0,51	0,14	0,25	0,32	сл. следы	8,94	6,30	1,27	0,10	0,04	100,18

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому, будут:

№№	a	c	b	s
284	21,3	2,4	7,2	69,1
581 ₂	29,7	1,2	2,5	66,6

Первый анализ, выполненный В. Френкель, относится к нефелиновому сиенит-порфиру, а второй, выполненный Р. Ильницким, относится

к породам, выделяемыми нами под названием бостонитов. Судя по числовой характеристике, вторая порода довольно сильно отличается от среднего состава бостонита, по Дэли.

Ксенолиты. Ксенолиты в Тежсарском интрузиве встречаются довольно часто, но особенно широко они распространены в северо-западной части массива по Ксенолитовому ручью и соседним с ним правому притоку р. Уляшик. Намечающаяся здесь полоса ксенолитов протягивается в северо-восточном направлении от участка несколько севернее г. Халхал Западной к г. Халхал Восточной, т. е. направление этой полосы примерно составляет СВ 70°.

Ксенолиты, встречаемые в пределах рассматриваемого интрузива, довольно разнообразны и по своему составу, и по величине, и по форме. Как правило, чем меньше вели-

чина ксенолитов, тем более интенсивна их переработка. В отношении же формы можно сказать, что чем больше величина их, тем в большей мере выражена их удлиненность. Мелкие ксенолиты обычно имеют округлую форму, для более крупных часто наблюдается линзовидная форма.

Величина ксенолитов колеблется в широких пределах от нескольких сантиметров до многих десятков метров. Крупные ксенолиты нередко рассланцованы, причем направление сланцеватости обычно совпадает с удлинением. Рассланцованные ксенолиты наблюдаются исключительно в пределах отмеченной выше ксенолитовой полосы. Следует отметить, что так называемую „покрышку“ также можно было бы рассматривать как ксенолит, если бы не ее огромные размеры.

В малых интрузиях количество ксенолитов невелико и размеры их небольшие, за исключением узких полос ороговичкованных туффитов, зажатых среди пород Южного интрузива.

По составу среди ксенолитов различаются следующие типы:

1) переработанные породы, отвечающие по составу мелкозернистым щелочным сиенитам;

2) роговики разного состава и структуры, большей частью сходные с роговиками экзоконтактовой зоны, в том числе „очковые“ роговики, образующиеся за счет вплавления и переработки эпилейцитовых эффузивов;

3) меланократовые породы типа пироксенитов, обнаруженные только в единичных случаях.

Петрографическая и химическая характеристика этих типов приводится ниже в главе о метаморфизме.

Структура щелочного комплекса

Структура Памбакского щелочного комплекса прежде всего определяется взаимным расположением интрузий, а также отношением их к основным тектоническим элементам данного района, что было охарактеризовано уже выше. Овальные очертания Памбакского щелочного комплекса с одной центральной интрузией, дугообразно огибаемой почти со всех сторон другими более узкими интрузивами, образующими полукольцевую интрузию, является одной из ха-

раактерных его черт. Далее следует подчеркнуть, что наш комплекс расположен между двумя крупными зонами тектонических разрывов среди измятых, но преимущественно полого изогнутых вулканогенных толщ эоцена. Кроме того, сам щелочной комплекс находится у пересечения Уляшикского сброса северо-восточного $20-30^\circ$ направления с Сарыкаинским северо-западным разломом. Таковы основные структурные элементы регионального порядка.

При небольших размерах Тежсарского интрузива, с одной стороны, и небольших размерах интрузивов, его окружающих, имеющих склонность разбиваться на узкие дайкообразные тела или апофизы, с другой, совершенно понятно, что наибольший материал по изучению собственно внутренней структуры мы получили по Тежсарскому интрузиву. Следует отметить, что какие-либо элементы гнейсификации или полосчатости в краевых или иных частях малых интрузивов комплекса довольно редки и, наоборот, они более характерны для Тежсарского интрузива.

Внутренняя структура Тежсарского интрузива выражается: 1) в полосчатости интрузива и гнейсификации пород у контактов; 2) в ориентировке ксенолитов и, в частности, их рассланцеванности; 3) в направлении мелкой трещиноватости интрузива (наилучшая делимость породы); 4) в ориентировке даек и жил и 5) в ориентировке выделяющихся систем трещин:

Из прилагаемой карточки (рис. 28) видно, что полосчатость интрузива у контактов обычно совпадает с направлением последних. Такая полосчатость наблюдалась у северных контактов интрузива западнее г. В. Халхал и у г. З. Халхал, а также и у южных контактов у р. Уляшик и у гг. Кер-оглы и Кор-оглы.

Лишь в одном месте, а именно по р. Тежагет, полосчатость интрузива резко не совпадает с направлением контакта: эта полосчатость имеет $СЗ\ 330^\circ$ простирание и СВ падение под углом $18-20^\circ$, в то время как простирание контакта здесь—СВ-ое 50° , падение—на ЮВ под углом 50° .

Кроме полосчатости в самом интрузиве наблюдается полосчатость и даже сланцеватое сложение в роговиках и гибридных породах, окружающих интрузив. Направление

такой полосчатости также не всегда совпадает с направлением контактов, например, у г. В. Халхал, и притом падение ее местами отлично и направлено иногда навстречу падению контакта (правый берег р. Уляшик).

Полосчатость во вмещающих породах более широко развита у Маймехского цирка, у г. В. Халхал и на Короглинском отроге у южного контакта Южного интрузива. К контактам Тежсарского интрузива приурочена также и полоса узловатых псевдолейцитовых сиенитов, отмеченная на структурной карточке, но происхождение ее связано, очевидно, уже не с тектоническими факторами.

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ТЕЖСАРСКОГО ИНТРУЗИВА

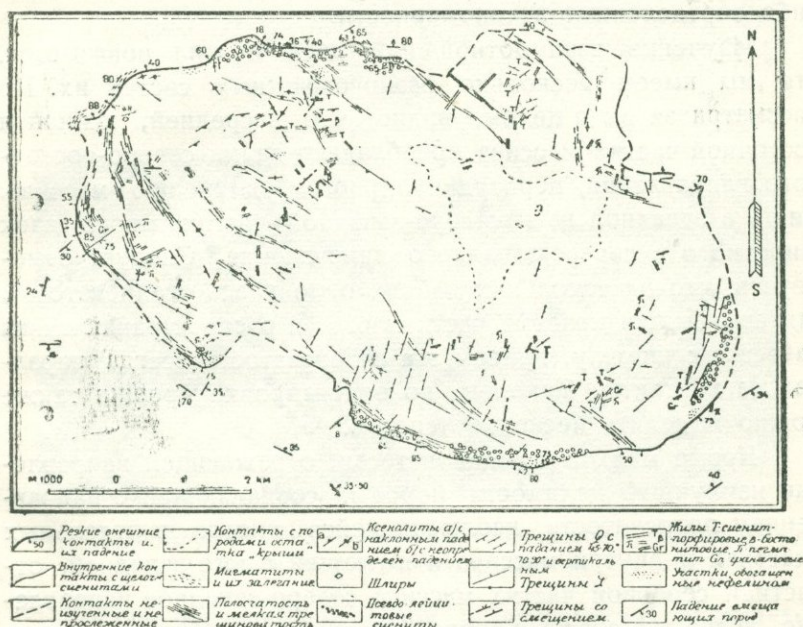


Рис. 28. Структурная карта Тежсарского массива.

Весьма важным структурным элементом являются ксенолиты. При огромном размере некоторых из них, резко удлиненной форме и четкой ориентировке можно выделить участки и полосы наиболее сгущенного их распространения. Такой участок ясно обозначается в северо-западной части массива, где по исключительным по крупности ксенолитам

намечается полоса, которая протягивается от западного края интрузива несколько севернее г. Халхал Западной и до северного его края несколько западнее г. Халхал Восточной. Примерное направление полосы СВ 70°.

Ксенолиты имеют резко удлиненную или линзовидную форму, обычно наклонены и рассланцованы, причем нижние контакты их чаще являются более пологими, чем верхние. Рассланцованность совпадает с удлинением ксенолитов. Преимущественное падение ксенолитов этой полосы крутое к юго-востоку. Интересно отметить, что один ксенолит пересекается сбросом СВ направления.

Ксенолиты других участков более мелкие и в их расположении и ориентировке уже труднее усмотреть какие-либо определенные закономерности.

Изучение взаимоотношений даек и жил показывает, что мы имеем несколько разновозрастных систем их. Но рассматривая их в целом, видно, что в средней, южной и восточной частях массива преобладают дайки северо-восточного направления, перпендикулярного удлинению массива. Лишь в западной и в северо-западной частях много даек широтного и северо-западного направления. Следует отметить, что в нескольких дайках отмечалась сланцеватость, захватывающая краевые части жил или распространяющаяся на всю их ширину, причем эта сланцеватость всегда параллельна контакту. Наконец, по ориентировке трещин также можно выделить несколько систем.

Кроме мелкой трещиноватости, отражающей направление наилучшей делимости породы, совпадающей с направлением полосчатости, наблюдающейся иногда в отдельных участках и внутри массива и имеющей в юго-западной, отчасти и северной частях массива северо-западное направление, легко усмотреть хорошо выраженную систему крутых северо-восточных трещин. Эта система с северо-западным падением чрезвычайно ярко выражена в южной части массива у гг. Кер-оглы и Кор-оглы (рис. 29).

Метаморфизм. Вопрос об автометаморфизме мы ограничиваем тем, что было сказано выше об автометаморфических изменениях внутри интрузивов при описании пород.

Контактный метаморфизм проявлен весьма широко.

Он выражен в образовании широких зон роговиков, гибридных пород и в меньшей мере скарнов. Особенно интенсивно развитие роговиков вокруг Тежсарского интрузива, где ширина ореола их достигает местами многих десятков метров. У малых интрузивов развитие роговиков гораздо слабее. Наиболее значительные участки, сложенные этими образованиями у малых интрузивов отмечены по р. Тандзут (Гарни), а также вдоль северного контакта Южного интрузива. Гранатовые скарны с магнетитом и скаполитом были отмечены по руч. Кемадзор в 1 км выше места его впадения.

