К XVII МЕЖДУНАРОДНОМУ ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ КОНГРЕССУ

А. Н. ЗАВАРИЦКИЙ

ПЕТРОГРАФИЯ БЕРДЯУШСКОГО ПЛУТОНА

*

ОНТИ • 1937



GENERAL GEOLOGICAL SERVICE

ORGANIZATION COMMITTEE
OF THE XVII-th SESSION OF THE INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS

TRANSACTIONS
OF THE CENTRAL GEOLOGICAL AND PROSPECTING INSTITUTE
Fascicle 96

A. ZAVARITSKY

PETROGRAPHY OF THE BERDIAUSH PLUTON

With 23

USTPH • PCHI • USSR
CHIEF EDITORIAL OFFICE
OF THE GEOLOGICAL-PROSPECTING AND GEODETIC LITERATURE
LENINGRAD • 1937 • MOSCOW

ГЛАВНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ОРГКОМИТЕТ
XVII МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА

ТРУДЫ
ЦЕНТРАЛЬНОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНОГО ИНСТИТУТА (ЦНИГРИ)
Выпуск 96

552.3
З.13

А. Н. ЗАВАРИЦКИЙ

ПЕТРОГРАФИЯ БЕРДЯУШСКОГО ПЛУТОНА

С 23 таблицами

19

(Цена 14 р. Перепл. 1 р. 50 к.)

ОНТИ • НКТП • СССР
ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ
ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНОЙ И ГЕОДЕЗИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
ЛЕНИНГРАД • 1937 • МОСКВА





ГР—65-5-4

ВВЕДЕНИЕ

Массив изверженных горных пород, уже давно известный на Урале к северу от Саткинского завода, занимает несколько своеобразное положение в геологическом строении этой горной системы. Он довольно далеко отступает к западу от последней гранитовой и гнейсовой полосы, слагающей на этой широте «центральную кристаллическую ось» Урала, и окружен со всех сторон нормальными осадочными породами, располагаясь между кварцитами горы Листвяной и той доломитовой толщей, которая на последнем издании геологической карты Урала обозначена как «палеозой неопределенного возраста» и прежними исследователями Урала, Чернышевым и Краснопольским, также относилась к девону, а в последнее время считается либо кембрийской, либо еще более древней.

Помимо своеобразного геологического положения Бердяушского массива, он давно привлек внимание также и тем, что в состав его входит гранит, обнаруживающий значительное сходство с рапакиви; этот-то гранит был уже предметом неоднократных исследований.

Впервые указал на сходство Бердяушского гранита с рапакиви И. В. Мушкетов (*11*). Однако он, а затем С. О. Конткевич, изучавший микроскопически этот гранит, считали, что та зеленоватая оболочка на крупных красноватых выделениях ортоклаза, которая придает породе особенное сходство с рапакиви, является образованной не олигоклазом, как в рапакиви, но ортоклазом же. Как увидим, это не отвечает действительности для типичных представителей. Чернышев (*73*) первый описал ту железнодорожную выемку с жилами рапакивиобразного гранита, прорезающими доломиты, которая затем дала материал для изучения контакта рапакиви с вмещающими доломитами Толмачевым (*16*) и Ожеговым (*12*). Все эти исследования были, так сказать, попутными и до известной степени случайными. Впервые специально для изучения уральских рапакиви и связанных с ними пород посетил Бердяушский массив А. С. Гинзберг (*2*), который и дал некоторые точные сведения о микроскопических особенностях уральского рапакиви и первые химические анализы этой породы. Гинзберг обошел с разных сторон массив и пересек его в центральной части. Он подметил некоторую неоднородность в его строении: переходы гранита в сиениты, диабазы в центральной части, но от его внимания совершенно ускользнули такие породы, как нефелиновый сиенит и щелочные сиенитовые породы, довольно широко распространенные в центральной части массива.

Лишь 20 лет спустя эти породы были обнаружены в составе Бердяушского массива.

Своеобразная на вид сиенитовая порода, оказавшаяся при исследовании под микроскопом нефелиновым сиенитом, была встречена во время беглой моей экскурсии совместно с М. О. Гаранем в виде отдельных глыб по дороге, пересекающей массив в его центральной части, при пересечении этой дорогой речки Пятой, а затем та же порода была обнаружена в коллекциях, которые мне передали М. О. Гарань и Б. В. Наливкин, но уже из других пунктов массива, также в образцах из осыпей.

Это заставило обратиться к более подробному изучению Бердяушского массива, которое и было произведено мной летом 1930 г. Исследование показало большую сложность строения этого петрографического комплекса, заслуживающую даже более детальной работы, чем та, которую мне позволили сравнительно небольшой срок (около месяца) и неблагоприятные обстоятельства (трудности передвижения и отсутствие хорошей карты во время работ). Но главные особенности состава и строения комплекса все же можно считать выясненными. Некоторые существенные вопросы, касающиеся взаимных отношений пород, остались не решенными, вследствие природных условий района, очень бедного хорошими обнажениями, даже по сравнению с тем, что мы обычно встречаем на Урале.

В моих полевых исследованиях и при обработке собранного материала деятельную помощь мне оказала студентка Горного института, теперь горный инженер, Л. Г. Кваша. Я пользуюсь случаем выразить ей свою благодарность.

Часть I

БЕРДЯУШСКИЙ ПЛУТОН

ТОПОГРАФИЯ

Бердяушский массив изверженных пород довольно заметно выражен в топографии местности. Участок, занятый этими породами, выделяется как группа возвышенностей, несколько более высоких, сильнее расчлененных и крутых, чем непосредственно прилегающая к нему местность.

Это особенно заметно, если смотреть на развертывающуюся панораму с юга, например, от разработок магнезитового рудника около самого селения Сатки. Отсюда юго-западная и южная часть Бердяушского массива — гора Голый мыс и гора Вилесова — выделяются как более возвышенные лесистые рельефные холмы среди пологоувалистой зоны осадочных пород. Абсолютные высоты вершин Бердяушского массива: Голый мыс — 631 *м*, гора Вилесова — 658 *м*, возвышенности в северо-восточной части массива — 580—600 *м*, тогда как ограничивающая массив с юго-востока граница сланцев большей частью не подымается выше 500—550 *м*, только в одном месте достигая 580 *м*, и издали видно, как массив заметно возвышается над этой грядой.

С северо-запада массив вместе с узкой, примыкающей к нему в северной части, полоской кварцитов ограничен долиной р. Сатки, за которой начинается ровный и пологий подъем на кварцитовую гряду хребта Сулеи, достигающую высоты 750 *м*, но перевал этого хребта тянется в 5—6 *км* от северо-западной окраины массива и, таким образом, с этой стороны массив обособляется достаточно резко.

Наиболее низкие точки ближайшего к массиву района — это как раз течение р. Сатки, уровень которой около юго-западной оконечности массива находится на абсолютной высоте 375 *м*, а у северо-восточной оконечности — на высоте 358 *м*.

Относительные высоты холмов, слагающих массив, над разделяющими их седловинами не превышают 200 *м*, обычно гораздо меньше. Весь массив так же, как гряды окружающих его осадочных пород, вытянут в направлении NE 50—60°.

Обращаясь к более подробному рассмотрению топографии массива, заметим такие особенности. С юго-восточной стороны, как уже сказано, вдоль массива тянется сланцевая гряда в направлении NE 60°, отделяемая от массива текущими в разные стороны речками Четвертой и Топкой. Эта гряда, шириной около 1—2 *км* и высотой около 80 *м*, невольно обращает на себя внимание постоянством своего направления. Ее пологие вершины, отделенные седловинами с разностью высот всего 10—20 *м*, следуют одна за другой почти по прямой линии. Наивысшая точка гряды приходится почти против середины массива. Пологие,

частью заболоченные, долинки речек Четвертой и Топкой, с почти незаметным водоразделом между ними, составляют естественную границу массива с этой стороны. С водораздела речек Четвертой и Топкой берет свое начало также речка Пятая, текущая на северо-северо-запад и пересекающая массив.

С северо-восточной стороны в южной половине массива его естественную границу образует долина р. Сатки, которая здесь прижимается к массиву и дает ряд скалистых обрывистых обнажений на своем правом берегу. В северной части, за р. Пятой, между изверженными породами и р. Саткой, вклинивается полоса кварцитов. Эти кварциты образуют очень отчетливо выраженную в топографии, довольно узкую гряду, поднимающуюся над рекой в самом высоком своем месте на 120 *м*.

На южной своей оконечности массив ограничен нижним течением речки Четвертой, впадающей здесь в р. Сатку в Горелом болоте. Контакты с вмещающими породами можно видеть в берегу р. Сатки и на склоне к Четвертой речке. У северной оконечности от массива в окружающие породы проникают апофизы, которые, как мы видели, давно привлекли внимание геологов к обнажениям около ст. Бердяуш. Речку Бердяуш, вдоль которой проходит линия железной дороги, можно принять за естественную границу массива с этой стороны.

Ограниченная таким образом площадь развития изверженных пород разделяется пересекающими ее в северо-северо-западном направлении речками Пятой и Шестой на три части, несколько отличающиеся топографически. При этом Пятая речка прорезает массив почти насквозь, а более короткая Шестая разделяет его только в северо-западной половине. Мы коснемся этих трех частей по отдельности.

I. Южная часть обнимает почти половину массива. В ее состав входят наиболее значительные возвышенности: Голая гора и гора Вилесова с их отрогами.

К Голой горе примыкают: 1) с юга, отделяясь от Голой горы Бельковским ключом, гряда, вытянутая в направлении общего простирания пород, 2) юго-западную оконечность массива образуют отроги Голой горы, известные под названием Горелой Релки и ограниченные с одной стороны Четвертой речкой, с другой — ключом. Также скорее к Голой горе, чем к Вилесовой, примыкает конический холм, находящийся на берегу р. Сатки к северу от вершин ключа, известный под именем Маруниной горы.

Вилесова гора имеет две вершины, и обычно это название придают южной из них, несколько более высокой, на которой устроена триангуляционная пирамида. От северной вершины отходит на север отрог, разделяющий долину р. Сатки от долины Пятой речки.

II. Участок между Пятой и Шестой речками сравнительно понижен и расчленен логами, спускающимися к той и другой речкам. На севере в состав его входит часть кварцитовой гряды, ограничивающей массив изверженных пород с северо-запада. На юге находятся наиболее значительные возвышенности этого участка, протятивающиеся отсюда в виде гряды в северную часть массива и сливающиеся холмами, образующими эту часть.

III. Северная часть массива, к северо-востоку от Шестой речки, расчленена несколько более дробно и более крутыми логами, чем средняя часть. Та гряда по юго-западной стороне массива, начало которой мы видим в предыдущем (II) участке, здесь раздваивается: одна ветвь

ее идет к северо-западу между Шестой речкой и речкой Бердяуш, другая — тянется к селению Бердяуш в том же северо-восточном направлении, как и все простирания пород. Обособленным и топографически и геологически является холм, известный под именем горы Корсакаловки и находящийся к востоку от северного окончания массива.

ОПИСАНИЕ ОБНАЖЕНИЙ

Южная оконечность массива. Горелая Релка. Гряда между Четвертой речкой и Бельковским ручьем

Южная оконечность Бердяушского массива сложена гранитами-рапакиви, которые составляют здесь главную массу.

Они нередко выступают в этом районе в виде грядок северо-восточного простирания, сложенных огромными глыбами. Но, кроме того, можно часто наблюдать высыпки дресвы этой породы. Среди этих гранитов-рапакиви встречаются, как увидим дальше, вытянутые в северо-восточном направлении меланократовые породы диоритовидного облика. Их расположение показано на карте. Реже встречаются куски плотных диабазоподобных пород (обр. 62, 64 и 65); так как все породы попадаются, главным образом, в виде отдельных кусков, то соотношения их неясны.

На самой южной своей оконечности Бердяушский массив изверженных пород ограничен с юга мраморизованными, измененными в контакте доломитами, сменяющимися на небольшом расстоянии от контакта аспидными сланцами, также обнаруживающими следы контактового метаморфизма, как это мы увидим дальше, около бывш. хут. Ершова. С запада к гранитам, подмывая их, подходит р. Сатка. В крутом, часто обрывистом берегу реки обнажения, впрочем, недостаточно ясные, чтобы можно было видеть залегание породы.

Если двигаться вверх по реке, то в последнем обнажении, где выступает рапакиви-гранит, распавшийся здесь на отдельные большие глыбы, можно видеть рядом с ним глыбы мрамора, очевидно, представляющего распавшуюся на эти глыбы скалу коренного выхода; в мраморе, кроме перекристаллизации, можно наблюдать развитие контактово-метаморфических силикатов. Отношение между выступающими бок-о-бок и распавшимися в отдельные глыбы гранитом и мрамором, естественно, не вполне ясно.

Еще выше по реке, на некотором протяжении обнажаются мраморы и доломиты, кое-где выступающие в крутом берегу; затем они сменяются темными сланцами, с нерезко развитой сланцеватостью, с параллелопипедальной отдельностью и довольно развитым кливажем. По внешнему виду эти сланцы значительно отличаются от аспидных сланцев, обнаженных около бывш. хут. Ершова, и им, как увидим, приписывают другой возраст, относя к значительно более высоким горизонтам. Простирание пород не ясно.

Эти сланцы слагают всю оконечность мыса, выдающегося от массива речкой Четвертой и р. Саткой в так называемое Горелое болото. В некоторых отдельных обнажениях можно заметить, хотя и не очень хорошо, выдержанное простирание пород NW 310° и падение на SW под углом около 70°.

Около бывш. хут. Ершова породы, как вдоль всей юго-восточной окраины массива, падают уже к юго-востоку. Таким образом у оконеч-

ности массива как будто намечается антиклинальный перегиб, осложненный разрывом.