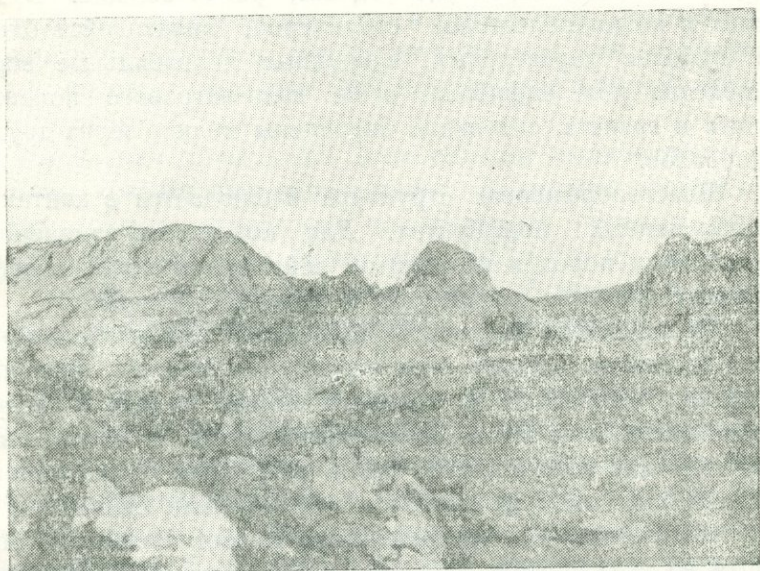


Рис. 29. Нарушения северо-восточного направления в нефелиновых сиенитах у вершины хр. Памбак.

Состав роговиков различен в зависимости от характера контактирующих пород. Можно выделить много типов этих пород в зависимости от преобладания того или иного минерала. Среди них можно выделить темные, почти черные разности плотного сложения, богатые нефелином и щелочной роговой обманкой, серые с порфировидной текстурой или зернистым сложением существенно полевошпатовые разности, а также полосатые роговики и мигматиты. Последние наблюдались у Маймехского цирка, у г. Кор-оглы

и др. и получились в результате пропитывания магмой контактирующих пород. Таковыми же являются и гибридные породы по составу близкие нефелиновым сиенитам, широко распространенные в названных участках.

Породы с такситовой брекчиевидной текстурой развиваются у контактов интрузивов с грубообломочными туфами с разнородным составом включений. Представляет интерес развитие эпидотизации в порфиритах г. В. Халхал.

В контактовых породах наиболее часто встречается пойкилобластовая, гетеробластовая и роговиковая структуры. Величина зерен 0,1—0,5 мм, редко больше. В породах с пойкилобластовой структурой, являющейся одной из наиболее характерных, в крупные неправильные зерна пироксена или амфибола, реже кали-натрового полевого шпата и граната, ситовидно вкраплены мелкие зерна других минералов.

Бластопорфировая структура наблюдается в контактово-измененных порфиритах. Для контактово-измененных лейцитовых пород и ксенолитов лейцитовых пород в нефелиновых сиенитах характерны очковые структуры.

Реакционные структуры пользуются значительным распространением. Случаи этих структур отмечены ниже при описании минералов, из которого можно судить о распространении разных типов контактовых пород. В контактовых образованиях и ксенолитах были встречены те же минералы, что и в самих щелочных и нефелиновых сиенитах.

Кали-натровый полевой шпат играет большую роль почти во всех контактовых породах и ксенолитах. Находится обычно в мелких (0,1—0,3 мм) неправильных зернах, часто являющихся главной составной частью породы. Иногда наблюдаются более крупные порфиробласты (до 2—3 см). В случаях директивной текстуры контактовых пород (главным образом мигматитов) кали-натровый полевой шпат образует удлиненные параллельно ориентированные зерна. Более крупные зерна его часто бывают пертитовыми.

Альбит наблюдается иногда в небольших количествах в качестве более позднего образования. Замещает нефелин, кали-натровый полевой шпат и плагиоклаз. Нередко является существенной составной частью породы.

Плагноклаз является реликтовым минералом. Состав колеблется от № 20 до — 50. Нередко наблюдаются зональные кристаллы с нормальным типом зональности, что указывает на его реликтовый характер. Встречается в виде порфировых вкрапленников контактово-метаморфизованных порфиров и реже в основной массе. В гибридных породах монцонитового состава является устойчивым и не подвергается замещению. По-видимому, в подобных случаях плагноклаз не является реликтовым минералом и может образоваться при перекристаллизации.

Нефелин встречается в наиболее сильно метаморфизованных контактовых породах и ксенолитах, являющихся гибридными породами сиенитового состава или мигматитами. Замещается цеолитом, мусковитом, анальцимом, иногда канкринитом.

Анальцим обнаружен в небольшом количестве в некоторых контактовых образованиях. Выполняет промежутки между другими минералами или замещает полевые шпаты и нефелин. Изотропен. Отчетливая спайность по (100).

Цеолит низкодвупреломляющий. Встречается очень часто в мелкозернистых агрегатах, замещающих полевые шпаты.

Пироксен встречается как в виде реликтов (в метаморфизованных порфиритах), так и в виде новообразований (в мигматитах и роговиках). В первом случае пироксен представлен, обычно, авгитом, в других случаях — эгирин-авгитом или диопсидом. Часто наблюдается замещение пироксена амфиболом. В некоторых случаях встречаются реакционные взаимоотношения между пироксеном и биотитом, с одной стороны, и амфиболом, с другой. Так, в шлифе 607₂ (мигматит) наблюдался меланократовый прослой, центральная часть которого образована биотитом, пироксеном и ортоклазом, а периферия — амфиболом. В шлифе 5826₂ (ксенолит), такие же взаимоотношения констатированы в небольшом овальном выделении.

Амфибол представлен обычной роговой обманкой или гастингситом. Устойчив почти во всех случаях, но в нескольких шлифах отмечено замещение амфибола биотитом и в одном случае — пироксеном.

Биотит встречается также очень часто, но устойчив не всегда. В некоторых случаях биотит находится только внутри более крупных кристаллов амфибола. Наблюдаются нередко биотитовые реакционные каемки на границе магнетита и кали-натрового полевого шпата. Биотит в этом случае представлен сильно железистой разностью.

Гранат типа андрадита — меланита встречается нередко, но обычно в небольших количествах.

Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и магнетитом, присутствующими почти всегда. Магнетит иногда является, по-видимому, титанистым, о чем говорит наблюдающееся в этих случаях замещение его сфеном. Нередко наблюдаются флюорит и циркон. В ряде случаев наблюдается рутил наряду со сфеном (шл. 6306, 5796).

В некоторых шлифах были встречены, обычно в незначительных количествах, канкринит, эпидот и кальцит, являющиеся более поздними образованиями. Из других гипстерогенных минералов часто наблюдался мусковит, образующийся, главным образом, за счет полевых шпатов.

Для химической характеристики контактовых образований мы располагаем двумя химическими анализами, из которых первый относится к ксенолиту, выраженному отмеченными выше „очковыми“ роговиками, а другой — к роговику у западного контакта Тежсарского интрузива с ортофирами. Оба анализа выполнены Р. П. Ильницким.

№№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Пот. п. п.	H ₂ O гигр.	Сумма
2186	50,70	0,55	21,31	3,59	2,04	0,13	1,49	6,71	0,38	5,68	4,72	2,04	0,47	99,81
271a	54,72	0,28	22,42	1,47	1,25	0,67	1,82	нет	7,34	7,34	8,10	1,42	0,18	99,85

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому, для обоих анализов будут:

$$a : c : b : s = 20,5 : 5,0 : 12,0 : 62,5,$$

$$a : c : b : s = 23,9 : 1,3 : 5,0 : 64,8.$$

К сожалению, мы не имеем анализов свежих пород, подвергшихся контактовому воздействию. Но нельзя не об-

ратить внимания на то, что в первом анализе породы, несомненно происшедшей за счет эпидейцит-содержащего эффузива, где, очевидно, K_2O должно быть больше, чем Na_2O , мы имеем обратные соотношения. В то же время во втором анализе роговика, происшедшего, очевидно, за счет ортофира, мы имеем количество K_2O больше, чем Na_2O , при общей сумме щелочей в 15,44%. Отсюда можно сделать предположение о том, что контактовое воздействие интрузии выражается в перегруппировке щелочей.

Присутствие во втором анализе BaO нужно, вероятно, отнести за счет наличия в кали-натровом шпате цельзиановой молекулы.

НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ ИЗ РАССМОТРЕНИЯ ХИМИЗМА ТРЕТИЧНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Для рассмотрения общих тенденций и особенностей химизма пород верхнезоценового комплекса Памбака составы их нанесены по способу А. Н. Заварицкого на диаграмму, причем различными обозначениями выделены интрузивные, щелочные и эффузивные породы (рис 30).

Из рассмотрения диаграммы можно сделать вывод, во-первых, что все зоценовые интрузивные породы Памбака представляют собой естественную ассоциацию, о чем можно заключить по расположению векторов в виде роя. На диаграмме линией изображены начальные точки векторов, изображающих составы интрузивных пород в порядке последовательного внедрения ряда интрузий. Эта линия отражает как закономерное изменение состава последовательно образовавшихся пород, указывающей на общий ход магматической дифференциации, так и отклонения от нее, зависящие, очевидно, от других причин, в частности, от явлений гибридизма и ассимиляции. Эти отклонения особенно значительны для щелочных пород интрузивов.

Другая линия на диаграмме соединяет начальные точки векторов, характеризующих составы щелочных эффузивных пород. Характерное положение векторов эффузивов и интрузивов щелочного состава показывает, что те и другие произошли из одного магматического очага. Характерным, в частности, для них является сохранение соотношения ще-

лочей калия и натрия, что едва ли имело бы место, при их высокой подвижности, если бы интрузивные щелочные породы формировались в результате только ассимиляции гранитной магмой щелочных эффузивов.

Этой гипотезе также противоречит и то, что при значительном отрезке времени, прошедшем после внедрения гранитной магмы (2-я фаза), трудно предположить, чтобы гранитная магма не претерпела дальнейшей дифференциации. Такая дифференциация имела место в действительности, что можно видеть во внедрении граносиенитов и сиенитов Гильютского массива. Несмотря на большую роль ассимиляции в образовании этих пород, едва ли можно не придавать значения закономерно повышающейся роли щелочей в этом процессе, присутствие которых невозможно, очевидно, связывать только с вмещающими эффузивами, местами представленными преимущественно порфиритами и кварцевыми порфирами.

В. ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА ТРЕТИЧНЫХ ИНТРУЗИВОВ ПАМБАКА

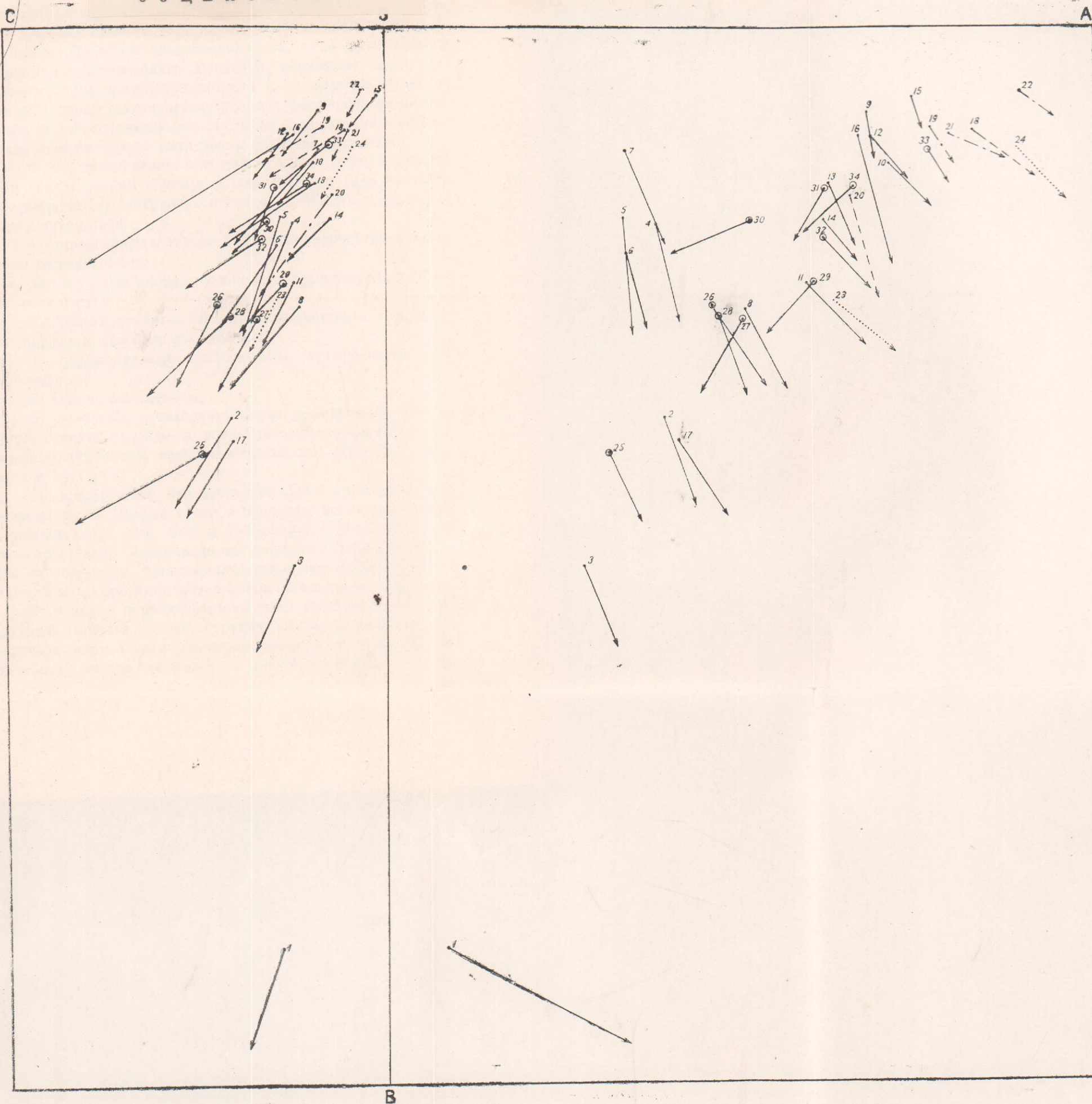
ОБ ОБЩИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ИНТРУЗИВОВ

Из приведенного фактического материала можно высказать целый ряд соображений о генезисе третичных интрузивов Памбака, о геологических условиях их формирования, о геологическом положении интрузивов щелочного состава, а также о связи с интрузивами эндогенного оруденения. В связи с этим мы должны отметить следующие установленные выше положения.

1. Все третичные интрузивы Памбака, начиная с ультраосновных и основных и до щелочных, образовались в пределах узкого интервала геологического времени, выраженного эоценом. Нижний предел возраста определяется тем, что интрузивы прорывают эоценовую вулканогенную толщу, а верхний может быть обоснован фактом, что щелочные эффузивы, составляющие с соответствующими интрузивами один магматический комплекс, входят в состав этой же толщи. Кроме того, третичные интрузивы транс-

ДИАГРАММА ХИМИЧЕСКИХ СОСТАВОВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД ПАМБАКСКОГО КОМПЛЕКСА ПО А. Н. ЗАВАРИЦКОМУ

ЭОЦЕНОВОГО



1. Пироксенит. 2. Монзонит. 3. Габбро-диорит. 4. Эранодиорит. 5. Кварцевый диорит. 6. Гранодиорит. 7. Порфировидный гранит. 8. Сиенит. 9—10. Гастингсит-нефелиновые сиениты. 11, 12, 13, 14. Щелочные сиениты. 15. Эгирин-нефелиновый сиенит. 16. Псевдолейцитовый сиенит. 17. Монзонит. 18. Эффузивный эпидейцитовый порфир. 19. Эпидейцитовый порфир крупных даек. 20, 21. Нефелиновые сиенит-порфиры. 22. Анальцит-нефелиновый сиенит-аплит. 23, 24. Метаморфические породы, связанные с щелочными интрузиями. Данные анализов по Бягдасаряну. 25. Порфирит. 26, 27, 28, 29. Разновидности щелочных трахиандезитов. 30, 31, 34. Лава эпидейцитовых порфиров. 32 и 33. Туфобрекчия эпидейцитовых порфиров.

грессивно перекрыты отложениями миоплиоцена, а, по К. Н. Паффенгольцу, в соседних к юго-востоку районах и олигоцена (гипербазиты).

2. Эоценовые интрузивы, которые с известными основаниями рассматриваются как один интрузивный комплекс, все же были связаны не с одной фазой тектонических движений и перерывом осадконакопления, а со значительным периодом повторявшихся движений, возможно, даже различного знака, когда происходило и накопление вулканогенных пород. Тектонические условия формирования интрузивов были неодинаковыми. Не были одинаковыми и интервалы времени между интрузиями различного состава.

3. По соотношению интрузивов между собой и различным геологическим данным устанавливается (или частично предполагается) следующая последовательность в формировании интрузивов:

- 1) пироксениты и габбро с его разновидностями и жильными отщеплениями;
- 2) кварцевые диориты-монцониты-гранодиориты, аплиты, пегматиты;
- 3) граниты, гранит-порфиры, сиенит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диабазы, лампрофиры;
- 4) порфировидные граносиениты, аплиты, пегматиты, лампрофиры;
- 5) кварцевые сиениты;
- 6) щелочные, псевдолейцитовые, нефелиновые, эгириновые сиениты, псевдо- и эпилейцитовые порфиры, сиенит-порфиры, бостониты, пегматиты щелочные, эссекситы, тефриты и др.

Не исключается, что интрузивы 3 и 4 групп были одновременными. Вместе с тем в пределах некоторых групп, в частности 1-й, 2-й, 3-й и 6-й интрузии формировались последовательно внедрявшимися порциями магмы или же при их внедрении происходили подвижки магматического материала с короткими интервалами времени между ними.

4. В целом период формирования всех третичных интрузивов Памбака (эоцен), отражая почти полный ряд интрузивов нормального геосинклинального развития (Ю. А. Билибин), отнюдь не отвечает всему альпийскому этапу

теотектонического формирования Малого Кавказа, начавшегося с нижней юры и продолжавшегося до позднеэоценового времени (К. Н. Паффенгольц, Л. Н. Леонтьев, В. Е. Хаин). Этот ряд отражает только сравнительно короткий период времени этого этапа, причем подобный же ряд интрузивов был сформирован в зоне Зангезура и Даралагеза в период времени от нижнего миоцена до плиоцена. Этот факт можно объяснить запаздыванием геотектонического и магматического развития этой зоны или же дублированием во времени указанного ряда с некоторыми, однако, существенными изменениями в характере и составе некоторых интрузий.

5. Среди указанных последовательно образованных интрузивов можно выделить три группы, формирование которых, по-видимому, было отделено более значительными интервалами и происходило в существенно различных тектонических условиях. Эти группы таковы: 1) группа ультраосновных и основных интрузивов; 2) группа интрузивов кислого состава и 3) группа интрузивов щелочного состава.

6. Тектонические условия формирования выделенных 3-х групп интрузивов были существенно-различными. Основные и ультраосновные магмы были интродуцированы преимущественно в пределах одной узкой региональной тектонической зоны (Севанской и ее продолжения к северо-западу), несомненно уже существовавшей к началу эоцена, а по В. Е. Хаину и Л. Н. Леонтьеву, возможно, и в верхнем мелу. Вместе с тем приуроченность этих интрузивов к ядрам узких антиклиналей у оз. Севан, отмечавшаяся К. Н. Паффенгольцем и А. Н. Соловкиным, указывает на то, что формирование их происходило в условиях уже локально развившихся складчатых движений. Кварцевые диориты, монцититы и гранодиориты внедрялись в основном в тот период времени, когда складчатые движения достигли наибольшей интенсивности (приуроченность интрузивов к ядрам антиклиналей). Далее порфировидные граниты были образованы в период уже явного ослабления складчатых движений и смены этих движений колебательными движениями с развитием тектонических разрывов (Фиолетовский интрузив). Наконец, интрузивы щелочного состава формировались уже в услови-

ях почти полностью прекратившихся складчатых движений и широкого развития разломов и трещин. При этом последние во многих случаях имели характер трещин растяжения.

Таким образом, на примере изучения третичного магматического комплекса Памбака можно найти подтверждение взгляда, высказывавшегося немецкими авторами о том, что щелочные породы часто приурочиваются к промежуточным областям проявления спокойной тектоники в складчатых зонах. К этому выводу пришел недавно и Г. Шрекке, который характерным для таких областей германотипной тектоники считает распространение глубоких разломов, достигающих нижней границы сиаля. По-видимому, подобные условия имели место и на Памбаке.