На северо-восток от хутора контакт пород массива с осадочной толщей проходит в низу южного склона Горелой Релки. Под этим названием известна южная оконечность массива, ограниченная логом Бельковским и восточной отножкой Рачева лога и примыкающая по направлению к северо-востоку к Голой горе.

Черные аспидные сланцы обнажаются на вершине пологого холмика эллиптического очертания, находящегося к юго-западу у самого б. хут. Ершова, на правой стороне Четвертой речки. Обнажения сланца на вершине холмика большей частью распались в плитчатый щебень; среди сланца проходит жила диабаза в NE 30° направлении, также распавшаяся на куски, тянущиеся полосой в указанном направлении. Сланцы плотные, слегка ороговикованные, очевидно, под влиянием контакта.

Контакт гранитов и доломитов, сменяющих сланцы ближе к гранитам, проходит несколько выше бывш. хут. Ершова, к северу от него, и затем может быть прослежен под наносами к западу от хутора. Доломиты обнажаются на бугре над хутором, выступая кое-где отдельными острыми глыбами, выше которых по склону появляются куски и выходы беловатого гранита. Доломиты в виде отдельных глыб мраморизованы и прорезаны жилками из диопсида, форстерита, флогопита (обр. 14). Их можно видеть к юго-западу от хутора и в нижней части склона; за ними идут белые «аплитовидные» граниты (обр. 15), неширокой полосой тянущиеся вдоль контакта в направлении NE 60°; дальше они сменяются обычным рапакиви-гранитом, образующим здесь основной фон массива. Несколько западнее хутора, за дорогой, мраморизованные доломиты вскрыты небольшими, видимо разведочными, старыми карьерами и шурфами. Здесь во многих местах можно наблюдать явление развития в доломитовом мраморе контактовых минералов. Тут же ближе к дороге находится подчиненная доломитам залежь магнезита, разведывавшаяся в последнее время шурфами.

На север от старых разведочных выработок контакт гранита и доломита топографически выражен небольшим ложком. На северном склоне ложка уже появляется дресва гранита. Дальше к северу гранитный массив начинается крутым задернованным склоном Горелой Релки, на котором в верхней его половине начинают появляться глыбы средне- и мелкозернистых пород диоритового облика (обр. 9) с округло-полиэдрической отдельностью. Реже, тут можно видеть отдельные куски крупнозернистой породы, очень сильно разложенной, но все же позволяющей видеть богатство цветным минералом и отсутствие кварца.

Лишь на гребне Горелой Релки появляются выходы рапакиви-гранита в виде округлых шероховатых глыб. Типичной структурой рапакиви порода не обладает и представляет грубозернистый гранит, в котором размеры полевого шпата достигают 2—3 и больше сантиметров; много беловатого идиоморфного кварца, и цветной минерал, где его можно различить, — биотит.

Хотя обнажения на южном склоне Горелой Релки довольно плохие, можно, однако, видеть, что здесь граниты массива пересечены многочисленными полосами (жилами) меланократовых пород, то мелкозернистых, диабазовидных, то более крупнозернистых. Кроме того, здесь наблюдаются жилы аплитов. Две жилы мелкозернистого аплитовидного гранита, мощностью каждая около метра, видны к северо-востоку от

старых мраморных (доломитовых) карьеров, почти у границы с доломитами. Простирание жил NE 10°.

Склон Горелой Релки к р. Сатке вверху крут и обнаруживает ряд выходов рапакивиобразных гранитов. На вершине Горелой Релки, подвигаясь к северо-востоку на гривке рапакиви-гранита, можно видеть ряд коренных выходов этого гранита и между ними выходы жил гранита мелкозернистого, аплитовидного (обр. 10); иногда встречаются отдельные куски последнего. Простирание жил NW 340°, мощность до 2—3 *м*.

О присутствии жил аплита обычно можно судить по отдельным кускам его; выходы встречаются редко. Порода легко отличается от рапакиви по своим угловато-полиэдрическим формам отдельности.

На юго-восточном склоне гряды в нескольких местах были встречены еще отдельные куски меланократовых габбровидных пород, которые несомненно залегают отдельными участками среди рапакиви. Судя по расположению кусков, можно думать, что такие участки тянутся параллельно контакту массива (обр. 12). Коренных выходов и отношение пород к гранитам нигде не удалось видеть.

Северо-западный отрог Горелой Релки, представляющий небольшой обособленный хребтик, сложен гранитами, но по его южному склону проходит грядка, около 4 *м* шириной, угловатых, выветрелых глыб грубозернистых красноватых сиенитов. Эта грядка круто спускается к р. Сатке; простирание ее NE 70° (обр. 2).

На пологом, сильно задернованном северо-восточном склоне Горелой Релки, спускающемся к р. Рачев Лог, обнажений не видно, и лишь в сильно размытом русле Рачева Лога, метрах в 100 от того места, где он круто поворачивает на север, обнажаются опять граниты-рапакиви. Тут же попадается много кусков сиенит-порфиров и рапакивиобразных сиенитов из очень плотной темносерой основной массы с круглыми овоидами полевого шпата (обр. 3, 3-a и 3-b).

Восточная часть Горелой Релки, к востоку от дороги, идущей на север от бывш. хут. Ершова, представляющая как бы соединение более обособленной западной вершины с Голой горой, сложена рапакивиобразными гранитами с залегающими среди них полосами меланократовых пород, вытянутых в направлении NE 50—60°. Можно было проследить несколько таких полос или жил. Породы в разных полосах отличаются зернистостью, количеством темного минерала и их соотношением к рапакиви-гранитам, которые здесь переходят местами в настоящие рапакиви с овоидами, окруженными каемками олигоклаза, видимыми очень отчетливо; в лучшем случае это гривки темной породы, отличающиеся также и характером отдельности, позволяющие видеть выходы рапакиви с обеих сторон.

Из темных диоритовых пород (обр. 17) сложена здесь целиком наиболее рельефная вершинка в этой части Горелой Релки.

По упомянутой дороге на север от бывш. хут. Ершова попадаются куски рапакивиобразного и более мелкозернистого гранита, изредка куски меланократовых пород.

От южной оконечности Бердяушского массива контакт слагающих этот массив изверженных пород и окружающих его доломитов следует по лощине, где протекает Четвертая речка, и скрыт здесь под наносами. Вверх от бывш. хут. Ершова Четвертая речка течет в пологом дне узкой долинки, правый склон которой на некотором расстоянии от речки становится круче, и здесь начинают появляться отдельные

крупные глыбы рапакиви-гранита, который слагает увал, разделяющий Четвертую речку и Бельков ручей. На вершине этого увала рапакиви образует каменистую гряду около 2 *м* шириной, вытянутую в направлении NE 70°, согласном с направлением всей гряды. Порода то представляет рапакивиобразный гранит, то переходит в настоящее рапакиви (обр. 27).

Рядом с выходом рапакиви, захватывая часть вершины и северо-западный склон, проходит полоса меланократовой зернистой породы (обр. 22, 137). Она вытянута в том же направлении, как выходы гранита, может быть, судя по отдельным выходам, уклоняясь до NE 45°; отдельные куски встречаются по склону почти до Белькова ручья.

В верховьях Четвертой речки пологие склоны покрыты наносами и задернованы, но все же по правую сторону речки попадаются выходы отдельных глыб светлого мелкозернистого гранита, на выветрелых поверхностях которого обращают на себя внимание скопления крупных кристаллов кварца (обр. 23, 25). Среди глыб гранита попались высыпки щебня меланократовой диабазовидной породы.

Ниже по склону встречены уже глыбы плотного доломита с зелеными прослойками контактовых силикатов. Таким образом, нужно считать, что контакт гранитов и доломитов в верховьях Четвертой речки проходит по правому склону ее долинки.

Гора Голая

Гора Голая, достигающая абсолютной высоты 631 *м* и относительной над уровнем р. Сатки — 265 *м*, вместе с находящейся к северу от нее Вилесовой горой, составляет самую высокую часть Бердяушского массива. Над перевалом вершин Четвертой и Пятой речки Голая гора поднимается на 130 *м*. Границами того участка Бердяушского массива, который мы здесь опишем, служат: с северо-востока пологий склон Голой горы, спускающийся к вершинам Пятой речки, с юга — верховья Бельковского ручья и левый приток Рачева ручья, ограничивающий, как мы видели, с севера Горелую Релку, и с запада — Рачев лог, с протекающим по нему ручьем.

Наиболее интересными являются обнажения на вершинах Голой горы, с которых мы и начнем. Можно разделить вершины горы на две части: южная вершина, носящая также название «Голый мыс», более высокая и более приостренная, от которой идет прямо крутой спуск к верхнему течению Бельковского ручья, и северная вершина, более плоская, вытянутая в северо-северо-западном направлении от южной вершины к седловине между Голой горой и горой Вилесовой; к северо-востоку от этой северной вершины спускается ровный склон к Пятой речке, а к юго-западу отходит отрог в направлении к Горелой Релке, от которой он отделен верховьями левого притока ручья Рачева.

Поднимаясь на южную вершину Голой горы («Голый мыс») от верховьев Бельковского ручья, в верхней части склона можно видеть незначительные осыпи мелкозернистых довольно темных пород то сиенитового, то диоритового облика. Некоторые образцы имеют вид гибридных пород (обр. 28), другие выглядят почти как диабазы, большею частью эти породы имеют вид пироксеновых диоритов (обр. 29).

На самой вершине (Голом мысе) выступают скалистые небольшие выходы довольно крупнозернистого диорита с белым идиоморфным полевым шпатом и уралитизированным пироксеном, но в самом начале

северного склона этой вершинки появляются из-под дерна глыбы рапакивиобразного гранита, иногда очень сильно разрушенного. Эта порода слагает весь этот склон южной вершины, огибая выходы темной породы и сменяясь с востока ниже по склону сиенитовыми породами, встречающимися в виде отдельных угловатых кусков. Сиениты высоко поднимаются по склону, особенно около седловины между южной и северной вершинами. В этой седловине попадаются отдельные куски мелкозернистого слегка порфировидного сиенита (обр. 30, 139), за которыми на южной стороне восточного из холмиков, слагающих северную вершину, опять видны глыбы рапакиви.

В юго-западном направлении от южной вершины Голой горы выступает небольшой, но крутой отрог. Поднимаясь от него от притока Рачева лога, можно видеть смену глыб диоритовидной породы, выступающих на довольно крутом западном склоне светлыми розоватыми сиенитами, разнообразными по своему наружному виду. Сиениты обнажаются узкой грядкой около метра шириной. В средней части отрога выступают диоритовидные гибридные породы с красным полевым шпатом.

В противоположном направлении от южной вершины Голой, т. е. к северо-востоку, трудно разобраться в последовательности пород, так как здесь на склоне горы почти нет обнажений, и в лесу из-под почвы кое-где без определенного порядка выглядывают распавшиеся выходы диабазовидной меланократовой породы (обр. 38, 39), затем отдельные глыбы сиенита (обр. 40) и рапакиви. Сиениты здесь довольно разнообразны по внешнему виду и структуре (обр. 41, 41-b, 42, 43, 43-a), содержа оригинальные шлиры (обр. 41-a и 44). С юго-восточной стороны сиениты, повидимому, окаймлены рапакиви, выступающими в виде больших глыб.

Интересные, хотя тоже довольно плохие, обнажения можно наблюдать на северной вершине горы Голой, несколько более низкой, чем Голый мыс.

На бугорке в восточной части можно видеть сиениты, очень разнообразные по внешнему виду, которые в северо-восточном направлении на склоне сменяются рапакиви, почти лишенными кварца.

Наиболее высокая часть северной вершины Голой горы представляет вытянутую в направлении NE 45° грядку остроугольных кусков по отдельности мелкозернистого сиенитового порфира (обр. 30-b), переходящего в тонкозернистый нефелиновый сиенит (обр. 30-a) и в нефелиновый сиенит-порфир. Повидимому, эта полоса представляет жилу, проходящую среди крупнозернистых гранитов, дресву которых можно видеть на протяжении более десятка метров около выходов жилы, а в нескольких метрах от выходов выступают небольшие нагромождения глыб гранита светлорозового цвета. Гранит обращает на себя внимание большим количеством кварца (до 50%) молочно-белого цвета. Цветной минерал отсутствует. Еще дальше к юго-востоку выступают типичные рапакиви.

В связи с этой жилой, очевидно, находятся и типичные нефелиновые сиениты, встреченные, к сожалению, только в виде отдельных глыб. Некоторые из них попались непосредственно около жилы сиенитового (нефелин-сиенитового) порфира, другие найдены в стороне от нее. Эти мелкозернистые нефелин-содержащие сиениты переходят в более типичные нефелиновые сиенит-порфиры с выделениями полевого шпата.

На север, по склону за узкой полоской рапакивиобразного гранита опять идет полоса сиенита, содержащего нефелин (обр. 30), и, наконец, жилы тех же пород среди сиенитов наблюдались еще дальше к северу с простиранием NE 30—35°. Таким образом, здесь имеется ряд жил нефелинового сиенита или нефелинового сиенит-порфира. Во всех ли этих жилах нефелиновый сиенит отделяется от гранитов сиенитами без нефелина, проследить не удалось, но это кажется очень вероятным.

Сиениты же, очевидно, полосами чередуются с рапакиви, хотя надо сказать, что и это чередование, вследствие плохих обнажений, не видно вполне отчетливо.

На северо-западном склоне горы Голой выходы глыб сиенита преобладают; лишь почти у дороги, которая проходит по этому склону, появляются куски гранита, и на той же дороге были встречены редкие отдельные глыбы нефелинового сиенита, принадлежащие, вероятно, уже другой значительной массе этой породы, обнажающейся, как это мы увидим дальше, в верховьях Пятой речки.