7. Рассматривая соотношение последовательно формировавшихся интрузивов и тектоники, можно прийти к выводу относительно того, что интрузии кварцевых диоритов-монцонитов-гранодиоритов происходили в то время, когда не только достигли своего максимума складчатые движения, но когда получали свое развитие и многие продольные разрывные нарушения преимущественно надвигового типа. При этом последние большею частью формировались уже после затвердевания интрузивов, приводя к их интенсивному катаклазу, а местами и к милионитизации (Базумская, Кабахлинская и Анкаванская зоны милонитов), в то время как порфириовидные граниты и граносиениты формировались преимущественно после этих нарушений, используя их при образовании дайкоподобных тел (Фиолетовский интрузив). Вместе с тем эти интрузивы использовали также северо-восточные нарушения типа сбросов, которые в основном как крупные нарушения были, по-видимому, сформированы несколько позднее. К этому, в частности, типу относятся разломы Сарыкаинский, (Галлаварско-Мармарикская зона), Уляшицкий и др. Образование последних можно рассматривать как один из признаков развития германотипной тектоники, что предшествовало, сопровождало, а затем и завершало формирование интрузивов резко выраженного щелочного состава. Резко локальное проявление последних можно объяснить пересечением крупных региональных разломов северо-западного и северо-восточного направлений, глу-

бина распространения которых достигла той области, где происходили магмообразование и глубинная дифференциация магмы.

О ГЕНЕЗИСЕ ТРЕТИЧНЫХ ИНТРУЗИВОВ И В ТОМ ЧИСЛЕ ИНТРУЗИВОВ ЩЕЛОЧНОГО СОСТАВА

Изложенные выше положения позволяют подойти к вопросу о происхождении пород различных интрузивов третичного времени. Эти положения можно себе представить в следующем виде.

1. Образование всех третичных интрузивов, по всей вероятности, происходило из жидких магм, о чем свидетельствуют резкие интрузивные контакты, наблюдаемые на различных гипсометрических уровнях, обычная дискордантность интрузивов, их штоко- и дайкообразные формы, а также отсутствие или ограниченность мигматитов. Явления гранитизации имели крайне незначительное развитие, или же вовсе не были выражены. В этом отношении третичные интрузивы резко отличаются от плагиогранитов и других гранитоидов дотретичного возраста, широко распространенных на Памбаке, с которыми связана широко проявленная мигматизация и гранитизация.

Таким образом, третичные интрузивные породы и в том числе щелочные породы, должны рассматриваться как породы магматического происхождения и относиться, если следовать Кеннеди, к вулканическим ассоциациям, противопоставляемым им ассоциациям плутоническим.

2. Изучение геологических соотношений третичных интрузивов, особенностей петрографического и химического их состава приводит к выводу о том, что их образование связано с одной линией геотектонического развития данной области и связанного с этим магмообразования. Можно считать также вероятным, что весь последовательный ряд интрузивных пород был сформирован в процессе дифференциации основной магмы, сопровождавшейся глубинной ассимиляцией пород сиала. Отмеченное выше в кварцевых диоритах, монцонитах и гранодиоритах обычное присутствие основного плагиоклаза, пироксена, иногда ромбического, повышенные количества апатита, сфена, особенности струк-

туры и химизма, очень резко выраженные в граносиенитах Гильютского массива, ксенолиты и т. п., все это можно рассматривать как признаки гибридного происхождения указанных пород.

3. Щелочная магма, которая, вероятно, была сформирована или обособилась еще на значительной глубине, претерпела в дальнейшем лишь несущественные изменения в ее составе при поступлении в верхние структурные этажи. Об этом можно судить по выдержанности состава интрузивов на различных уровнях, разница между которыми составляет более 1500 м.

Кроме того, если бы появление щелочных пород было обязано только или, главным образом, процессам ассимиляции на тех уровнях, которые в настоящее время доступны для наблюдений, то можно было бы ожидать появления подобных пород и во многих других районах распространения эоценовой вулканогенной толщи или карбонатных пород сенона, имеющих очень широкое распространение. Между тем этого не наблюдается, если не принимать во внимание лишь очень отдаленные районы Гурии и Трабзунда. Следовательно, магма, которая поступала в верхний структурный ярус, где мы теперь наблюдаем щелочные породы, была уже щелочной.

4. Для объяснения появления щелочных интрузивных пород Памбака гипотеза их происхождения за счет ассимиляции гранитоидной магмой щелочных эффузивов, не может быть полностью принята (В. П. Петров). Этой гипотезе противоречит прежде всего то обстоятельство, что интрузивы щелочного состава были сформированы явно значительно позднее внедрения гранитоидных магм и притом, что особенно важно, в общей последовательности происходивших интрузий усматривается закономерное увеличение щелочности магм, (кварцевые диориты и гранодиориты-граниты-граносиениты-кварцевые сиениты — щелочные сиениты-нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты), чего нельзя было бы ожидать, если бы щелочные интрузивы образовались только и исключительно в результате ассимиляции щелочных эффузивов. Далее, эта гипотеза все равно предусматривает обязательное появление щелочных магм, раз

это допускается, то дело уже идет о формах проявления магматизма — эффузивной или интрузивной, которые, как известно, отнюдь не исключают друг друга, а для близповерхностных условий могут проявляться совместно. Наконец, гипотезе противоречит и то обстоятельство, что щелочные эффузивы формировались в существенно иных тектонических условиях, приближавшихся уже к платформенным, а также целый ряд труднообъяснимых фактов (закономерное повышение щелочности пород последовательно образовавшихся интрузивов, расположение псевдолейцитовых сиенитов часто не в контактах, а в некотором удалении, их отсутствие в некоторых частях интрузивов, контактирующих с щелочными эффузивами, наличие даек эпилейцитовых порфиров среди эффузивов умеренно-щелочного и даже кислого состава, наличие эпилейцитовых тефритов и др.). Имеющиеся данные показывают, что комплекс щелочных пород Памбака образовался в результате поступления щелочных магм с глубины в узколокальном участке — средней части Памбакского хребта.

5. Резко отличным в положении щелочного комплекса Памбака, по сравнению с другими районами Малого Кавказа, является структурное его расположение, вблизи пересечения крупных зон региональных разломов Мармарико-Галаварской и Уляшикской. Обе эти зоны отличаются большой глубиной распространения, вскрывая и нарушая залегание не только верхнего, но и нижнего докембрийского структурных ярусов. В связи с такой приуроченностью щелочных пород к узлу глубоких разломов есть основания рассматривать их еще как одну из причин локального проявления щелочных пород вокруг одного центра, совпадавшего с современным Тежсарским массивом.

6. Принадлежность щелочных пород к целому ряду магматических образований, обязанному, очевидно, глубинной дифференциации и ассимиляции, а также особые тектонические условия еще, по-видимому, не вполне обуславливали появление щелочных пород Памбака, отличающихся резко выраженным щелочным составом. По всей вероятности, для этого должны были существовать и другие дополнительные причины. Как известно, в числе таких причин

обычно указываются ассимиляция карбонатных пород (Дели, Шэнд), накопление щелочей в магме под воздействием минерализаторов (Смит), ассимиляция соленосных отложений. Поскольку на Памбаке нет никаких оснований для применения одного из двух последних объяснений, можно лишь сугубо предположительно допускать возможность глубинной ассимиляции мраморов, присутствующих в нижнем структурном ярусе среди докембрийских толщ. Более привлекательным кажется взгляд Д. С. Коржинского о генезисе щелочных пород как результат гранитизации, если последнюю понимать, согласно его же представлениям, как магматическое замещение, имевшее место в глубинных частях сиалической зоны. Этому, однако, противоречит то обстоятельство, что щелочные породы Памбака слагают не краевые зоны, а крупные самостоятельные интрузивы.

Таким образом, мы приходим к выводу, что щелочные породы Памбака образовались в результате сложного сочетания условий, к числу которых относились дифференциация на глубине магмы основного базальтового состава, глубинная ассимиляция или магматическое замещение трахитовой магмой пород сиала, приобретение ею в связи с этим более резко выраженных щелочных свойств, образование глубоких разломов и подъем этой магмы вблизи пересечения последних. Что же касается значения ассимиляции в верхних горизонтах, то она, несомненно, тоже имела место, и влияла на появление некоторых разновидностей щелочных пород, особенно у контактов.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИВОВ

Выше было указано, что интрузивы щелочного состава формировались, во-первых, в условиях, когда складчатые движения сменились вертикальными при преобладании напряжений растяжения и, во-вторых, когда были в значительной мере образованы не только крупные северо-западные разломы, но и северо-восточные сбросы. Вблизи их пересечения и определился центр извержения щелочных магм и пирокластических продуктов. Судя по локализации вулканических продуктов в одном участке, извержение носило

центральный характер и было обусловлено, во-первых, подготовкой щелочных магм на глубине и, во-вторых, глубоким заложением разломов, в месте пересечения которых магма эта и была поднята к поверхности с образованием трубки взрыва. После вулканических выбросов обломочных и других продуктов извержения произошло образование кольцевых трещин. Интересно отметить, что внешние трещины этого типа оказались несколько сплюснутыми, вытянутыми и незамкнутыми в северо-восточном направлении.

Порядок последовавших затем внедрений магмы не вполне ясен. Можно думать, что сильное магматическое давление на маломощную толщу покрывавших пород привело после кольцевого интрузива к образованию центрального или трубообразного интрузива.

Объяснения механизма и образования такого рода интрузивов было, как известно, предложено Андерсоном и Ричи и в настоящее время подтверждено на многих примерах. Для Памбака следует отметить две структурные особенности: во-первых, в нашем случае в центральном интрузиве не наблюдается никаких следов оседания, наоборот, интрузив выступает в наиболее высоких частях водораздельного хребта, что отмечено было и Ю. А. Билибиным для Ылымахского комплекса на Алдане, и, во-вторых, наш комплекс не сопровождается радиальными дайками, как это имеет место в Шотландии. Последние единичны и нередко имеют крупные размеры. Следует отметить, что Тежсарская и кольцевая интрузии использовали жерло древнего вулкана и конические трещины и мало использовали линейные разломы, в особенности северо-восточный сброс. По ним усматривается лишь образование уступов, но это не есть смещение, поскольку у Уляшика слоистые породы смещены незначительно. Однако, по данному сбросу произошли подвижки и после интрузии, о чем свидетельствуют трещины вдоль него и образовавшаяся долина р. Уляшик. Представляют интерес апофизы Тежсарского и других интрузивов, заполнившие коленчатые трещины, т. е. трещины разных систем.