Северо-восточный склон горы Голой ровный, довольно полого спускающийся к вершинам Пятой речки. Западный и юго-западный, напротив, расчленен несколькими логами, вытянутыми в северо-восточном направлении, согласно с общим простиранием массива, и, таким образом, как бы распадается на отроги, спускающиеся между ручьем Рачева лога и его левым притоком, отделяющим эти отроги Голой от Горелой Релки. Эти отроги Голой сложены, главным образом, рапакиви и рапакивиобразным гранитом (обр. 77), часто бедным кварцем. Рапакиви встречается в виде высыпок кусков и отдельных глыб. Среди рапакиви наблюдались жилообразные полосы темных диоритовых пород, вытянутых в направлении NE 40—50°. Грядку такой породы можно видеть на южном склоне отрога, ограничивающего с востока Рачев лог. Обособленная вершинка этого отрога сложена рапакиви, а под ней восточнее проходит полоса того же диорита (обр. 75). Рядом на склоне можно видеть также обильные куски и щебень меланократового сиенита и темной зернистой диоритовидной породы с красным полевым шпатом. Следует отметить, что в отдельных кусках рапакиви были встречены угловатые включения диоритовой породы.

Выше на склоне выступают из-под дерна небольшие глыбы светло-бурого тонкозернистого сиенита (обр. 76), вновь диориты и опять рапакиви. Рапакиви преобладают до самого верха, обнажаясь в виде отдельных глыб и осыпей таких глыб, реже коренных выходов. Но среди этого рапакиви и тут можно заметить несколько полос темных диоритовидных пород и, кроме того, встретился небольшой выход (глыба!) тонкозернистого сиенит-порфира (обр. 80), образующего, повидимому, жилу.

Диоритовые породы местами содержат кварц, имея облик кварцевых диоритов, иногда кварц обилен, как, например, в сильно разложенной породе на вершинной площадке отрога. Взаимные отношения всех перечисленных пород не достаточно ясны, вследствие плохих обнажений, но все же вероятно основным фоном является рапакиви-гранит.

Гора Марунина. Обнажения по р. Сатке

Ниже устья Рачева лога Бердяушский массив спускается к р. Сатке крутым, часто обрывистым, склоном, тянущимся на расстоянии 2—3 *км* почти до Вилесова ручья. Река, придвинувшись к этому склону, дает

ряд хороших обнажений в берегу, часто скалистом и обрывистом. С одной стороны р. Сатка, с другой — Рачев лог обособляют узенькую грядку, вытянутую вдоль реки, постепенно повышающуюся в северо-восточном направлении и заканчивающуюся здесь коническим холмом — Марунииной горой, достигающей высоты 170 *м*. Дальше к северо-востоку Марунина гора примыкает к отрогу, спускающемуся в юго-западном направлении от седловины между горой Голой и горой Вилесовой.

Марунина гора сложена гранитом-рапакиви, хорошие обнажения которого можно видеть на очень крутом, почти обрывистом западном склоне, поднимающемся над р. Саткой. Здесь, а также на юго-юго-западном склоне, рапакиви пересечен жилами мелкозернистого сиенита и сиенитового порфира, а на северном склоне выходят диоритовидные меланократовые породы, поднимающиеся здесь почти до вершины холма (обр. 126).

Выходы жил сиенитового порфира можно видеть на западном склоне горы в двух пунктах (обр. 128 и 178), причем между ними грядками выступают выходы рапакиви, распадающегося по отдельности на глыбы угловато-полиэдрической формы. Простирание жил сиенитового порфира NE 20°; в том же направлении вытягиваются грядки рапакиви. Южнее жил сиенит-порфира среди рапакиви встречена небольшая россыпь кусков зеленой диабазовидной породы (обр. 127-а).

Двигаясь, по направлению к северу, на северо-западном склоне можно видеть изменение в наружном виде рапакиви. Порода принимает порфировидную структуру: крупные беловатые овоиды полевого шпата выделяются в темной мелкозернистой основной массе; количество кварца, как будто, уменьшается. Эти порфировидные рапакиви затем непосредственно примыкают к меланократовой, видимо гибридной, породе, здесь очень разнообразного вида, местами с довольно большим количеством красного полевого шпата. Часто попадаются куски такой меланократовой породы, где видно, как ее пересекают тонкие жилки гранита.

Хороших обнажений меланократовых пород нет, и трудно проследить изменения, которые они обнаруживают в своем наружном виде. Можно заметить, как вниз по склону они сменяются очень мелкозернистой светлосерой породой с круглыми, похожими на овоиды, включениями полевого шпата (обр. 130), а еще ниже порода снова становится темной с красноватым полевым шпатом. Отделяясь неширокой полосой гранита от этих обнажений, ниже по склону вторично появляются меланократовые породы.

Северный склон Маруниной горы вплоть до Вилесова ручья сложен рапакиви-гранитом. Глыбы его видны и в русле ручья. Жилы сиенитовых пород на южном склоне, о которых уже было упомянуто выше, выступают в виде высыпки щебня этой породы и глыб. Одни из них — серого цвета с заметно слоистой текстурой — обнаруживают меридиональное простирание жилы, другие, западнее, — желтого цвета, угловатой формы. Крутой спуск к Рачеву логу сложен гранитами, которые можно видеть здесь у дороги.

Примыкающая с юга к Маруниной горе гряда между р. Саткой и Рачевым логом состоит тоже из рапакиви-гранита (обр. 4), но среди него залегают в нескольких местах сиенитовые и диоритовые породы, обнажающиеся полосками глыб и щебня, представляющими распавшиеся выходы жилообразных масс этих пород. На южной обособленной вер-

19 87

шине на протяжении 30—40 *м* в направлении NE 15—20° вытянуты выходы меланократовой диоритовидной породы. Дальше к северу на северном склоне более высокой вершинки той же гряды — полоса отдельных небольших глыб тонкозернистого буроватого сиенита; ближе к горе Марунихой еще в двух местах среди рапакиви встречен щебень и глыбы меланократовых пород, иногда диабазоподобных. В одной из них по расположению высыпки намечается как будто простирание NE 30°.

Прекрасные обнажения рапакиви, пересеченного жилами меланократовых пород диабазового облика, можно видеть в скалистом обрыве к р. Сатке на восточном склоне описанной грядки. Это обнажение находится немного ниже того места, где р. Сатка, сделав крутой поворот, прижимается к самому склону горы (немного севернее просека между кв. 102—119) (обр. 67).

Вмещающий жилы рапакиви обладает порфировидной текстурой. Округлые овоиды калиевого полевого шпата, отороченные белой каймой олигоклаза, достигают 2 *см* и больше и рассеяны в среднезернистой основной массе, как порфировые выделения.

Жила диабазовидной темной породы мощностью 1,5—2 *м* простирается NE 30° под острым углом к поверхности скалистого обнажения, где она выходит. Падение очень крутое к востоку. Контакты с вмещающей породой очень резкие. У висячего восточного бока можно заметить миндалекаменное сложение, причем миндалины располагаются неравномерно, участками. В средней части жилы структура представляется тонкозернистой (обр. 67-а), а у зальбандов становится совершенно афанитовой и, как сказано, появляется миндалекаменное сложение. Подробнее контакт описан в петрографической части.

И к востоку и к западу от этой мощной жилы можно наблюдать тонкие жилы афанитового сложения, рассекающие рапакиви. Жила к востоку, находящаяся в 1,5 *м* от описанной, выклинивается кверху: внизу обнажения ее мощность 75 *см*, а в верхнем всего около 10 *см*. К западу от главной жилы в расстоянии 3,2 *м* проходит тонкая жилка, мощностью 10—15 *см*.

В этих обнажениях взаимные отношения пород видны лучше, чем в каком-либо другом месте Бердяушского массива.

Вилесова гора

Вилесова гора, расположенная к северу от горы Голой, является, как уже было указано, самой высокой частью массива (абс. высота 658 *м*, относительная над ур. р. Сатки — 290 *м*).

От Голой горы она отделяется седловиной, которая метров на 60 ниже вершины, а сама гора Вилесова имеет две вершины. На север она протягивается в виде отрога, спускающегося между р. Саткой и Пятой речкой к устью последней. Западный склон горы к р. Сатке крутой и довольно ровный, восточный — более пологий в южной части и с большой лощиной в северной; эта лощина открывается к северо-востоку в долину Пятой речки.

Переходя с вершины Голой горы на гору Вилесову, можно видеть чередование полос рапакиви и сиенитов, обнажающихся, впрочем, только в виде отдельных глыб и кусков. Встречаются бескварцевые рапакиви-сиениты. На подъеме на южную вершину горы Вилесовой

с юга все время попадаются сиениты, мелкозернистые, местами порфировидные.

На южной приплюснутой вершине Вилесовой горы установлена триангуляционная пирамида и вокруг нее вырыта неглубокая канава. В отвалах из этой канавы — глыбы и щебень нефелинового сиенита; в самой канаве эта порода обнажается в коренном залегании.

Рассматривая глыбы нефелиновых сиенитов, в некоторых можно заметить неоднородную шлировую текстуру. Попалась жилка грубозернистого пегматитовидного нефелинового сиенита, мощностью около 6 *см*, нерезко обособленная от окружающей породы, отличающаяся несколько повышенным содержанием нефелина и крупными кристаллами роговой обманки, расположенной приблизительно перпендикулярно к зальбандам жилы.

Ниже, где склон к Пятой речке становится более пологим, он закрыт наносами, прорезан оврагами и ложбинками ручейков, впадающими в Пятую речку, и лишен обнажений. Мы пересекли его по просеке между кв. 86—104, 85—103. Просека все время подымается по такому склону, и коренные породы попадались только в отдельных глыбах, изредка выглядывающих из-под почвы. Большею частью это мелкозернистые сиениты, иногда несколько порфировидные (обр. 26 и 26-а), буроватые; только в одном месте попалась глыба нефелинового сиенита (обр. 26). В русле ручейков попадаются куски и глыбы сиенитов, довольно разнообразных.

Юго-западный склон Вилесовой горы крутой. В верхней его части можно видеть отдельные глыбы сиенита, ниже которого появляются рапакиви, чередующиеся сначала с сиенитами. Рапакиви выступает грядками с простиранием NE 70°, а полосы сиентиов вытягиваются, как будто, в поперечном направлении NW 350° (обр. 20, 20-а и b). Среди рапакиви была встречена также тонкая, не толще 0,5 *м*, жила аплитовидного гранита. Склон к Вилесову ручью очень крутой. На нем выступают грядами огромные глыбы гранита, среди которых видны глыбы сиенит-порфира с редкими выделениями розового полевого шпата; в отдельных кусках можно найти непосредственные контакты рапакиви и сиенитового порфира. Простирание гряд рапакиви NE 10—20°. Среди пород группы рапакиви встречена серая мелкозернистая порода с редкими овоидами розового полевого шпата и жилками последнего (обр. 135-а).

Юго-западное подножие Вилесовой горы сложено рапакивиобразным гранитом. Самая нижняя пологая часть его лишена обнажений.

На отроге, идущем в юго-западном направлении от седловины между горой Вилесовой и горой Голой и заканчивающемся Маруниной горой, попадаются глыбы сиенита разнообразного вида (обр. 131); ближе к Маруниной горе — глыбы диоритовидной породы (обр. 130).

Переходя с южной вершины Вилесовой горы на северную, и на спуске и на подъеме мы встречаем только мелкозернистые сиениты, а на северной вершине можно было видеть такие соотношения горных пород: восточная половина состоит из сиенитов, иногда образующих выходы в виде довольно крупных скалистых обнажений; западная часть сложена бедным кварцем рапакивиобразным гранитом. В одном месте в этом граните наблюдалось округлое шлировое (?) включение среднезернистого сиенита сантиметров 40 в поперечнике (обр. 26-а), которое, однако, не кажется более древним, чем гранит, а как будто представляет секреционное образование.

Как будто бы бедные кварцем рапакиви спускаются по западному склону, слагая его целиком; по крайней мере внизу по р. Сатке видны только рапакиви. На восточном склоне сначала встречаются куски сиенитов, среди них попалась глыба нефелинового сиенита. Ниже — склон лишен обнажений, лишь в руслах ручьев видны куски сиенита. Уже в нижней части склона вблизи Пятой речки выступает небольшой, но рельефный холмик, где обнажается очень грубозернистый уралитизированный габбро-диабаз.

Как уже говорилось выше, Вилесова гора продолжается на северо-восток в виде отрога, спускающегося к устью Пятой речки. Спускаясь по хребту этого отрога, можно видеть ряд выходов рапакиви-гранита, местами бедного кварцем, переходящего в рапакивиподобный сиенит и содержащего угловатые включения среднезернистого розового сиенита. Рапакиви-гранит состоит из темной основной массы, в которой заключены очень крупные овоиды розового полевого шпата. Количество кварца невелико, а вблизи глыб и в глыбах со шлирами мелкозернистого сиенита он исчезает совсем. Глыбы рапакиви громадных размеров иногда образуют скалы. На вытянутой средней вершине отрога (выс. 960 *м*), в ее северной части выход рапакивиобразного гранита образует почти отвесную стену, длиной в несколько метров, простирающуюся NW 340°. На восточном пологом склоне — лишь отдельные глыбы рапакивиобразного гранита и сиенита. Северо-западный склон к р. Сатке крут, на нем выступают, местами, розовые рапакиви; на уступе внизу склона попались мелкие куски сиенита, а ниже — опять гранит.

В северной части рассматриваемого отрога Вилесовой горы на северо-восточном склоне выступают рапакиви, выше которых появляются сиениты (обр. 71). Около выходов сиенитов наблюдались довольно обильные куски темного, почти черного амфиболита (обр. 72). На вершине — рапакиви, а за полосой этой породы опять попадаются куски сиенитов.

Самая оконечность отрога, выдающаяся острым мысом между р. Саткой и Пятой речкой, сложена кварцитами, обнажения которых разделяются от обнажений гранитов небольшим ложком.

Верховья Пятой речки. Нефелиновые сиениты. Обнажения вдоль Пятой речки

Водораздел между вершинами речек Четвертой и Пятой очень пологий и ровный. Дорога из р. Сатки в долину речки Пятой (на бывш. хут. Щепицына) проходит по лугам, и обнажения коренных пород здесь глубоко скрыты под наносами. В некотором расстоянии от дороги по обе ее стороны выступают небольшие холмы: юго-западный — вышиной всего метров 20 и несколько более высокий и крутой северо-восточный, отделенные друг от друга вершиной Пятой речки.

Юго-западный холм вытянут в направлении NE 55°. На его вершине выступают крупные глыбы рапакивиобразного гранита с желтоватым полевым шпатом (обр. 34); несомненно эта порода слагает главную массу холма, хотя на склонах его появляется диорит в виде отдельных кусков. На северо-западном склоне темная габбровидная порода, довольно крупнозернистая, с сильно эпидотизированным полевым шпатом (обр. 35), выступает в виде небольшого бугорка, до-

вольно рельефно выделяющегося; на вершине этого бугорка — небольшие глыбы указанной габбровидной породы.

Более значительный округлый северо-западный холм обнаруживает сходное строение. На западном его склоне выступает темная меланократовая диабазовидная порода (обр. 50) в виде грядки, вытянутой в направлении NE 50°. На восточном склоне глыбы среднезернистого очень богатого кварцем гранита перемешаны с глыбами рапакивиобразного гранита. Северо-западная часть сложена, повидимому, лишь гранитом, обильные глыбы которого спускаются здесь почти до русла ручейка, впадающего с востока в Пятую речку. Спускаясь по этому ручейку, у его поворота, выступает небольшой бугорок, сложенный диабазом (обр. 72). В русле ручья — щебень и куски гранита, куски его можно видеть и на правом склоне ручья; слева же, в лощине, обнажения коренных пород совершенно отсутствуют.

В самых вершинах узкая, в общем, долина Пятой речки, благодаря боковым притокам, расширяется. На спуске, слева от дороги, обособляется небольшой холмик. На западной стороне этого холмика обнажаются довольно темные сиениты (обр. 71). Юго-западная часть его сложена гранитом-рапакиви с беловатым полевым шпатом в темной основной массе. Гранит выходит неширокой полосой, к западу от него — куски диабазоподобной породы. Склон к дороге, повидимому, сложен гранитом. В общем, вершины р. Пятой, представляющие широкий лог, почти лишены обнажений.

Следуя по дороге, спускающейся по долине Пятой речки, впервые при переезде через речку, в русле последней можно видеть глыбы нефелинового сиенита (обр. 21).

Несколько ниже, не доходя метров 200—300 до просеки кв. 86—104, также в виде отдельных глыб, в русле реки появляется нефелиновый сиенит (обр. 21). Его угловатые глыбы отличаются от глыб рапакивиобразного гранита и рапакиви ровностью поверхности, вследствие меньшей крупности зерна. При более внимательном осмотре выветрелых поверхностей легко заметить характерные оспинки, отвечающие зернам нефелина. В свежем изломе порода, обычно, светлосерая с слегка зеленоватым нефелином, черными призмами роговой обманки и слегка выраженной трахитоидной текстурой.

Нефелиновый сиенит распространен, главным образом, к юго-западу от места его находки в русле Пятой речки, но нигде он не дает хороших коренных обнажений.

Глыбы нефелинового сиенита были встречены в русле ручья впадающего в речку Пятую слева, в ее вершинах (обр. 36).

Левый склон лощины этого ручья беден обнажениями, но все же здесь попадаются отдельные глыбы нефелинового сиенита, а поднимаясь на него выше, мы вышли на вершину небольшого отрога, на подобие плоского контрфорса, прислоненного к склону горы Голой. На этой вершине крупные глыбы нефелинового сиенита обильны (обр. 37). Эта порода здесь серого цвета в изломе, с заметной трахитоидной текстурой, довольно крупнозернистая, такая же, какую мы видели в русле речки Пятой. Едва ли можно сомневаться в том, что весь этот выступ на склоне Голой горы состоит из нефелинового сиенита.

Сравнительно хорошие обнажения нефелиновых сиенитов можно видеть по другому ручью, впадающему в Пятую речку с запада. В русле его встречаются глыбы этой породы, довольно различные по внешнему виду, иногда розоватые. Последний выход нефелинового сие-

нита был встречен у поворота тропы, идущей вдоль этого ручья. В вершинах ручья склон горы изрезан овражками, в которых кое-где обнажаются сиениты. Склон между этим ручьем и упомянутым раньше, впадающим в Пятую речку в том же самом месте, вероятно, целиком сложен нефелиновыми сиенитами, о чем можно заключить по отдельным выходам этой породы, которые мы видели в разных местах склона. Мы видели глыбы этой породы и еще выше по дороге, на северо-восточном склоне горы Голой. Сопоставляя все эти наблюдения, можно думать, что тело нефелинового сиенита имеет до 1,5—2 *км* в поперечнике.

В нижнем течении ручья, впадающего с запада в Пятую речку, нефелиновый сиенит сменяется темнорозовым грубозернистым сиенитом, скалистый выход которого находится метрах в 150—200 от устья ручья. Порода с поверхности выветрелая, разрушенная, по трещинкам развивается эпидот. Она похожа на богатый магнетитом сиенит, встреченный на правой стороне речки Пятой и в южном конце массива.

Долина речки Пятой ниже встреченных в ее русле нефелиновых сиенитов имеет резко асимметричный поперечный профиль. Левый, более пологий, склон почти лишен обнажений; наоборот, они иногда представляют скалистые выходы по правую сторону речки, вдоль проходящей тут дороги. Эти обнажения мы сейчас кратко опишем.

Несколько ниже выходов нефелинового сиенита к речке спускается крутой склон, на котором выступают в виде больших глыб рапакиви-образные граниты, здесь бедные кварцем, местами даже почти лишенные его. На подъеме к этим глыбам, в осыпях крупных кусков встречаются своеобразного гибридного типа сиениты (обр. 22) и породы шлирового строения из мелкозернистых сиенитовых участков и крупнозернистых, имеющих рапакивиобразную структуру.

По дороге вниз по речке от упомянутого выхода нефелиновых сиенитов и на склоне горы около дороги в южной части 86-го квартала встречены светлорозовые сиениты.

На довольно крутом склоне, не доходя до ручья, впадающего в речку Пятую, можно было наблюдать следующую последовательность пород: внизу среднезернистый розовый сиенит, делающийся выше по склону более мелкозернистым, затем, отделяясь выраженным топографически ложком, издали бросающаяся в глаза своей зеленоватой окраской и своею угловатой формой полиэдрических глыб темная порода. Эта крупнозернистая порода состоит из снежно-белого разложенного полевого шпата в удлиненных таблицеобразных кристаллах и темного зеленовато-серого цветного минерала. Размеры кристаллов превышают 1 *см* и доходят до 2—3 *см*. Порода местами обнаруживает трахитоидную текстуру (обр. 22). Граница ее с сиенитами идет косо по склону, спускаясь к западу.

Выше по склону, т. е. удаляясь от сиенитов, можно было видеть, как структура этой своеобразной грубозернистой породы делается более мелкозернистой, и она отчасти становится более лейкократовой, сменяясь затем опять сиенитами, довольно мелкозернистыми, и частью темными плотными породами, диабазоподобными, встречающимися в виде отдельных глыб.

Повидимому, жилами среди мелкозернистых сиенитов залегают грубозернистые эгириновые (пироксеновые) сиениты.

На дальнейшем пути по дороге встречались опять глыбы сиенитов; в одном месте среди них попалась, вероятно случайная, глыба

нефелинового сиенита, и, уже приближаясь к просеке 85—86, можно было наблюдать в склоне опять коренные выходы горных пород. Здесь выступают снова рапакивиобразные граниты, сравнительно бедные кварцем и содержащие шлиры мелкозернистой сиенито- или диоритовидной породы (обр. 23).

Своеобразное соотношение крупных, таких же, как в овоидах, кристаллов, проникающих в шлиры, полевошпатовые жилки, их рассекающие, порфировидные структуры с выделением крупных кристаллов микропертитов в массе шлиров наблюдаются здесь еще более отчетливо, чем в упоминавшихся выше обнажениях, находящихся недалеко от выхода нефелиновых сиенитов.

Дальше, вниз по речке Пятой к бывш. хут. Щепицына и ниже его, идут рапакиви, дающие мало обнажений, вплоть до сменяющих их кварцитов. Контакт между гранитами и кварцитами проходит по ложку, впадающему в речку Пятую ниже хутора. Кварцит появляется в ложке в виде россыпи глыб, в более крупных глыбах по правой стороне ложка, где можно заметить сомнительное падение к юго-востоку. Порода мало изменена, скорее представляет кварцевый песчаник, в котором хорошо заметна окатанность песчинок; они различаются по своей величине (обр. 54-а). Контактового влияния гранитов совершенно не заметно.

Рапакиви вблизи кварцитов, по другой стороне ложка, типичного вида. Распространена яркая красная окраска полевого шпата. Нередки темные включения диоритового состава. Хороших обнажений нет, порода встречается в отдельных, часто крупных глыбах.

Левый склон долины Пятой речки, как уже упоминалось, почти лишен обнажений. На пологом увале, спускающемся к речке от южной вершины горы Вилесовой, попадаются лишь отдельные куски и глыбы сиенитов. Они обнаруживают при этом значительное разнообразие типов (обр. 51). Трудно сказать, целиком ли сложен этот склон сиенитами или эта порода сохранилась в виде кусков, как более прочная.

Ближе к хутору Щепицыну, в нижней части склона на бугре, вытянутом почти в широтном направлении, выступает очень грубозернистый пегматоидный уралитовый диабаз, подобный тому, который мы видели по правую сторону Пятой речки. Тут же встречен более мелкозернистый оливиновый диабаз. Отношения пород остаются неясными.

Об этом обнажении тоже уже было сказано.

Возвышенности по правую сторону Пятой речки и между ней и Шестой речкой

Мы рассмотрели обнажения по речке Пятой, обратимся теперь к возвышенностям по правую сторону этой речки, расположенным между ней, дорогой из Сатки на Шестую речку и между Пятой и Шестой речками.

К северо-востоку от центрального ядра нефелинового сиенита в направлении общего простирания массива, на правой стороне Пятой речки обособляется довольно высокая (абс. выс. 584 *м*) вершина. Поднимаясь на нее от Пятой речки, на склоне можно видеть глыбы рапакиви, в котором попадаются более мелкозернистые и темные шлиры. Рапакиви слагают всю центральную часть этой горы. Они видны не

только на крутом подъеме от речки Пятой, но и на более пологом юго-западном склоне; на восточном склоне также попадаются большие глыбы рапакиви и только изредка отдельные мелкие куски диорита, диабаза, сиенита, залегающих, повидимому, в виде небольших тел в массе рапакиви. В лощинке между описываемой горой и вытянутым хребтом к югу от нее попадаются преимущественно порфировидные сиениты.

Северный склон лишен обнажений.

На вершине горы и в самом верху ее юго-западного склона наблюдаются интересные обнажения, хотя и не очень хорошие. Здесь рапакиви с порфирообразной текстурой выступает грядкой, вытянутой в направлении NE 30°. Среди этого рапакиви залегают жилы сиенитового порфира. Лучше других — обнаженная жила сиенитового порфира, мощностью около 1,5 *м* и выдающаяся гривкой, с простиранием NE 50°. В центральной части жилы сиенитовый порфир имеет мелкозернистую основную массу, среди которой выделяются красные фенокристаллы полевого шпата. В контакте со вмещающим гранитом порфир становится плотным, зеленовато-серым. Жилу можно прекрасно проследить на протяжении 2-3 десятков метров.

К северу от этой жилы, выше по склону, среди рапакиви отдельными участками выделяются мелкозернистые граниты. Отношение их к рапакиви недостаточно ясно.

Северо-западный склон этой горы, спускающийся между Пятой речкой и наиболее значительным из ее притоков, впадающим в речку около бывш. хут. Щепицына, довольно сильно расчленен рядом логов, которые как бы разделяют его на три отрога этой горы. Обнажения на склоне ближайшего к Пятой речке южного из этих отрогов уже описаны выше. Здесь мы видим выходы грубозернистого габбро-диабаза и сиенитов выше него по склону. По вершине этого хребтика преимущественно встречаются сиениты, но среди них попадаются отдельные куски рапакивиобразного гранита и меланократовых пород диоритового и диабазового облика. На небольшой обособленной вершинке отрога выступают грубозернистые сиениты (обр. 39). На юго-западном склоне встречена афанитовая жила породы, близкой к камптониту, залегающей среди рапакивиобразного сиенита (бескварцевого рапакиви). Контакты можно видеть в отдельных кусках.

При спуске по северо-западному склону описываемой горы и затем по следующему северо-западному отрогу, начиная от вершины, можно было видеть, что глыбы рапакиви постепенно исчезают и встречаются только сиениты (обр. 48), довольно разнообразные по структуре. Преобладающие типы — породы среднезернистые, но встречены и мелкозернистые и, наконец, попались отдельные глыбы фельзитовидного плотного микросиенита (обр. 49). Сиениты здесь слагают, повидимому, целиком довольно широкую площадь северо-западного склона горы. На несколько обособленной невысокой вершине отрога обнажается грубозернистый сиенит, иногда богатый магнетитом (обр. 50), и здесь же вновь появляются рапакиви. Эти породы встречаются лишь в виде отдельных глыб.