Таким образом, щелочной комплекс Памбака, состоящий из аггломератов, эффузивов и интрузивов, формиро-

вался в условиях развития структур центрального типа. Можно наметить такую последовательность его формирования:

1. Образование СЗ-го и СВ-го глубоких разломов (или повторные движения по ним).
2. выброс вулканических продуктов, излияние щелочных лав эпидейцитовых порфиров и образование некоторых линейных даек (извержения центрального типа).
3. образование кольцевых и линейных трещин.
4. внедрение щелочной магмы по кольцевым и линейным трещинам и образование кольцевого и дайковых интрузивов.
5. новое внедрение или подвижки щелочной магмы с образованием центрального конического интрузива Тежсара.
6. повторные движения вдоль северо-восточного сброса и образование трещин растяжения в центральном (Тежсарском) интрузиве и во вмещающих породах с образованием даек в такой вероятной последовательности: псевдолейцитовые сиениты и сиенит-порфиры, бостониты, пегматиты, эссекситы, тефриты, мондониты.

На примере Памбака и ряда других районов распространения щелочных пород (Алдан, Хибин, Мариуполь, Санлайт в Вайоминге, о. Мал в Шотландии и др.), есть основание считать, что структуры центрального типа являются характерными для ряда щелочных комплексов.

НЕКОТОРЫЕ СРАВНЕНИЯ С ДРУГИМИ РАЙОНАМИ ПРОЯВЛЕНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД КАВКАЗА И МАЛОЙ АЗИИ

Проявление щелочных пород в соседних районах и областях известны в Гурии, в пределах Конгуро-Алангезского массива (у с. Ньюады), в Трабзунде (Турция) и в средней части Ирана. В Гурии и Аджарии они были описаны Т. Г. Казахашвили и М. Л. Роква как феонолитотефриты из эффузивов, туфов и даек и Д. С. Белянкиным и В. П. Петровым как тефриты из аджарской вулканогенной „авгитовой“ толщи. Судя по описаниям, эти породы имеют ограниченное распространение и каких-либо интрузивов здесь не выявлено.

Наиболее интересным районом проявления щелоч-

ных пород является Зангезур, где нефелиновые и щелочные сиениты были открыты Ю. А. Араповым¹ и кратко описаны им совместно с В. С. Зорабяном. Здесь щелочные породы представлены только интрузивами, входящими в состав Конгуро-Алангезского комплекса в качестве наиболее поздней интрузивной его фазы. Комплекс имеет более молодой—после-нижнемиоценовый возраст. Среди щелочных и нефелиновых сиенитов и несколько более поздних пегматоидных сиенитов лейцитовых пород здесь не установлено. Щелочные породы этого района характеризуются примерно равным содержанием K_2O и Na_2O и повышенным содержанием кальция и глинозема. По-видимому, более близкими по составу и характеру проявления представляются щелочные породы Трабзунда, выраженные, судя по давним описаниям Лакруа, лейцититами среди эоценовой вулканогенной толщи. Однако сколько-нибудь подробного геологического и петрографического описания этих пород не имеется. Наконец, о лейцитовых породах Ирана имеется в литературе лишь очень краткое указание, причем их проявление, по-видимому, совершенно безосновательно связывается с нефтеносными отложениями.

¹ Ю. А. Арапов и В. С. Зорабян, О нефелиновых и щелочных сиенитах в восточной части Мегринского района. Изв. АрмФАН СССР, № 8. (22), 1942.

III. МЕТАЛЛОГЕНЕЗ ПАМБАКА

В связи с проблемой интрузивов Памбака следует также рассмотреть и металлогению этой интересной области, а также соседних районов. Это тем более необходимо, что при значительном разнообразии различных месторождений и, в том числе промышленных для этой области, в связи с разнообразием геологических условий и хорошей обнаженностью, мы имеем такие факты, которые редко встречаются в других районах.

Рассмотрение этих фактов во взаимосвязи дает возможность лучше понять некоторые стороны процесса рудообразования, чем это мы имеем в других случаях. Кроме того, для этой области предложены металлогенические схемы, находящиеся в явном противоречии с фактическими данными. Выяснение закономерностей в распределении рудных проявлений также может привести к познанию эндогенной металлогении Малого Кавказа, все еще неразгаданной в полной мере. Наконец, важным является также вопрос специфической металлоносности щелочного комплекса, что тоже пока остается достаточно темной проблемой. Актуальность последней становится еще более значительной в связи с намеченным уже в ближайшее время широким использованием нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов для получения глинозема.

Не прибегая к описанию отдельных выявленных на Памбаке месторождений, что нами было сделано в других работах, мы должны отметить, что последние в подавляю-

щем числе случаев относятся к магматогенным образованиям. Экзогенные месторождения имеют незначительное распространение и обычно также связаны с изменением магматогенных месторождений. Кроме того, следует подчеркнуть, что почти все рудные проявления являются верхнезоценовыми, т. е. на Памбаке представлена металлогения верхнезоценового магматического комплекса.

В нижеследующей таблице дана сводка главнейших магматогенных проявлений Памбака и смежных частей данной геотектонической и металлогенетической зоны.

Состав интрузивов (интрузивных фаз) с которыми связано оруденение	Генетические типы рудных проявлений и формаций				
	Магматическ.	Пегматитовые	Скарновые	Гидротермальные глубинные	Гидротерм. приповерхностные
Гипербазиты и базиты	Хромиты	—	—	—	
Монзониты, кв. диориты, гранодиориты и их малые интрузии	—	—	Магнетитов. и магнетитохалькопиритовая	1) Халькопиритово-молибденитовый. 2) Халькопир.—магнетит. 3) Галенитосфалеритов. (жилы) с золотом.	Колчеданная
Граниты, сиениты и их жильные отщепления	—	Слабая минерализация	—	Кварцевые жилы с галенитом, сфалеритом, халькопиритом и золотом	
Щелочные нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты и связанные с ними породы	Глинозем (псевдолейцитов. и нефелиновые сиениты)	Минерализация с апатитом, цирконом с содержанием редк. элементов и редких земель	Халькопиритовая и скарново-халькопиритовая	—	Гематитовые проявления, флюорито-редкометалл. и др.

Из приведенной таблицы можно сделать вывод, что на продолжении сравнительно узкого интервала времени верхнего эоцена послемагматический пневматолито-гидротермальный процесс проявился, по крайней мере, дважды — в связи с гранитоидными интрузиями и затем в связи с щелочными интрузиями. При этом, несомненно, гораздо более интенсивно этот процесс был проявлен в связи с гранитоидными интрузиями и несравненно слабее в связи с интрузиями щелочного состава. В определенной связи с монцонитами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами и их малыми интрузиями (гранит-порфирами) находится Анкаванское молибденовое и магнетито-халькопиритовое месторождение, а также расположенное по соседству от него месторождение этого же состава Намазелян, в настоящее время разведывающееся. С ними же, по-видимому, связаны свинцово-цинковые жилы с самородным золотом, открытые А. Г. Мидяном у с. Меградзор, а также медно-колчеданные месторождения—Головинское, Сисимадан (ранее разрабатывавшемся, теперь разведывающееся) и ряд других более мелких проявлений (Якшатова Балка, Ягубли, Ванадзор, Какавадзорское, Хндзорутское и т. п.).

Есть некоторые, хотя и недостаточные, основания связывать с кварцевыми диоритами также и довольно крупное колчеданное месторождение Тандзут, хотя нельзя исключать связи его, также как и некоторых других соседних медных проявлений, и с порфировидными гранитами Гильютского массива или же с тем магматическим очагом, который привел к образованию вмещающих эти месторождения эффузивов.

Столь же неопределенны связи некоторых месторождений и рудопроявлений (преимущественно медно-колчеданных), расположенных в тесном соседстве с порфировидными гранитами и граносиенитами (3-я фаза комплекса), а также довольно многочисленных проявлений гематитовых и магнетитовых (Маймех и др.).

С большим основанием можно судить о связи ряда рудопроявлений с щелочными интрузивами. Таковые представлены, во-первых, редкоземельной минерализацией (циркон, малакон, торит, сфен, апатит), пока изученной совер-

шенно недостаточно, и, во-вторых, флюоритовым, а также скарновым халькопиритовым и магнетито-халькопиритовым, в общем довольно слабым оруденением (Кем-дараси, Уляш-шик).

Таким образом, для Памбака и смежных с ним районов в пределах верхнего эоцена было образовано, во-первых, магматическое оруденение гипербазитов (дунитов), затем послемагматическое, преимущественно гидротермальное и довольно значительное и разнообразное оруденение в связи с кварцевыми диоритами и гранитами и, наконец, магматическое (глинозем), пегматитовое и пневматолито-гидротермальное оруденение в определенной связи с щелочными магмами.

О ПРИРОДЕ СВЯЗИ ОРУДЕНЕНИЯ С ИНТРУЗИВАМИ

За исключением магматического и пегматитового типов оруденения, где можно с большим основанием говорить о наличии прямой генетической связи их с соответствующими интрузивами, для всех других типов пневматолито-гидротермального оруденения и, в том числе, для оруденения, связанного со скарнами, имеет место лишь пространственная связь с интрузивами, возле которых оно ассоциировано. При этом в одних случаях эта пространственная связь является близкой и может быть использована как реальный поисковый признак, в других случаях она является более отдаленной, устанавливаемой с трудом и даже условной, особенно в части выявления связи с различными интрузивными фазами комплекса. Однако в последнем случае на основании общего размещения рудопроявлений с достаточным основанием можно говорить о связи их с верхнеэоценовым магматическим комплексом в целом, как это было принято в металлогенической методологии Ю. А. Билибина.

Поскольку такая пространственная связь, которая, несомненно, отражает определенную закономерность, нередко вызывает недопонимание, даже возражения со стороны части исследователей, следует попытаться вскрыть или хотя бы объяснить ее. В этом отношении Памбак дает нам большие

возможности, чем встречается в Центральном Казахстане и других районах с недостаточной обнаженностью.

Дело заключается в том, что на Памбаке имеется возможность установить последовательность в ходе развития геологической структуры, магматизма и минерализации. Установление таких соотношений в целом для области Памбака, так и для отдельных рудных полей и месторождений с учетом масштаба явлений, как нам кажется, и приводит к вскрытию одной стороны сущности рассматриваемой связи оруденения с интрузивами. Другая сторона этого сложного вопроса может быть освещена, исходя из общих теоретических положений.