Наконец, на длинном северо-восточном отроге, тянущемся по левую сторону ручья, впадающего в Пятую речку около хутора, обнажений очень мало. Судя по отдельным выходам и глыбам, он сложен сиенитами (обр. 69-о, 70-о), среди которых очень небольшими участками залегают граниты типа рапакиви; еще реже попадаются мелано-

кратовые диоритовые породы. Щебень их был встречен в трех местах, около дороги, идущей на юг от смолокурок, которые расположены на Шестой речке.

Участок Бердяушского массива к северо-западу от описанной горы, находящейся между Пятой и Шестой речками, представляет возвышенность с пологой широкой вершиной. Обнажений сколько-нибудь ясных здесь тоже почти нет. Судить о коренных породах, слагающих этот участок, приходится по отдельным глыбам пород, выглядывающим из-под почвы. Повидимому, основной фон здесь образуют рапакиви, среди которых отдельными небольшими участками, может быть полосами, включены обособления меланократовых пород и реже сиенитов.

На водоразделе между Пятой и Шестой речками, в седловине к востоку от окаймляющей массив кварцитовой гряды, можно довольно точно наметить границу между кварцитами и рапакиви, хотя и та и другая порода здесь встречена в виде щебня. С удалением от кварцитов начинают попадаться вместе с рапакиви глыбы сиенитов и отдельные небольшие выходы меланократовых пород диоритового облика. Местами мы встречаем на небольших участках пеструю смесь глыб и кусков рапакиви, сиенитов и меланократовых диоритов. На склоне к речке Шестой попадались только глыбы рапакиви.

Наиболее высокое место этого участка, представляющее дугообразно изогнутую вершину, представляет выходы меланократовой диоритовой породы (обр. 66-о). Та же порода выступает вблизи вершины отчетливой каменистой грядкой. Южный склон к ручью довольно пологий, изрезан многочисленными овражками, в которых можно видеть глыбы рапакиви. Эта же порода вверху склона, в его восточной части, встречена в коренном выходе, вытянутом в виде гряды. Между овражками, на разделяющих их увальчиках, вытянутых в северо-восточном направлении, видны сиениты и сиенитовые порфиры, щебень которых спускается вниз до ручья. Западнее по южному склону сиенитов не видно; здесь был встречен маленький выход меланократовой породы (обр. 68-о), ниже которого на склоне появляются рапакиви-граниты. Перейдя ручей, опять видим сиениты.

Северо-восточная часть массива. Кварциты, ограничивающие его с севера

Северо-восточную часть массива образуют: 1) длинная гряда вдоль восточной окраины массива, тянущаяся в северо-восточном направлении от верховьев Пятой речки к станции Бердяуш, и 2) примыкающие к северной части этой гряды возвышенности между Шестой речкой и р. Бердяуш.

С востока в этой части массив изверженных пород ограничен долиной речки Топкой, довольно широкой, с луговинами и покосами. Поднимаясь от речки на гряду, образующую левый склон долины, можно кое-где видеть выступающие на склоне и частью обособляющиеся в виде увальчика плохие выходы мраморизованных доломитов, иногда содержащих включения контактовых минералов. Вероятно, доломиты прорезаны апофизами гранитного массива, так как тут же попадаются куски гранита. Удалось найти кусок гранитного «втека» в мраморе, отороченный корочкой известково-силикатового роговика (обр. 20).

Уже значительно выше по склону гряды появляются глыбы рапакиви главного тела массива. Вместе с ними попадаются и меланократовые породы. Те и другие встречаются в виде глыб, и судить о залегании и взаимных отношениях пород невозможно.

Вообще обнажения по этой «Северо-восточной» гряде, как и в районе между Шестой речкой и р. Бердяушем, очень скудны. Мы уже видели, что южная оконечность этой гряды в верховьях Пятой речки сложена рапакиви-гранитами. Дальше к северо-востоку можно видеть обнажения по дороге из Сатки на Шестую речку (к смолокуркам). Кроме гранитов, слагающих, вероятно, главную массу горы, на ее юго-восточном склоне встречены отдельные глыбы сиенитов (обр. 145-о., 148) и реже меланократовых пород. Обильная высыпка последних, вытянутая в меридиональном направлении, попалась на самом перевале (обр. 145а). Затем в лощине по другую сторону горы куски сиенита становятся преобладающими. Круглый холмик по дороге перед спуском к Шестой речке сложен диоритом. На склоне к речке Шестой обнаруживается ряд выходов гранита-рапакиви, прослеживающихся по всему этому склону.

Средняя часть описываемой гряды вдоль окраины массива была осмотрена, поднявшись на нее от вершин Шестой речки. По довольно отрывочным обнажениям видно, что гора состоит из рапакиви, который выступает по вершине рядом выходов. Среди отдельных выходов рапакиви были встречены вытянутые полоски щебня, иногда каменистые гривки, выступающие бугорками разных пород (обр. 112—115) диоритов (обр. 53-о), диабаза и сиенитов, в некоторых местах порфировидных (52—57%). Простирание этих полосок и гривок NE 30—45° и больше, заворачиваясь, как будто, в NNE простирании на севере. Выходы сиенита встречены были и на северо-восточном склоне гряды, недалеко от окраины массива (обр. 55 и 56-а).

Восточный склон гряды, крутой, густо заросший лесом, покрыт осыпями из глыб рапакиви, частью беловатого гранита и меланократовых пород; последние тянутся полосами вдоль склона. Несколько южнее горы Корсакаловки к описываемой гряде с востока примыкает довольно значительный холм, возвышающийся между двумя ручьями, впадающими в речку Топкую. Северная часть этого холма сложена гранитами, южная — мраморизованными доломитами; граница между этими породами проходит как раз в средине вершины холма и простирается в северо-восточном направлении. Между горой Карсакаловкой и этим холмом, в начале южного пологого задернованного склона горы Корсакаловки, появляются опять мраморы, среди которых встречено было несколько глыб белого гранита.

Северо-восточная оконечность Бердяушского массива к северо-востоку от Шестой речки довольно сильно расчленена логами, спускающимися с одной стороны к Шестой речке, с другой — к р. Бердяушу. Всю совокупность холмиков и увалов, образующих участок между Шестой речкой и Бердяушем, можно рассматривать как сильно расчлененный отрог, отходящий в северо-западном направлении от вершины на северной оконечности только что описанной гряды. Кроме него, в другом, северо-восточном, направлении от той же высокой вершины отходит другой отрог рядом снижающихся вершинок по направлению к станции Бердяуш. Глубокой лощиной с протекающим в ней ручьем он отделен от горы Корсакаловки. По этой лощине проходит граница Бердяушского массива, так как в ней рядом закопушек уже обнару-

жены доломиты, разделяющие изверженные породы массива и горы Корсакаловки.

Куски мраморизованных доломитов можно видеть и в седловине, отделяющей Корсакаловку от отрогов массива. Поднимаясь из этой седловины в западном направлении, встречаем то граниты, то темные породы, похожие на диориты и диабазы. На вершине грядки, от которой отходят упомянутые выше отроги, выступают угловатые глыбы среднезернистой темной породы (амфиболизированного диабаза, обр. 101), занимающие тут довольно значительную площадь.

Если двигаться отсюда по северо-восточному отрогу к станции Бердяуш, то на первых двух (или трех) вершинках по этому отрогу можно видеть выходы меланократовых диоритовых пород; то справа, то слева от них местами выступает грядками гранит типа рапакиви, так что диориты, повидимому, залегают полосой среди гранита. Местами порода принимает такситовое сложение из диоритовых шлиров в массе гранита. Спускаясь по отрогу ниже, мы наблюдали смену диоритов гранитом, а за ними — выходы мрамора. Эти выходы находятся на линии, соединяющей седловину между горой Корсакаловкой и Бердяушским массивом с выходами доломитов по линии железной дороги.

Ниже — опять попадаются глыбы рапакиви. Возможно, что здесь имеем то же залегание, как и в выемках железной дороги к западу от станции Бердяуш, т. е. жилы гранита в доломите (обр. 103).

Обращаясь теперь к западу, приходится, прежде всего, отметить, что группа возвышенностей между Шестой речкой и Бердяушем представляет одно из запутанных мест в строении массива. В строении трудно разобраться опять-таки оттого, что здесь очень мало обнажений. Выходы горных пород встречаются как исключения, а по отдельным, попадающимися в разных пунктах глыбам составить ясное представление о залегании пород, разумеется, невозможно. В общем и этот участок можно охарактеризовать как сложенный рапакиви (обр. 51-о), среди которого в изобилии залегают небольшие массы меланократовых пород, нередко выступающие маленькими бугорками и гривками. Расположение встреченных выходов этих пород изображено на карте. Кроме меланократовых диоритовых пород встречены в некоторых пунктах сиениты (обр. 59 и 60-о). Диориты переходят в сиенито-диориты, обнаруживая иногда признаки гибридного происхождения.

Самая высокая, южная, вершина сложена, повидимому, рапакиви, обычно порфировидным, иногда обнаруживающим флюидальность (обр. 105). Среди них залегают участки иногда выступающих бугорками более прочных меланократовых диоритовидных пород (обр. 105-а). На западном склоне этой вершины жилой проходят сиениты (обр. 60-о). Двигаясь на запад, можно видеть отдельные куски то гранитовых, то диоритовых пород. Кроме рапакиви был встречен мелкозернистый гранит (обр. 105-b). В одном месте попались выходы серой порфировидной породы, приближающейся к камптониту (обр. 106-а). Высокая гора над смолокурками, расположенными на Шестой речке, почти целиком состоит из меланократовых пород (обр. 58-о, 51-о), но среди их выходов видны также куски гранитов.

Пестрый состав из рапакиви, меланократовых пород, которые обогащаются иногда щелочным полевым шпатом и переходят в сиенито-диориты, иногда сиенитовых пород, можно наблюдать и дальше по гряде, идущей между Шестой речкой и Бердяушем.

Изверженные породы с северо-западной стороны ограничены доломитами, отделяющими массив здесь от кварцитов, но среди доломитов, вероятно, проходят гранитовые жилы, подобно тому, как это мы видим на правой стороне р. Бердяуша в железнодорожных выемках. Последний холм перед появлением кварцитов сложен в восточной половине, вероятно, еще из гранитов, выходы которых встречаются вверху холма с этой стороны, а глыбы — по склону; западная же половина, начиная от вершины, вероятно, главным образом, сложена из мрамора, который появляется в виде глыб. Попадающиеся среди них тоже глыбы гранита позволяют предполагать присутствие жил последнего. Между кварцитами и мраморами, повидимому, проходит полоска гранита-рапакиви; она обнаружена в виде отдельных кусков.

Если двигаться по левому склону р. Бердяуша, расчлененному рядом ложков, то можно подметить чередование рапакиви и доломитового мрамора; последний занимает более пониженные места в ложках, довольно высоко поднимаясь по склонам. В средних частях увальчиков между логами — граниты и кое-где щебень меланократовых пород (обр. 50-о).

На правом склоне к речке Шестой, ниже смолокурок, внизу склона видны кое-где обнажения рапакиви, часто порфировидного (обр. 110). В виде отдельных кусков здесь были встречены типичные гранитовые пегматиты, иногда с письменной структурой. Недалеко от окраины массива на выступе склона — небольшая полоса диоритовой породы, прорезанная жилками гранита.

В верховьях Шестой речки, как мы уже видели, развиты рапакиви, но на довольно большом пространстве по правому склону (выше смолокурок) встречены были также и аплитовидные беловатые граниты в виде кусков и плохо заметных выходов.

Как мы видим, в строении северо-восточной оконечности массива повторяются те же общие черты, которые мы видели в юго-западной его части. Более сложным представляется окончание массива, внедряющегося в доломите рядом языков.

Мы только что видели, что доломиты в северной оконечности массива вклиниваются между изверженными породами массива и кварцитами; у Пятой речки, наоборот, граниты находятся в непосредственном контакте с кварцитами. Таким образом, намечается несогласие в залегании массива и окружающих его с этой стороны пород.

Залегание кварцитов в ближайших к массиву обнажениях недостаточно отчетливо. Начиная с юго-запада, обнажения этой породы мы видели в следующих пунктах: на левой стороне около устья Пятой речки кварциты выступают на остром гребне в углу между р. Саткой и Пятой речкой. На вершине горы они образуют скалистые выходы, но имеют массивный вид без ясно заметной сланцеватости. По другую сторону Пятой речки обнажения еще хуже: кварциты, как мы уже видели, здесь встречены на склонах в виде щебня, а на вершине гряды, которую они здесь образуют и которая хорошо выражена в рельефе, эта порода выступает массивными глыбами, не позволяющими видеть простирание и падение ее. У северо-западного подножия гряды близ Сатки выступают обнажения ленточных мергелей, падающих к юго-востоку.

Дальше, к северо-востоку между Шестой речкой и устьем Бердяуша кварциты, как мы видели, уже отделены от гранитов полосой мрамора. На более высокой юго-западной горке — глыбы и обильный

щебень кварцита, иногда слоистого; на более плоском холме в самом углу между р. Саткой и р. Бердяушем вершина и склон усеяны плитообразными кусками этой породы. Местами такие глыбы кажутся находящимися в коренном залегании, и здесь заметно падение на юго-восток.

Гора Корсакаловка и обнажения у ее подножья

Корсакаловкой называют примыкающую к северо-восточной части Бердяушского массива гору, заметно приостренную, в общем неправильно конической формы.