Детальное изучение соотношений и развития геологической структуры, магматизма и минерализации, проведенное в отдельных рудных полях и месторождениях П. Д. Яковлевым (Анкаванское месторождение), нами и некоторыми исследователями по другим месторождениям показало, что ход этого развития является довольно сложным и не укладывается в общеизвестную схему. Так, например, установлено, что послемагматическая минерализация развивалась синхронично с развитием структуры не сразу после внедрения кварцевых диоритов, а затем, теснейшим образом с ними связанных гранит-порфиров (малые интрузии) и ряда жильных отщеплений (Анкаван, Намазелян и др.). После образования крупных региональных СЗ-ых близширотных разломов в большом числе возникли северо-восточные нарушения, часть которых развилась в крупные сбросы 1-го порядка. К этому времени рудный (гидротермальный) процесс, по-видимому, полностью завершался и развивавшаяся структура (разломы) была использована после некоторого перерыва магматическими продуктами уже щелочного комплекса, после чего снова развился, хотя, по-видимому, и более слабо, процесс послемагматической минерализации. Выделявшиеся растворы использовали системы трещин, которые были образованы в процессе охлаждения интрузивов щелочного состава. Однако и в этом случае встречаемые рудопроявления, судя по соотношениям с дайками, произошли позднее главных интрузивов и даек (они нередко располагаются в них).

Таким образом, источниками растворов была не магма обнажающихся массивов, а глубинные или, как считал С. С. Смирнов, корневые части их, или в нашем понимании глубинные части магматических очагов.

О СООТНОШЕНИИ ВО ВРЕМЕНИ ПРОЦЕССОВ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МАГМАТИЗМА И ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

На прилагаемой схеме (рис. 31) показано соотношение во времени в развитии тектонических движений (сложенных, показанных зигзагом и разрывных—прямой вертикальной линией), магматических образований и минерализации для интервала времени верхнего эоцена с возможным распространением этого интервала несколько ниже и выше указанного возраста. Из этой схемы следует, что складчатые движения, уже ослабевшие ко времени формирования порфириовидных граносиенитов, почти полностью прекратились во время внедрения щелочных интрузий. Разрывные нарушения, происходившие вместе со складчатостью, впоследствии развивались только как разрывы в условиях напряжений растяжения. Послемагматическая минерализация развивалась периодически, но качественно была различной на разных этапах. Общие выводы и соображения, вытекающие из рассмотрения этой схемы, сводятся к следующему.

1. Последовательное и обособленное внедрение магм в эоцене с образованием трех отмеченных выше комплексов интрузивов — основных, кислых и щелочных — представляет собой также интересный пример не только раздельного формирования этих интрузивов, но и проявления послемагматических процессов, с ними связанных. Это обусловило проявление самостоятельных рудных процессов: позднемагматического, связанного с гипербазитами (Шоржа), пневматолитового (скарнового) и гидротермального, связанного с монцонитами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами, а также с гранит-порфирами, пневматолито-гидротермального, связанного со щелочными интрузивами и, возможно, также и порфириовидными гранитами. Таким образом, на Памбаке и в соседних районах были последовательно проявлены все

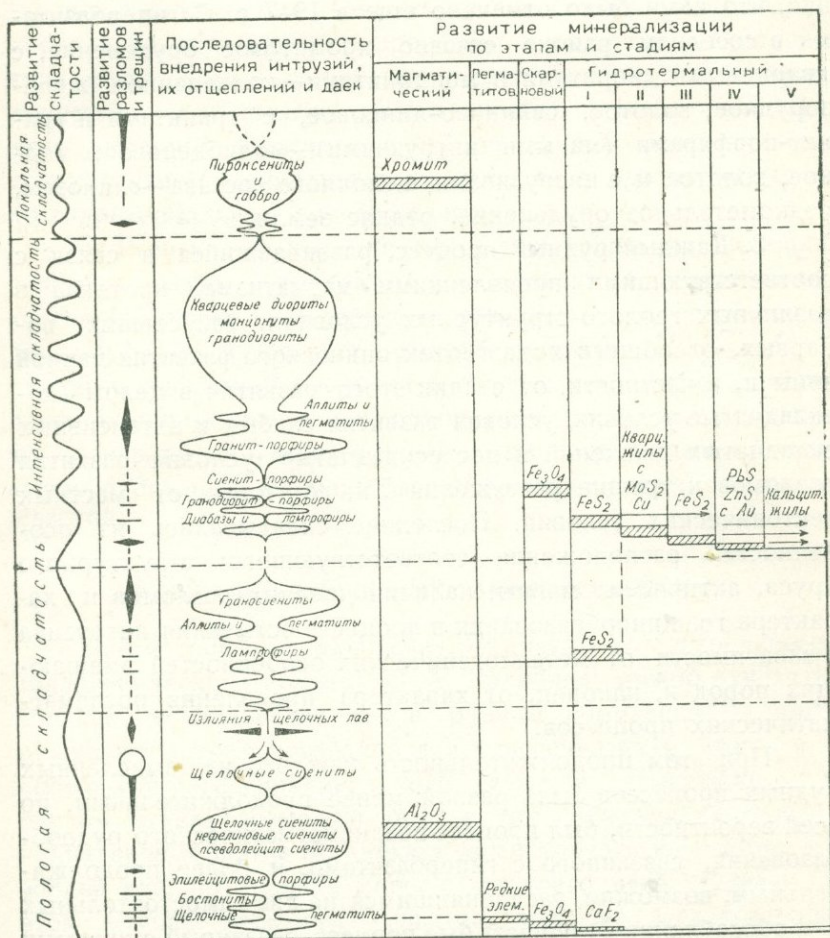


Рис. 3. Графическая схема развития эоценового тектоно-магматического комплекса и связанной с ним минерализации для Памбака и смежных районов Малого Кавказа.

два или три указанных рудных процесса на довольно узком интервале геологического времени—верхнего эоцена.

2. С каждой из выделенных выше групп интрузивов связано отличное по геохимическим ассоциациям оруденение, что нами было отмечено еще в 1947 г. С гипербазитами в соседнем районе связано хромитовое оруденение, с кварцевыми диоритами и монцонитами—колчеданное, железорудное, золотое, свинцово-цинковое, с гранитами и гранит-порфирами (малыми интрузиями)—молибденовое, медное, золотое и с интрузивами щелочного состава—глинозем, редкометальное оруденение, редкие земли.

3. Каждый рудный процесс, развивавшийся в связи с соответствующими проявлениями магматизма, протекал в различных геолого-структурных условиях, зависевших, во-первых, от общего хода геотектонического развития данной зоны и, в частности, от стадии этого развития в целом (доскладчатые условия, условия развития слабых и интенсивных складчатых движений и послескладчатые условия развития разломов и трещин растяжения), и, во-вторых, от местных тектонических условий. Последние складывались из особенностей расположения соответствующего структурного яруса, активности магмы, наличия древних разломов и характера трещинообразования в процессе остывания интрузива в зависимости от металлогенических особенностей вмещающих пород и, наконец, от характера проявления послемагматических процессов.

При этом продолжительность каждого из выделенных рудных процессов была разной: менее продолжительным, по всей вероятности, был процесс позднемагматического рудообразования, связанного с гипербазитами, и более продолжительным, возможно, расчленившимся на два самостоятельных или обособленных процесса был процесс, связанный с кислыми гранитоидными интрузивами. Наконец, рудный процесс, связанный с щелочным комплексом, по-видимому, имел продолжительность несколько меньшую, чем рудный процесс, связанный с гранитоидами.

4. Рудообразование в связи с различными выделенными магматическими комплексами было обусловлено различными в физико-химическом отношении процессами: магматическим

для хромитового оруденения, связанного с гипербазитами, пневматолитовым и гидротермальным—для оруденения, связанного с гранитоидами, и магматическим, пегматитовым и пневматолитовым для оруденения, связанного с интрузивами щелочного состава. Соответственно с этим роль структурного фактора при формировании оруденения различного типа совершенно различна как в качественном, так и в количественном (в смысле интенсивности) отношениях. При этом указанный фактор, который теснейшим образом связан с магматизмом, наибольшее значение имел при пневматолито-гидротермальном рудообразовании.

5. Разный характер процессов минерализации, имевших место в связи с различными интрузивными комплексами, обусловил также существенные различия и в проявлении метаморфизма, в частности, гидротермального. Наиболее интенсивно последний проявлен в связи с кварцевыми диоритами, монцонитами и гранодиоритами, в меньшей степени он проявлен в связи с щелочными интрузивами и очень слабо проявлен в районах распространения гипербазитов и базитов.

О МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ

Рассматривая металлогению Памбака с точки зрения металлогенического анализа Ю. А. Билибина, можно отметить, что как магматические, так и рудные комплексы не обнаруживают четких признаков для отнесения их к тому или иному этапу геосинклинального развития. Отнесение их к ранним этапам возможно лишь в том случае, если геосинклинальное развитие М. Кавказа рассматривать не с юры, а с эоцена или, по крайней мере, с верхнего мела. Однако в этом случае весь цикл развития, или же весь комплекс верхнего эоцена следует относить к ранним этапам, имея в виду полное отсутствие среднего и верхнего этапов. Кроме того, на примере М. Кавказа, как известно, подобный верхне-эоценовому ряду интрузивов Памбака представлен и в миоцене (Зангезур). Попытки объединить оба эти ряда вступают в явное противоречие как со стратиграфическими, так и с петрографическими и металлогеническими данными. По

всей вероятности, невозможно говорить о синхронном, а, наоборот, надо говорить об асинхронном геотектоническом и металлогеническом развитии двух геотектонических зон Памбако - Севанской и Зангезурской. Следовательно, далеко еще невыясненный вопрос о том, к каким по масштабу подвижным зонам приложена методика металлогенического анализа Ю. А. Билибина, в данном случае получают несколько даже неожиданное освещение. Оказывается, что в одной области проявления альпийской складчатости две указанные геотектонические зоны несут не только общие, но и вместе с тем резко различные особенности в металлогеническом отношении.

При этом выделение этапов геотектонического развития таких зон является чрезвычайно затруднительным. Таким образом, методика металлогенического анализа Ю. А. Билибина при всей ее привлекательности, несомненно, требует дальнейшего совершенствования.

Другой вопрос, который может быть затронут на Памбаке, вопрос о разделении двух основных металлогенических поясов Малого Кавказа—медно-молибденового (как продолжения Зангезурского) и медно-колчеданного (как продолжения Кафано - Кедабеко - Алавердского). Геотектоническое и металлогеническое разделение соответствующих зон, проведенное с достаточными основаниями С. С. Мкртчяном и И. Г. Магакьяном в южной Армении по Гиратахскому разлому, очевидно, невозможно проводить по Памбаку, чему противоречат как геологические, так и петрологические (магматизм), а также и металлогенические данные. Наличие лишь Анкаванского месторождения и ряд других мелких молибденовых проявлений едва ли дает основание разобщать геотектонически единую зону, сложенную однородными толщами пород и с проявленным здесь общим комплексом интрузивов. Надо думать, что эта граница проходит где-то южнее, у Цахкунянцского хребта или же различие поясов в этой части Малого Кавказа является здесь не столь отчетливым.

ЛИТЕРАТУРА ПО РАЙОНУ И СОСЕДНИМ ОБЛАСТЯМ КAVКАЗА

1. А б и х Г. Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографич. и геологическое описание. Перевод Б. З. Коленко. Зап. Кавк. отд. геогр. общ., т. XXI, 1899.
2. А б и х Г. Геология Армянского нагорья. Восточная часть. Орографич. и геологич. описание. Перевод Б. З. Коленко. Зап. Кавк. отд. геогр. общ., кн. XXIII, 1902.
3. А г а л и н Г. П. Краткий геологический очерк Центральной части Большого Карачая. Изв. Геол. ком., XLVIII, 1929.
4. Багдасарян Г. П. К истории тектонического развития Памбакского хребта. Изв. АН АрмССР, № 2, т. III, 1950.
5. Багдасарян Г. П. О механизме внедрения и этапах формирования Тежарской щелочной интрузии в Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, № 8, т. III, 1950.
6. Багдасарян Г. П. Тежарский щелочной интрузив и полезные ископаемые Памбакского хребта. Кандидатск. диссерт. Фонд Арм. ГУ, 1951.
7. Багдасарян Г. П. Щелочные пегматиты центральной Армении. ДАН АрмССР, т. XIX, № 4, 1954.
8. Багдасарян Г. П. Петрогенетические особенности порфировидных сиенито-гранитов Амзачиманской интрузии в АрмССР. Изв. АН АрмССР, т. VIII, № 2, 1955.
9. Багдасарян Г. П. Петрография щелочных эффузивных пород Армянской ССР. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1956.
10. Барканов И. В. Геология и рудные месторождения северной части Степанаванского р-на и соседнего Аллавердского р-на ССР Арм. и Башкичекск. р-на Грузии. Рефер. докл. Пр. Сов. геол., № 11, стр. 1013—1014, 1936.
11. Б е л и к о в Б. П. Розенбергский (Александргильфский) кристаллический массив. Матер. по геол. и петрографии ССР Грузии, III. Изд. Ак. наук, вып. 129, 1936.

12. Беликов Б. П. и Кузнецов С. С. О габбровой интрузии на северо-восточных склонах Тriaлетского хребта. Труды Петр. И-та Ак. наук, вып. VI.
13. Белянкин Д. С., Петров В. П. и Петров Р. П. Первый нефелиновый сиенит в Закавказье. ДАН. Нов. серия, т. XIX, № 1—2, 1938.
14. Бетехтин А. Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив. Хромиты СССР. Изд. Ак. наук СССР, 1937.
15. Богачев В. В. Материалы к геологии Восточно-Закавказской низменности. Ак. Нефт. хоз., № 2 (98), 1930.
16. Варданянц Л. А. Характеристика неопитрузий Главного Кавказа. Пробл. Сов. геол., № 7, 1937.
17. Гамбарян П. П. Геолого-петрографический очерк района Средней Занги. Труды СОПС-а. Сер. Закавказ., в. 10, 1934.
18. Герасимов А. П. Тешениты с р. Иоры (Кахетия). Труды ГГРУ, вып. 29, 1931.
19. Герасимов А. П. Эссекситовая интрузия в Ахалцихском бассейне. (В кн. «К 45-летию научн. деят. действ. члена ЦНИГРИ, д-ра геол. наук Н. Ф. Погребова»). Л., 1937.
20. Герасимов А. П. Древние интрузии Сев. Кавказа и металлогения. Пробл. Сов. Геол., № 7, 1937.
21. Герасимов А. П. К вопросу о возрасте древнейших свит на Сев. Кавказе. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 7, 1929.
22. Гинзберг А. С. Геолого-петрографическое описание правобережья р. Занги к западу от с. Комадзор до долины р. Маман. Изд. АН СССР, Бассейн оз. Севан, т. III, в. 2, 1933.
23. Гинзберг А. С. Петрография республики Армении. Региональная петрография, вып. 2, сер. 1. Изд. Ак. наук СССР, 1934.
24. Грушевой В. Г. Медные месторождения Алавердского района ССР Армении. Труды ЦНИГРИ, в. 36, 1935.
25. Дьяконова-Савельева Е. Н. Геологические исследования в окрестностях Дилижана (Армения) летом 1927 г. „Басс. оз. Севан“. Изд. Ак. наук СССР, 1929.
26. Казахишвили Т. Г. и Топурия П. А. Неопитрузии ущелья р. Сунсы (Вост. Гурия). Труды Груз. отд. ВИМС-а, вып. 2, Тбилиси, 1938.
27. Казахишвили Т. Г. и Роква М. Л. О лейцитовых породах Гурии. Зап. Всерос. Мин. О-ва, т. 84, № 4, 1945.
28. Карапетян О. Т. Геологический очерк ССР Армении. Мат. по районированию. Вып. 1, Эривань, 1938.
29. Карапетян О. Т. Денудационные процессы в Памбакской долине в ССР Армении. Материалы для геологии и гидрогеологии ССР Арм., вып. 1, Геол. ин-т Арм. филиал Ак. наук СССР, 1936.
30. Котляр В. Н. Материалы к изучению рудных месторождений северной части ССР Армении. Труды ВГРО, вып. 335. 1934.

31. Котляр В. Н. Мисханское месторождение. Труды Всесоюзн. конференц. по цветн. мет., 1932.
32. Котляр В. Н. Интрузивы северной части Армянской ССР. Изд. Груз. Г. У., 1936.
33. Котляр В. Н. Товдарские кварциты. Известия ЦНИГРИ, 1939.
34. Котляр В. Н. Интрузии нефелиновых сиенитов на Кавказе. Зап. Всерос. Мин. Общ., ч. LXVII, № 2, 1938.
35. Котляр В. Н. Открытие лейцитовых пород на Кавказе. Сов. Геол., № 4—5, 1939.
36. Котляр В. Н. Интрузивы Даралагеца и Сисиана (Закавказье). Советская геология, № 7, 1940.
37. Лебедев П. И. Вулкан Алагез и его лавы. Изд. АН СССР. Труды СОПС-а. Сер. Закавказ., в. 3, т. 1, 1931.
38. Освальд Ф. К изучению тектонического развития Армянского Нагорья. Перев. А. Шишкиной. Зап. Кавк. геогр. общ. XXIX, № 2, 1916.
39. Паффенгольц К. Н. Основные черты геологического строения и тектоника Гянджинского района. Изв. Г. К., 1928.
40. Паффенгольц К. Н. Армутлы-Кульп. Геологический очерк междуречья средних и нижних течений рр. Дебеда-чай и Акстаф-чай. Тр. ГГРУ, вып. 352, 1934.
41. Паффенгольц К. Н. Бассейн оз. Гокча. Тр. ВГРО, вып. 219, 1934.
42. Паффенгольц К. Н. Бассейн верхнего и части среднего течений р. Памбак-чай, 1937.
43. Паффенгольц К. Н. К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии. Зап. Всерос. Мин. О-ва, ч. LXVII, № 2, 1938.
44. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Арзакендского района Армении. Фонд Арм. ГУ, 1937.
45. Петров В. П. Лейцитовые породы Закавказья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1947.
46. Смирнов Г. М. Геологическое описание части Казахск. уезда Елиз. губ. Мат. для геол. Кавказа, с. III, кн. 10, 1910.
47. Соловкин А. Н. Геологический очерк правобережья р. Хачин-чай в АССР. Труды Аз. Фил. Ак. наук, XXVI, 1936.
48. Соловьев С. П. Делланиты (дацито-липариты) в районе р. Кыртыка. Зап. Всерос. Мин. Общ., т. 60, вып. 2, 1931.
49. Соловьев С. П. Происхождение кристаллических сланцев р. Баксана (Сев. Кавказ). Зап. Всерос. Мин. Общ., ч. LXVII, № 2, 1938.
50. Топуриа Т. Рквийский интрузив порфировидного гранита в Дзигульском массиве. Бюлл. Геол. инст. Грузии, т. III, вып. 4.
51. Турцев А. А. Геологический очерк восточных цепей Памбакского хребта. Изд. Ак. наук СССР. Бассейн оз. Севан, т. 1, 1929.
52. Устиев Е. К. Интрузия палеозойских гранитов в Борчалинском районе Грузии. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, вып. 7—8, 1936.
53. Abich H. Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern.

- Geologie des Armenischen Hochlandes. II Th. I Westhälfte. Wien., 1882. IIK Th II Osthälfte, Wien., 1887.
54. Abich H. Vergleichende geologische Grundzüge der Kaukasischen, Armenischen und Nordpersischen Gebirge. Prodrum einer Geologie der Kaukasischen Länder. Mém. de l'Acad. d. Sci. de St.-Petersbourg, VI ser t., VII, 1858.
 55. Bonnet P. Sur l'oligocene de la Transcaucasie méridionale. Compte rendu somm. des séances de la Soc. Géol. de France, № 16, 1927.
 56. Lacroix A. Sur les roches à leucite de Trébironde (Asie Mineure). Bull. de la Soc. Geol. de France 3^e Sec., t. 19, 1891.
 57. Oswald F. Treatise on the Geology of Armenia. Beaton Natts., 1906.
 58. Tanatar Y. Beiträge zur Petrographie des Russisch-Armenischen Hochlandes, Tschermak's min. u. petr. Mitteil. I. Bd. Wien, 1910.
 59. Tanatar Y. Petrographische Studien im Kleinen Kaukasus. München, 1911 (отд. издание).