В поперечном горизонтальном сечении (в плане) гора Корсакаловка имеет Т-образную или почти крестообразную форму с сильно редуцированным восточным плечом креста, состоя из двух вытянутых хребтообразных частей: главной — меридиональной и западной — широтной, примыкающей как отрог к первой и образующей небольшую обособленную вершинку. Этот отрог дальше спускается к седловине между горой Корсакаловкой и находящимся к западу от нее хребтом, составляющим уже часть Бердяушского массива.

Вершины горы Корсакаловки подымаются над этим седлом на 80 *м*. Высота Корсакаловки над р. Бердяушем и речкой Топкой (к северу и востоку от горы) — 200 *м*.

Главная масса Корсакаловки образована гранитом, и обнажения его отделены от гранитов Бердяушского массива полоской мраморизованного доломита, которую мы уже видели в седловине между Корсакаловкой и массивом. Однако, возможно, что на глубине гранитовая масса Корсакаловки сливается с гранитом Бердяушского массива. Мы уже видели, что северо-восточная оконечность массива заканчивается рядом отдельных жилообразных масс рапакивиобразного гранита, чередующихся с мраморизованными доломитами. Очень может быть, что гранитная масса, составляющая главную часть Корсакаловки, является подобным же, только более неправильным телом изверженной породы, внедрившимся в доломиты.

Доломиты, разделяющие граниты Корсакаловки и Бердяушского массива, хорошо обнажены в искусственных разработках, которыми эти доломиты добываются для нужд Златоустовского завода.

Породы здесь перекристаллизованы и превращены в настоящий мрамор. Выработки находятся, главным образом, в седловине между Корсакаловкой и гранитными горами к западу, составляющими ближайшую часть Бердяушского массива; частью они поднимаются на западный склон около Корсакаловки. В этих выработках видно, что доломиты простираются в направлении NW 330—340° и падают на NW под углом около 60°. Они в нескольких местах пересечены дайками диабазов, простирающихся то в северо-восточном, то в северо-западном направлении и круто падающих; мощность этих дайк около 0,5—1 *м*.

Одной из выработок была частью вскрыта дайка рапакиви в доломитах, очень напоминающая давно известные дайки в железнодорожной выемке. Простирание ее NE 20°; контакты с доломитом сильно разрушены.

К северу горы Корсакаловки, у ее подножья, по другую сторону ручья, сбегающего по логу, отделяющему Корсакаловку от Бердяушского массива, рапакивиобразный гранит, сильно разрушенный, об-

нажен почти у самого селения Бердяуш в балластном карьере, куда подведен тупик железнодорожной ветки. Представляет ли этот гранит непосредственное продолжение гранитов Корсакаловки или он теснее связан с Бердяушским массивом, сказать трудно. Я больше склоняюсь к последнему предположению.

Балластный материал из карьера представляет дресву разрушенного in situ рапакивиобразного гранита желтоватого цвета. Такой дресвой усыпано полотно не только железнодорожной ветки Сатка—Бердяуш, но и главный путь железной дороги Уфа—Челябинск на значительном расстоянии по обе стороны от станции Бердяуш.

В большом карьере, где вскрыт этот разрушенный рапакивиобразный гранит, среди разрушенной его массы местами сохранились и более свежие его глыбы. В нем попадаются небольшие округло-неправильные шлиры породы (обр. 96) с порфировидной структурой, а в восточном борту разреза наблюдались секущие очень сильно разрушенный гранит жилы диабаза (обр. 96-о), также сильно выветрелого и разрушенного. К западу от карьера обнажения гранита образуют небольшие бугорки, а в восточном борту его из элювиальной глины выступают глыбы метаморфизованных доломитов. Глыбы этой породы можно видеть и по руслу упомянутого выше ручья, в логу, с северо-западной стороны Корсакаловки, и, вероятно, из доломитов сложена нижняя часть северо-западного склона этой горы; обнажений здесь, однако, не видно.

Интересный тип гранита образует рельефный круглый холмик к западу над балластным карьером. Этот холмик как бы заканчивает собою описанный раньше отрог Бердяушского массива, спускающийся грядой к селению Бердяуш. Гранит здесь светлый, крупнозернистый, очень богат кварцем, составляющим не менее 50% всей породы вместе с розовым полевым шпатом. Местами кварц преобладает над полевым шпатом (обр. 88).

Обратимся теперь к самой Корсакаловке.

Поднимаясь здесь по тропинке по пологому северному склону горы, на поросшей северо-восточной покатости склона мы встретили несколько небольших глыб мраморизованного доломита и куски беловатого гранита. Выше, на половине подъема, ровный склон переходит в хребтик почти меридионального направления, который сложен грубозернистыми скарновыми породами из пироксена, граната, везувиана и эпидота. Порода очень непостоянного состава и структуры (обр. 97). В одном из выходов М. О. Гарань встретил листочки молибденита. Выходы скарнов видны по левую сторону тропинки, ведущей на вершину Корсакаловки. По другую сторону тропинки можно видеть уже глыбы гранитов и кварцевых порфиров, так что граница между скарнами и гранитами проходит в меридиональном направлении почти вдоль тропки.

К северо-западу от выходов скарнов, ниже по склону, в небольших ямах обнажены белые граниты. Это среднезернистая порода (обр. 49-о), с крупными шестиугольными табличками биотита. Порода похожа на куски, встреченные вместе с доломитами на северо-восточном склоне. Кроме гранита, в отвалах некоторых ям — кварцевый порфир и фельзит, вероятно, как фация того же гранита. Последний тянется к северу от ям, где выступает на небольшом бугорке.

Ниже копушек по склону — отдельные куски доломита. Это наводит на предположение, что мы здесь имеем дело с дайкой гранита.

Участок доломита между этой дайкой и более значительной массой гранита Корсакаловки превращен в скарн. Простирание этой предполагаемой дайки, судя по отдельным выходам, NW 330°

К востоку от выходов скарнов склон горы ровный и лишен обнажений; уже только на восточном склоне появляются высыпки кварцевых порфиров (обр. 147-а).

Ближе к вершине скарны исчезают, появляются граниты и, местами, порфиры. Граниты можно проследить почти до самой вершины (обр. 98-а и b) в виде более или менее значительных россыпей и щебня. Может быть здесь имеются жилы кварцевого порфира (обр. 83 и 84) и гранита, большею частью типа рапакиви. К сожалению, коренные выходы не встречены. Гранит Корсакаловки довольно разнообразен. Очень часто это белый аплитовидный гранит.

Вершина состоит из двух бугорков: один, вытянутый в широтном, другой — в меридиональном направлении. Гранит первого в западной части на склоне бугорка пересечен жилкой меланократового сиенита (обр. 84-а и 46-о) с почти широтным простиранием. Второй холмик тоже из гранита. На западном его склоне встречены куски кварцевого порфира в корнях вывороченного дерева.

В начале южного склона у самой вершины проходит полоса темной диоритовидной породы мощностью до 3 *м*, залегающая среди гранитов. В виде коренных выходов эта порода выступает у самой вершины и спускается полосой по восточному склону; ниже по склону появляется рапакиви, среди которого, метров на 10 ниже, опять попадаются глыбы той же темной породы. Еще ниже по склону — отдельные глыбы гранита и диоритовой породы, свалившиеся, очевидно, сверху. На юго-восточном склоне, недалеко от подножия горы, где склон сразу становится пологим, появляется щебень и глыбы кварцевого порфира и даже отдельные куски скарновых пород. Возможно, что перелом склона отвечает контакту гранитного тела и вмещающих его пород, но здесь обнажений недостаточно, чтобы судить о залегании пород.

Восточный склон Корсакаловки в его нижней половине рассечен мощными жилами кварцевого порфира. Пересекая восточный склон в юго-западном направлении, можно видеть, как обильные высыпки щебня кварцевого порфира (обр. 143-а), среди которого иногда попадаются куски меланократовых пород и диабазов, сменяются высыпками роговиков и черных аспидных сланцев. Граница между гранитовыми породами и роговиками проходит по юго-восточному склону в нижней его половине и имеет, повидимому, извилистую форму. Роговики как будто заползают языками в тело гранита, так как можно видеть местами высыпки сланцеватых роговиков, ограниченных с двух сторон выходами глыб гранита. Контакт с роговиками переходит с восточного и юго-восточного склона на южный склон горы Корсакаловки. Среди кусков роговика попадались такие, в которых порода прорезана тонкими жилочками аплитовидного гранита, иногда с видимым в нем турмалином (обр. 42-о, 144).

Нижняя часть южного склона Корсакаловки обособляется в виде пологого эллиптического бугра, сложенного, главным образом, слоистыми роговиками, обнажающимися, главным образом, в виде высыпок щебня на вершине бугра. На юго-восточном склоне его полосой проходят выходы беловатого, очень богатого флюоритом гранита, выступающего из-под почвы отдельными кусками и глыбами. Западнее этих

выходов на южном склоне довольно значительны высыпки оригинальных темных пород, очень крепких; они описаны в петрографической части под названием полевошпатовых вебстеритов. Залегание их неясно, во всяком случае, это небольшие тела среди роговиков.

На южном склоне, почти у контакта с роговиками, из-под почвы выходят куски белых гранитов, богатых флюоритом (обр. 43-о). Западнее этих гранитовых выходов — две значительные высыпки меланократовых пород; отдельные выходы их попадались местами и по юго-западному склону Корсакаловки. Дальше к югу контакт роговиков и гранитов, порфировидных и переходящих в кварцевые порфиры, тянется по довольно узкому увалу, представляющему как бы отрог Корсакаловки. Двигаясь по нему, можно видеть, как глыбы гранитовых пород становятся все реже и ниже сменяются кусками роговика (100) темного, плотного, слабо слоистого. Куски его доходят до лощины, где проходит ручей, впадающий в речку Тонкую; в этой лощинке обнажений нет, и лишь на пологом задернованном склоне у поворота ручья попались глыбы мрамора. Сланцеватые роговики восточного и южного склона Корсакаловки заходят и на западную сторону горы, где они встретились в виде изолированного выхода в небольшом овражке (обр. 45-о), выступая грядкой, шириной около 3 *м*, с широтным простиранием.

Как мы видим, обнажения настолько разрознены, что делать на основании их какие-либо предположения о залегании вмещающих граниты пород к югу от Корсакаловки — невозможно.

Некоторые обнажения к северу и северо-востоку от Бердяушского массива

Мы здесь коснемся некоторых обнажений к северу от р. Бердяуш, в которых можно видеть граниты и кварцевые порфиры, тесно связанные с самим Бердяушским массивом. Это будут, прежде всего, классические обнажения в железнодорожной выемке к западу от станции Бердяуш и затем обнажения, тоже в железнодорожной выемке, по линии железной дороги Бердяуш — Кузино.

Обнажения к западу от станции Бердяуш описывались несколько раз различными авторами. Нужно сказать, что выемка за последнее время не раз расширялась; над ней сделан тупик, и обнажения, несколько лет тому назад хорошо видные в выемке главной линии, сильно засыпаны при балластировке тупика. Впервые обнажения эти описывал Ф. Н. Чернышев. «Недалеко от этой станции (Бердяуш) находится разрез, отчасти искусственный, отчасти естественный, который позволяет видеть среди доломитов мощные жилы порфировидного грубозернистого гранита, очень похожего на финляндские рапакиви. Крупные кристаллы ортоклаза, часто в карлсбадских двойниках, имеют каемку тоже ортоклаза и достигают 1,5 *см* в диаметре. Во время постройки железной дороги можно было очень хорошо наблюдать соотношения между девонскими доломитами и рапакиви в выемке, где очень ясно видно чередование этих пород». Затем И. П. Толмачев подробно осмотрел одну из жил в железнодорожной выемке и обратил внимание на эндогенные контактовые явления в граните в непосредственном соседстве с известняком. «Измененная полоса породы мощностью 10—12 *см* с очень плотной, сравнительно с гранитом, структурой темного, почти черного цвета. Только блестящие, местами, пло-

скости спайности полевого шпата позволяют судить о первоначальной породе»... «Окружающие известняки кристалличны, грязно-белого, слегка желтоватого, цвета с красновато-бурыми мелкими прожилками»...

Позднее та же железнодорожная выемка была описана Ожеговым. Он наблюдал здесь три жилы гранита. «В известняке между жилами гранита проходят тонкие жилы диабаза, которые всегда согласно пластуются с известняком». Средние жилы гранита контактируют с диабазом, здесь сильно разрушенным и превращенным в рассыпающуюся массу. Ожегов также отмечает, что вблизи границы с известняком (в 1,5—2 *м*) «гранит изменяет свой нормальный вид: делается мелкозернистее и вместо красного цвета является окрашенным в серый, почти темный цвет», вследствие того, что «мелкозернистая основная масса, которая в нормальной породе стоит на втором плане, здесь начинает мало по малу, по-моему, получать преобладающее значение». Кроме железнодорожных выемок Ожеговым были изучены естественные выходы в 0,5 *км* западнее. Здесь в жиле красного гранита им наблюдалось изменение окраски в краевой части в серую без значительных структурных изменений. В самом контакте появляется узкая зона известково-силикатового роговика. Ожегов упоминает также о тонких апофизах, проникающих от гранитовых жил в известняк, и описывает развитие контактовых минералов в известняках.

Гинзберг повторил наблюдения Толмачева и Ожегова. Контактовую породу, которую Ожегов считал за известково-силикатовый роговик, Гинзберг определяет как амфиболит.

Во время нашего посещения, как уже сказано, стенки выемки главной железнодорожной линии были порядочно позасыпаны при прохождении выше ее тупика. В последнем породы были плохо обнажены, но все же здесь можно было видеть, как в доломите залегает несколько жил гранита, и в одной из них в средней части обнажения удалось видеть, что гранит здесь пересечен жилой диабазовидной породы, мощностью до 2 *м*.

Вместо того, над главными рельсовыми путями сделана новая выемка для тупика. В конце этого тупика вскрыт рапакивиобразный гранит с не очень резко выраженной структурой, вследствие мало заметных макроскопически олигоклазовых кайм, совершенно такой же, как тот, который обнажен балластным карьером по другую сторону речки Бердяуш. В этом граните, согласно с трещинами отдельности, с широтным простиранием и крутым падением к северу, проходят две параллельные дайки темной и плотной диабазовидной породы, оказывающейся, как видно при исследовании под микроскопом, вероятно лампрофировым диабазом, очень близким к тому, который мы наблюдали в обрыве берега р. Сатки. Макроскопически в обнажении можно лишь заметить, что порода становится более плотной у контакта с гранитом. Контакт совершенно резкий, никаких изменений в граните не видно. Мощность одной дайки около 0,5 *м*, другой — около 1 *м*.

В естественном обнажении, к западу от железнодорожной выемки, кроме дайки красноватого рапакивиобразного гранита, изученной Ожеговым, следует отметить жилы беловатого эгиринового гранита, выступающие в виде отдельных глыб. К сожалению, их контакты и залегание недостаточно хорошо видны.

На холме над железнодорожной выемкой можно видеть, главным образом, выходы желтоватого рапакивиобразного гранита. Мраморизо-

ванные доломиты появляются на северном и восточном склонах холма, вскрытые небольшими зонами. Доломит мраморизован, голубовато-серый, иногда полосатый.

В яме почти на вершине холма, неподалеку от выходов гранита в виде больших округлых глыб, можно наблюдать, как в рапакивиобразном граните проходит жилообразное обособление аплитовидного гранита, постепенными структурными переходами связанного с вмещающей породой. Мощность этой полосы около 1 *м*; простирание, повидимому, NW. Порода отличается угловато-полиэдрической отдельностью.

В железнодорожных выемках, восточнее вокзала, обнажены доломиты, падающие на NW, под углом около 30° и больше. В ближайшей к станции выемке — в доломитах — две интрузивных залежи и дайка диабаза. Замечательны тонкие прерывающиеся прослойки из лучистых сростков диопсидовых призматических кристаллов в доломитах около диабазовых интрузий, преимущественно в их лежачем боку. Во второй выемке, в ее восточной части, особенно отчетливо скорлуповатое строение доломита. Несмотря на значительную перекристаллизацию, в этих породах можно усмотреть признаки стереофитовых структур водорослей *Collenia* и сравнивать их на этом основании с другими кембрийскими известняками.

Дайки гранита в доломитах по правую сторону р. Бердяуш представляют, несомненно, отпрыски от главного тела массива, находящегося южнее. К числу таких же отпрысков, находящихся, очевидно, в связи с массивом, надо отнести и значительно более удаленную от него дайку кварцевого порфира в доломитах, встреченную в выемке 503 *км* Западно-Уральской жел. дор.

Здесь тонкослоистые доломиты обнаруживают, местами, на плоскостях наслоения великолепно выраженную скорлуповатость, с крупными вздутиями до 0,3 *м* в поперечнике. Простирание доломитов NE 35—40° и падение к SE под углом 40°. В этих доломитах залегают две пластовые жилы диабаза, мощностью в 1,5 и 1,7 *м*, в центральной части зернистого, и у контакта — афанитового.

Между этими интрузивными залежами проходит секущая дайка кварцевого порфира, мощностью около 1 *м*, с простиранием NE и падением к NW под углом 50°. Порфир обладает светлосерой основной массой. У лежачего бока он почти лишен выделений; в центральной части в светлой основной массе содержит крупные более темные серые фенокристаллы полевого шпата и более мелкие выделения характерных кристаллов кварца; у висячего бока порода совершенно разрушена, превращена в рыхлую глинистую массу.

Вмещающий доломит, как это видно, у лежачего бока жилы претерпел ничтожные изменения.

Выемки к северу от 502 и 503 *км* идут с правой стороны изгиба железной дороги, а затем путь врезается в выемку с обеих сторон в доломитах, сильно кремнистых, отчасти со скорлуповатой отдельностью. Доломиты пересечены двумя секущими жилами диабаза, одна из которых сильно рассланцована; простирание NE 40°, падение к SE 35°.

СТРОЕНИЕ БЕРДЯУШСКОГО МАССИВА

Из изложенных в предыдущей главе наблюдений над распространением горных пород, слагающих Бердяушский массив, читатель может видеть, что степень обнаженности местности не позволяет сделать

достаточно обоснованных выводов даже о довольно существенных особенностях строения массива. Только в немногих пунктах удалось ясно наблюдать взаимные отношения главнейших типов горных пород, а о распространении можно судить почти исключительно по распространению отдельных глыб и щебня.

Поэтому выводы о строении массива приходится делать, главным образом, из рассмотрения геологической карты, а не непосредственных наблюдений над залеганием горных пород в поле. Но само собой разумеется, что такие выводы не обладают той обоснованностью, как заключения из тех наблюдений, которые сделаны непосредственно в природе. Сама геологическая карта в условиях данной местности не может отличаться большой точностью и детальностью, и, как мы увидим, некоторые основные черты строения массива изображены на ней лишь условно.

Однако, сопоставляя всю совокупность наблюдений над распространением разных горных пород, как она обрисовывается на геологической карте, принимая во внимание те немногие случаи, где удалось вполне ясно видеть взаимные отношения пород, и, учитывая петрографические особенности их, мы можем притти к некоторым положениям относительно строения массива и определенно формулировать те вопросы, которые еще ждут своего разрешения от дальнейших исследований.

В этой главе я кратко изложу эти положения и вопросы.

Обращаясь к геологической карте, на которой мы могли выделить только четыре основных типа изверженных горных пород, слагающих массив, нельзя не заметить закономерного, в общем, концентрического расположения всех этих пород, очевидно, связанного с общими очертаниями массива. Эти очертания, т. е. форма массива, прежде всего должны подвергнуться рассмотрению.

На карте видно, что Бердяушский массив представляет вытянутое в северо-восточном направлении тело, расположенное, в общем, согласно с общим простиранием окружающих его осадочных пород. Размеры его в длину 9—10 *км* и в ширину 3,5 *км*.

За исключением самой оконечности массива на северо-востоке, где по сторонам р. Бердяуша мы наблюдаем чередование доломитов и гранитов, нигде внутри площади, занятой массивом, мы не встречали осадочных пород. Железнодорожные выемки позволяют с полной несомненностью убедиться в том, что указанное чередование доломитов и гранитов объясняется тем, что граниты образуют здесь дайки, рассекающие доломиты; эти дайки являются очевидными апофизами от гранитов массива. Изверженные породы горы Корсакаловки, повидимому, представляют небольшую сателлитовую интрузию, отделяясь доломитами от главного тела массива. Граниты Корсакаловки представляют и петрографически некоторые особенности.

Исключая эти усложнения в строении массива, в остальной, главной его части мы имеем одно сплошное тело изверженных пород. В ряде пунктов мы могли видеть непосредственное соприкосновение различных типов этих пород, слагающих массив.

Таким образом, весь петрографический комплекс Бердяушского массива слагает одну цельную массу.

В окружающих массив осадочных породах встречаются многочисленные интрузивные залежи и отчасти дайки диабазов. Их распространение имеет региональный характер по всему западному склону

Урала, представляя этим резкий контраст с изолированным положением Бердяушского массива. Можно думать, что между теми и другими породами нет непосредственной связи, подобной той, которая объединяет породы самого массива.

Обращаясь к тектоническим отношениям Бердяушского массива с окружающими породами, можно отметить такие особенности. Как было сказано, направление его вытянутости в общем совпадает с общим простиранием складчатости окружающих пород; таким образом, эта складчатость влияла на форму массива. Будучи в общем расположенным согласно с простиранием вмещающих пород, Бердяушский массив в деталях обнаруживает нарушения этого согласного залегания.

К этим нарушениям прежде всего надо отнести дайки рапакиви-гранита, секущие доломиты в железнодорожных выемках; эти дайки, являющиеся апофизами от массива, пересекают доломиты вертикально; наряду с ними нужно упомянуть и секущую доломиты дайку кварцевого порфира в выемке на Западно-Уральской жел. дор. Затем нужно указать на вклинивание доломитов между кварцитами и массивом с северо-западной стороны вблизи северной оконечности массива. Как мы видим на карте, с северо-западной стороны, на большей части протяжения контакта массива с вмещающими породами, последние представлены кварцитами, но вблизи оконечностей массива как на северо-востоке, так и на юге появляются доломиты и происшедшие из них мраморы.

На севере ясно выклинивание доломитов между гранитами и кварцитами, на юге широкая аллювиальная долина р. Сатки разделяет доломиты от кварцита.

С восточной стороны собственно Бердяушский массив на значительном протяжении находится в контакте с метаморфизованным доломитом. В южной половине с этой стороны мы совершенно не имеем обнажений на значительной части этого протяжения. Возможно, что аспидные сланцы подходят здесь вплотную к массиву, но может быть, что доломиты составляют узкую полосу, тянущуюся вдоль массива, и сменяются дальше от него налегающими на них черными аспидными сланцами. Тело изверженных пород, слагающее гору Корсакаловку, с юго-восточной стороны явно приходит в контакт непосредственно с этими сланцами, превращая их в роговики, но залегание всех пород здесь неясно, вследствие недостатка в обнажениях.

Таким образом, мы должны заключить, что, подчиняясь, в общем, в своем расположении залеганию вмещающих пород, Бердяушский массив частично прорывает их, нарушая это согласие.

Относительно залегания вмещающих пород мы располагаем следующими данными.

Геологические исследования, которые производил в окрестностях Бердяушского массива М. О. Гарань, привели его к выделению мощной толщи доломитов Саткинской свиты, нижняя часть которой представлена доломитами, обнаженными около станции Бердяуш, а более верхняя — доломитами города Сатки. Вся толща доломитов, изображенная на нашей карте, в восточной и юго-восточной ее части относится к этой Саткинской свите. Аспидные сланцы, которые мы видели, разделяют нижнюю и верхнюю их части.

На Саткинской свите налегает Бакальская свита, образованная глинистыми и песчаноглинистыми породами, в которых находятся прослои карбонатовых пород с их рудами и кварцитов Бакала. Эта

свита отсутствует в ближайших окрестностях Бердяушского массива.

Кварциты, примыкающие к гранитам массива в нижней части течения Пятой речки и протягивающиеся на северо-восток отсюда вдоль массива, Гарань относит к самым низам Сулеинской свиты, занимающей еще более высокое положение в стратиграфическом разрезе Урала. К тем же низам Сулеинской свиты относятся и сланцы, обнажающиеся на холме в самой юго-восточной оконечности массива у устья речки Четвертой. Верхнюю часть Сулеинской свиты образуют кварциты и кварцитовидные песчаники, выступающие в верхних частях хребта Сулеи. На этих сулеинских кварцитах залегает толща ленточных мергелей, которые сравнивают с давно известными ленточными мергелями окрестностей Катав-Ивановского завода. В нашем районе ленточные мергели распространяются в виде полосы с левой стороны р. Сатки, вдоль подножия хребта Сулеи, но южнее устья речки Пятой эти породы переходят и на правую сторону р. Сатки, приближаясь к самому гранитовому массиву. Непосредственного контакта в обнажениях, однако, наблюдать не удалось.

Исходя из представлений о стратиграфическом разрезе осадочной толщи в этой части Урала, и проведены те линии разрывов, которые показаны на карте с северо-западной стороны массива; причем приходится считать, что карбонатовая толща, развитая с юго-восточной стороны массива, значительно приподнята по отношению к кварцитовым породам, ограничивающим его с северо-запада, а эти последние — по отношению к ленточным мергелям левой стороны р. Сатки. Природа этих перемещений не может еще считаться вполне выясненной.

Доломиты и сланцы, тянущиеся вдоль юго-восточной окраины массива, составляют, как мы только что видели, нижнюю часть мощной саткинской толщи доломитов с прослоями мергелей и интрузиями диабазов. Она здесь изогнута в широкую и пологую синклиналь, осложненную в центральной своей части узкой полосой более мелкой складчатости; эти осложняющие синклиналь складки можно видеть в обнажениях по р. Сатке в селении Саткинского завода. Бердяушский массив находится в северо-восточном крыле синклинали, и пласты осадочных пород падают от массива сравнительно полого. Нигде, однако, не удалось видеть достаточно ясно, залегают ли они, накрывая согласно изверженные породы, или последние прорывают осадочную свиту. У южной оконечности массива мы видели, как сланцы и доломиты вблизи массива принимают крутое падение, причем с обеих сторон массива они падают, повидимому, в разные стороны, но это видно в двух-трех разрозненных выходах, и картина залегания пород обрисовывается здесь далеко не с полной ясностью.

Кварциты, протягивающиеся с противоположной северо-западной стороны массива, в непосредственной близости от него только в одном-двух местах обнаруживают, и то не совсем ясное, падение так же к юго-востоку, как и сланцево-доломитовая свита. Ясно падение в этом направлении можно видеть в толще ленточных мергелей, обнажающихся несколько дальше от массива, в береге р. Сатки, но, как было изложено выше, продольные разрывы нарушают здесь залегания осадочной серии.

Бесспорных признаков таких разрывов в ближайших к массиву местах, однако, не имеется, и их существование выводится лишь из общих соображений.