ОБЩАЯ ЛИТЕРАТУРА

60. Айнберг Л. Ф. Приазовский щелочной массив. Труды ВГРУ, в. 196, 1933.
61. Айнберг Л. Роговые обманки из Мариупольского щелочного массива. Изв. ГГРУ, 1, 49, вып. 5, 1930.
62. Белянкин Д. С. К определению понятия и практика анортитовых. Изв. АН СССР, № 2, 1937.
63. Билибин Ю. А. Проблема псевдолейцита. Зап. Всерос. Мин. Общ., № 1, ч. LXVIII, 1939.
64. Билибин Ю. А. Петрология Ыллымахского интрузива. Госгеолиздат, 1947.
65. Болдырев А. К. О морфологии, генезисе и классификации пертитов и других полевых шпатовых сростаний в связи с изучением Тигирецких берилловых пегматитов. Труды ЦНИГРИ, ОНТИ НКТП, 1934.
66. Дэли Р. А. Изверженные породы и глубины земли. Перевод С. П. Соловьева ОНТИ., М.—Л., 1936.
67. Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. Изд. Ак. наук. Петрография СССР. Сер. 1, вып. 6, 1938.
68. Елисеев Н. А. Структурная петрология. Госгеолтехиздат, 1954.
69. Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. Тр. ВГРО, 1932.
70. Заварицкий А. Н. Петрография Бердяшского плутона. Труды ЦНИГРИ, в. 96, Л.—М., 1937.
71. Заварицкий А. Н. Краткий геологический очерк Ишимского комплекса щелочных горных пород. Изв. Ак. наук СССР, сер. геол., № 4, 1938.
72. Заварицкий А. Н. Щелочные горные породы Ишима. Тр. Петр. ин-та АН СССР, вып. 7—9, 1936.

73. Заварицкий А. Н. О псевдолейцитовых и эпидейцитовых породах. Докл. Ак. наук СССР, т. III, № 8—9, 1934.
74. Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. ОНТИ, 1933.
75. Клоос Ганс. Плутоны. Перев. Л. Г. Кваша и Н. А. Елисеева. № 127, Изд. ЦГБ, 1939 гл.
76. Коржинский Д. С. Фации глубинности минералогических явлений. Докл. на XVII Геол. Конгр., 1937.
77. Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород. Сб. магматизм и связь с ними полезн. ископаемых. Изд. АН СССР, 1955.
78. Куплетский Б. М. Формация нефелиновых сиенитов СССР, Изд. Ак. наук СССР. Петрография СССР, сер. II, вып. 3, 1937.
79. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. и Воробьева О. А. К вопросу о шаровых структурах изверженных пород. Докл. Ак. наук СССР, 1929.
80. Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. БМОИП, № 4, 1949.
81. Леонтьев Л. Н. и Хаин В. Е. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. БМОИП, № 3, 4, т. XXV, 1950.
82. Лодочников В. Н. К петрологии Воронежской кристаллической глыбы Русской Платформы. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 69, 1927.
83. Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие. ОНТИ, 1937.
84. Лучицкий В. И. Петрография Украины, ч. I, 1934.
85. Москвин А. В. Щелочные породы верховьев р. Ходжи-Ачкан. Тр. Эксп., в. IV (14). Изд. АН СССР, 1932.
86. Николаев В. А. Щелочные породы р. Каинды и Таласском Алатау. Тр. ЦНИГРИ, вып. 11, 1935.
87. Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Ч. 1, Изд. АН СССР, М.—Л., 1935.
88. Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтеиздат, 1954.
89. Харкер А. Метаморфизм. Перевод М. Б. и Н. И. Бородаевских. Изд. Главзолото, 1937.
90. Хесс Г. Г. Первичная перидотитовая магма. Изд. ЦГБ, перевод под редакц. С. П. Соловьева, 1939.
91. Хесс Г. Г. Островные дуги, аномалии силы тяжести и интрузии серпентинита (к проблеме офиолитов). Труды XVII сесс. Геол. Конгр., т. II, 1939.
92. Billings M. The chemistry, optics and genesis of the hastingsite group of amphiboles. The Amer. Mineralogist, v. 13, № 7, 1928.
93. Bowen and Elsted. Leucite and pseudoleucite. The American Mineralogist, v. 22, № 5, 1937.
94. Cloos Ernst. Der Sierra Nevada-Pluton in Californien. Neues

Jahrbuch für Miner., Geol. und Paläont. Band 76. Heft 3. Stuttgart, 1936.

95. Escola Pentti. On the esboltic crystallization of orbicular rocks. The Journ. of Geol., v. XLVI, № 3, 1933.
 96. Goldschmidt V. N. und Peter. Nachrichten von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen. Nath Kl. Fachgruppe III, № 23. 1932.
 97. Lacroix A. Die Leucitoeffusivgesteine von Trapozunt und ihre Umwandlung. Comptes Rendus, t. 168, p. 637—642, 1919.
 98. Sederholm J. J. On Orbicular Granites spotted and modular granites etc. and on de Rapakivi Texture. Bull. de la Commission géologique de Finlande. № 83, Helsinki, 1923.
 99. Shand S. Limestone and the Origin of Feldspathoidal Rocks. Géol. Mag. LXVII, № 245, 1930.
 100. Smyth C. The Genesis of Alkaline Rocks. Proct. Amer. Phil. Soc., v. 66, 1927.
 101. Shrecke H. Ueber Alkaligesteine und deren Lagerstätten. N. Jahrb. f. Mineralogie. Monatshefte. Stuttgart., Hft. 8, 1955.
 102. Washington. The formation of Leucite in igneous rocks. Journ. of Geol., v. 15, № 3, 4, 1907.
 103. Waters A. C. Contact braccias of Chelan batholith. Proceeding of the Cordill. section. 1937.
 104. Wells R. C. Analyses of Rocks and Minerals Bull. 878. U. S. Dap. of the Interior. Geol. Surv. 1936.
-

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	5
I Общая часть	9
А. Геологическая изученность района	9
Б. Местоположение и орогидрография	10
В. Геологическое строение Памбакского хребта и смежных районов	14
Толща древних метаморфических сланцев (докембрий)	16
Древняя вулканогенная толща (докембрий—нижний палеозой)	24
Коньякский ярус (конгломерато-аргиллитовая толща)	25
Коньяк-сантон (мергелистая толща)	28
Сантон	29
Эоцен	30
Миоплиоцен	43
Четвертичные лавы и туфы	44
Г. Тектоника	45
Складчатость	45
Дизъюнктивные нарушения	47
О несогласиях и перерывах в отложении осадков	51
II. Интрузивы	53
А. Древние интрузивы	54
Интрузивы основного состава	54
Серпентиниты и габбро амфиболиты	55
Кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты Агверанского интрузива	61
Лейкократовые граниты	63

Б. Третичные интрузивы	69
Интрузивы основного состава	69
Интрузивы гранодиоритового и монцонитового составов	84
Общая характеристика интрузивов	86
Жильные породы	109
Метаморфизм	114
Химизм	118
Порфиroidные граниты Гильютского массива и Фиолевской интрузии	121
Кварцевые сиениты Памбака	133
Комплекс щелочных интрузивов	135
Тежсарский (центральный) интрузив	139
Маймехский интрузив	150
Кемадзорский интрузив	152
Южный интрузив	153
Тандзутский интрузив	155
Бундукский интрузив	155
Некоторые разновидности щелочных пород Тежсарского массива .	170
Жильные породы, связанные с щелочными породами	185
Структура щелочного комплекса	191
Некоторые петрохимические выводы из рассмотрения химизма третичных интрузивных пород	199
В. Проблема генезиса третичных интрузивов Памбака . . .	200
Об общих геологических условиях формирования интрузивов	200
О генезисе третичных интрузивов и в том числе интрузивов щелочного состава	204
Тектонические условия формирования щелочных интрузивов	207
Некоторые сравнения с другими районами проявления щелочных пород Кавказа и Малой Азии	209
III. Металлогенез Памбака	211
О природе связи оруденения с интрузивами	214
О соотношении во времени процессов минерализации магматизма и геологической структуры	217
О металлогенических закономерностях	219
Литература	221

ВАСИЛИЙ НИКИТИЧ КОТЛЯР

ПАМБАК

ГЕОЛОГИЯ, ИНТРУЗИВЫ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПАМБАКСКОГО
ХРЕБТА И СМЕЖНЫХ РАЙОНОВ АРМЕНИИ

Ответ. редактор Э. Г. Малхасян

Техн. редактор Л. А. Азизбекян
Корректор М. Т. Дальвадянц

ВФ 06651	РИСО 458	Заказ 153	Изд. 1536	Тираж 1000
----------	----------	-----------	-----------	------------

Сдано в производство 29/III—1958 г. Подписано к печати 18/VIII—1958 г.

Бумага 60×92¹/₁₆, бум. л. 7¹/₄ п. л. 14,5+2 вкл. уч.-изд. 12,2 л.

Цена с пер. 8 р. 50 к.

Типография Издательства Академии наук Армянской ССР,
Ереван, ул. Абовяна, 124.

О П Е Ч А Т К И

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
4	2 сн.	рудних	рудных
12	3 св.	г. Мармарик	р. Мармарик
24	8 св.	палеозойские	палеозойские
30	14 сн.	мощност	мощность
36	25—26 св.	зеден	зерен
51	13 св.	свитаи	свитами
59	5 св.	часть	часто
59	9 сн.	циозита	цоизита
93	2 сн.	пегматититы	пегматиты
95	16 сн.	отмечаются	отмечается
117	10 св.	шлифовые	шлировые
146	1 св.	— 4 м),	(0,8—4 м),
207	17 св.	результат	результате
213	18 св.	разрабатывавшемся	разрабатывавшееся
217	3 сн.	Рис. 3. Графическая	Рис. 31. Графическая
222	10 св.	Ак.	Аз.
223	5 св.	Товдарские	Човдарские

Опечатки (в диаграмме химических составов, стр. 200)

1 св.	4. Эранодиорит	4. Гранодиорит (мар- марикский)
2 сн.	Багдасаряну	Багдасаряну

Опечатки (в легенде карты)

3 св.	6. Мио-плиоцен	6. Мио-плиоцен.
4 св.	7. —	Андезитовые лавы. 7. Мио-плиоцен. Липарито-дацитовые лавы

Дополнение к карте

Представленная в данной монографии геологическая карта является уменьшенной с заснятой геологической карты масштаба 1:42000.

11984