Изучение контактов массива показало, что всюду доломиты в контакте с изверженными породами, гранитами, подверглись более или менее интенсивному контактовому метаморфизму. Сланцы в ближайших к массиву обнажениях также обнаруживают ясные контактовые изменения. Таким образом, интрузивный контакт массива с этой стороны не вызывает сомнений. Нам не удалось заметить явлений контактового метаморфизма в кварцитах с северо-западной стороны массива; но нет также никаких признаков и тектонического контакта, т. е. несогласного прилегания гранитов и кварцитов по тектонической линии. Принимая во внимание устойчивость кварцитов по отношению к изменениям, вызываемым контактовым метаморфизмом вообще, а также относительно слабую степень метаморфизма, вызванного интрузией Бердяушского массива, о чем можно судить по характеру изменений в сланцах, нельзя с полной уверенностью утверждать, что контакт гранитов массива с северо-западной стороны полностью тектонический, и отрицать возможность позднейшей интрузии вдоль уже происшедшего разрыва. Решению этого вопроса могло бы помочь изучение контакта с ленточными мергелями, но здесь мы не имеем необходимых для этого обнажений. Лишь как более вероятную гипотезу, я допускаю наличие тектонического, более позднего, чем интрузия, контакта гранитов с осадочными породами вдоль р. Сатки, но сам гранитный массив в целом представляет единую сложную интрузивную массу.

Эту массу А. С. Гинзберг определял, как лакколит. В современном точном смысле термина, такое определение не подходит уже потому, что Бердяушский массив находится в области со структурой складчатых гор, а не плато, и генетически механизм его образования не может быть сравниваем с процессом образования лакколитов. В нем мы не находим также основных морфологических признаков лакколита: существования дна и куполообразного вздутия покрывающих слоев. Не соответствуют представлению о лакколите также несогласия контактов, характер северо-восточного окончания массива и отношения его к сателлитовой интрузии горы Корсакаловки. Но еще более трудно представить Бердяушский массив как лакколит, если принять во внимание внутреннюю его структуру. В этом отношении нам надо рассмотреть особенности двоякого рода. Прежде всего, для понимания строения массива нужно, конечно, остановиться на распространении и взаимных отношениях различных пород, образующих рассматриваемый петрографический комплекс, но, кроме того, и некоторые черты так называемой внутренней тектоники, которые удалось подметить в этом, так плохо обнаженном массиве, также служат известными основаниями для суждения о его строении.

При рассмотрении геологической карты самого массива сразу же обращает на себя внимание основная черта строения его: концентрическое и, при том, ассиметричное расположение основных групп, образующих его горных пород. Главная масса по периферии сложена гранитами, преимущественно рапакиви. Областью развития гранитов почти точно ограничено и распространение меланократовых диорито- и габброподобных пород, а также отдельных выходов диабазов. В средине массива эксцентрично расположено главное тело нефелиновых сиенитов, а сиенитовые породы, сиениты и сиенитовые порфиры как бы

окружают нефелиновые сиениты, но очень неравномерно. Обнажения или глыбы сиенитов встречены почти всюду, со всех сторон между гранитами и нефелиновыми сиенитами, но тогда как с востока от последних сиениты образуют, повидимому, лишь узкую кайму, к северу от главного тела нефелинового сиенита сиенитовые породы встречены на широкой площади. Правда, распространение их здесь показано на карте условно: обнажений здесь почти нет, и о распространении сиенитовых пород мы могли судить лишь по отдельным глыбам и кускам. Поэтому, как уже было указано, возможно, что мы не имеем на этой площади такого сплошного развития сиенитов, как это изображено на геологической карте, но лишь густую сеть или систему жил сиенитовых пород, пересекающих граниты.

Нефелиновый сиенит, кроме главного тела его в вершинах Пятой речки, слагает, как мы видели, небольшие тела, частью довольно ясные дайки, на Голой горе и на горе Вилесовой.

В отдельных случаях удалось совершенно ясно наблюдать взаимные отношения главнейших пород, слагающих массив: описанные выше дайки сиенитового порфира в граните, дайки нефелинового сиенита, окруженные сиенитовыми породами, и взаимные переходы двух последних типов. Эти соотношения указывают на последовательную интрузию главных типов пород — 1) гранитов, 2) сиенитов и 3) нефелиновых сиенитов — в породы, ранее образовавшиеся. При этом характер контактов дайки, сиенитового порфира, а именно, появление плотных, хуже раскристаллизовавшихся зон в самом контакте, свидетельствует о значительном перерыве во времени кристаллизации гранитов и сиенитовых пород.

Такие особенности взаимных отношений пород заставляют рассматривать Бердяушский массив как сложное интрузивное тело, образованное последовательным внедрением разных порций магмы, дифференцировавшейся не in situ, но на глубине в других условиях.

Говорить сколько-нибудь подробно о внутренней тектонике в массиве, где даже о распространении слагающих его пород можно судить только по отдельным глыбам и кускам их, разумеется, не приходится. Мы могли подметить только такие особенности. Во всей внутренней структуре массива отражается направление общего его простирания. Полосы меланократовых пород в гранитах периферической зоны, отдельные структурные типы гранита, чередование полос гранитов и сиенитов к северу от горы Голой в юго-восточной половине массива, наконец, общая площадь распространения сиенитовых пород, — все это вытянуто в северо-восточном направлении. Это направление выражается и в самом характере обнажений, чаще всего представляющих каменистые грядки, вытянутые в северо-восточном направлении. От этого направления существуют уклонения двоякого рода. В южной части как будто заметно изменение простирания, согласное с изгибанием очертаний массива; в северной — простирание из северо-восточного переходит в меридиональное, тоже, повидимому, в связи с изменением простирания тех апофиз, на которые здесь разбивается массив при своем окончании. В отдельных пунктах внутри его мы наблюдали поперечные контакты, например, контакт рапакиви и сиенитов под вершиной Вилесовой горы, поперечные отдельности и связанные с ними поперечные гривки выходов. Наконец, как будто бы совершенно второстепенными по значению являются диагональные направления некоторых трещин отдельности в обнажениях по р. Сатке.

Что касается падения контактов разных типов пород, главнейших отдельностей и текстурных плоскостей в тех разновидностях породы, где заметны какие-либо директивные текстуры (трахитоидная текстура, расположение овоидов и т. д.) и где характер обнажения позволяет считать выходы за коренные, то оно всюду является крутым, то направленным к востоку, то отвесным.

Все эти особенности склоняют меня рассматривать Бердяушский массив как сложный шток, удлиненный в направлении общего простирания прорываемых им пород.

Клоос недавно (1928) (*25*) предложил очень удачную, на мой взгляд, систематику тех признаков, на основании которых следует классифицировать глубинные изверженные тела или «плутоны», как он предлагает их называть по аналогии с термином «вулкан».

Посмотрим, насколько эти признаки можно установить в нашем случае.

I. Форма плутона определяется его общим очертанием в плане и направлением ограничивающих его с боков поверхностей; различаются: 1) плутоны, вообще, неправильной формы, 2) плутонические области (plutonische Areal) обширных размеров, порядка континентов, например, Фенноскандия, Ю. Африка и т. д., 3) периклинальные плутоны с падением стенок наружу, как в батолитах Зюсса, антиклинальных батолитах Гейера, в куполах и некоторых штоках, 4) синклинальные плутоны с боковыми стенками, падающими внутрь, например, этмолиты, 5) вертикальные плутоны с вертикальными или крутопадающими в одну сторону стенками, 6) горизонтальные плутоны, к которым относятся лакколиты и факолиты, интрузивные залежи и т. д.

Бердяушский массив по тем признакам, какие мы могли заметить, приходится скорее всего отнести к вертикальным плутонам или, может быть, к плутонам периклинальным. Характер южного окончания его и присутствие «сателлита» Корсакаловки могут рассматриваться как указания на расширение плутона книзу, но трудно предполагать падение в наружную сторону с северо-восточной стороны массива. Относить наше тело к неправильным плутонам, вообще, или к горизонтальным плутонам нет никаких оснований.

II. По величине плутоны разделяются Клоосом на три порядка, причем, в противоположность Дэли, они различаются не по абсолютной величине, а по относительной, сравнительно с размерами тех элементов, из которых слагается тектоническое строение местности. С этой точки зрения наш массив нужно причислить к плутонам второй величины. По классификации изверженных тел, принятой Дэли, где максимальным пределом площади для штока является 100 $км^2$, Бердяушский массив, как не входящий в этот предел (30—40 $км^2$), следует отнести к штокам.

III. Отношение Бердяушского массива к тектоническому строению не может считаться вполне выясненным вследствие того, что нет полной ясности в наших представлениях о тектонике этой зоны Урала вообще. Тектонический разрыв северо-западной стороны массива и характер смещения вдоль него с приподнятием восточного крыла разрыва представляются вероятными, поскольку съемкой района, произведенной М. О. Гаранем, устанавливается стратиграфическое положение доломитовой свиты, развитой к юго-востоку от массива значительно более низко по отношению к кварцитам, но отношение самого массива к разрыву не может считаться вполне выясненным.

Однако, на основании отрицательных признаков можно исключить наш массив как из числа центральных плутонов (Kernplutone), так и пограничных плутонов (Grenzplutone) Клооса и его придется отнести к продольным плутонам разрывов (Spaltenplutone).

IV. По отношению к тектоническим движениям Клоос разделяет плутоны на: 1) атектонические, в нескладчатых областях или не имеющие никакой связи с тектоникой, 2) дотектонические, 3) котектонические: a) связанные со складчатостью или b) с разломами, 4) посттектонические. В рассматриваемом нами случае имеются только отдельные намеки (директивная текстура в некоторых выходах рапакиви, общее строение периферической части массива и т. п.) на то, что на изверженную массу еще до окончательного застывания действовало ориентирующее горообразовательное давление и связанные с ним движения. Это заставляет скорее всего отнести наш массив к тектоническим плутонам. По отношению к явлениям складчатости он как будто бы древнее разрывов. Можно думать поэтому, что продольные разрывы, которые намечаются в тектонике района, не так уже нераздельно связаны в нашем районе со складчатостью, как это иногда высказывалось.

V. Гнейсовидная краевая фация в нашем случае отсутствует, и поэтому с полной определенностью мы можем отнести Бердяушский массив к гранитным плутонам.

VI. Внутренняя тектоника массива, как уже указывалось, особенно трудно поддается изучению. Клоос различает самостоятельную тектонику, не зависящую от положения контакта, и тектонику не самостоятельную, связанную с этим контактом.

Мы видели в периферической части массива как будто влияние контакта, но в центральной части следы этого не сказываются, общую вытянутость отдельных частей в направлении простирания всего массива, понятно, нельзя рассматривать за признак влияния контакта. Нельзя также видеть таких признаков независимой от контакта тектоники, как куполообразное, воронкообразное или цилиндрическое строение, различаемое Клоосом и рассматриваемое им также как элементы тектоники.

VII. Совершенно определенным образом решается вопрос о связи контакта с тектоникой окружающих пород, если считать аккордантными плутоны, которые, залегая, в общем, видимо, согласно с окружающими породами, в контактах обнаруживают несогласие и, таким образом, занимают как бы среднее положение между плутонами конкордантными и дискордантными. Такое, именно, определение, дает Клоос этим термином, но в его определении аккордантных плутонов есть непонятные указания на «случайность» видимого согласия их с окружающими породами (Akkordanz — scheinbare, zuffällige Konkordanz sonst diskordanter Kontakte).

VIII. Судить об отношении внутренней тектоники к контактам в нашем случае трудно, вследствие недостатка данных о деталях внутренней тектоники. В общем, внутренняя тектоника является конформной. Направление наибольшего растяжения отвечает поперечной оси плутона.

Согласно классификации изверженных тел, предложенной Дэли, Бердяушский массив нужно отнести к группе сложных штоков.

Одним из самых трудных вопросов относительно строения Бердяушского массива является вопрос о происхождении довольно разно-

образных меланократовых пород, встреченных среди обнажений рапакиви. Мы их наблюдаем большей частью в виде отдельных глыб, кусков или изолированных выходов, некоторые из которых тянутся полосами наподобие выходов жил. Петрографическое изучение показывает, что среди них мы имеем, с одной стороны, явно гибридные породы, обязанные своим происхождением воздействию гранитной магмы на основные породы; такие гибридные породы были в некоторых случаях встречены также в виде ксенолитов в гранитах. С другой стороны, среди обнажений рапакиви находились и слабые выходы мало измененных пород, обнаруживающих состав и структуру диабазов.

Являются ли они более молодыми, чем весь Бердяушский комплекс, или могут быть рассматриваемы как фация лампрофировой свиты гранитов, другие представители которой несомненными жилами рассекают рапакиви, или, наконец, не являются ли эти диабазы случайно сохранившимися ксенолитами более древних пород, — решить сейчас невозможно.

Жилы диабазов, секущие граниты более северного уральского гранитного массива Тура-таш, говорят о возможности более молодых, чем граниты, диабазов, но, с другой стороны, в Бердяушском массиве мы не наблюдаем диабазов среди сиенитов и нефелиновых сиенитов, что может рассматриваться как некоторое указание на то, что они древнее, по крайней мере, этих пород, более молодых, чем граниты.

Часть II

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ БЕРДЯУШСКОГО ПЛУТОНА

Как уже мы видели, сложный шток Бердяушского массива образован несколькими группами пород. Каждая из них обнимает ряд типов. Группировка этих типов в некоторых случаях может быть сделана только искусственно, на основании лишь петрографического сходства их, так как только редко можно было с несомненностью установить геологические отношения той или другой породы к окружающим. В целях описания пород штока мы их разделим таким образом:

1. Группа гранитовых пород. Эти породы являются наиболее распространенными, принимая участие в строении наружных частей штока, апофиз и т. д. Группу гранитовых пород составляют:

a) рапакиви и связанные с ними типы гранита;

b) аплиты жильные, к которым мы присоединим аплитовидные граниты, форма залегания которых осталась неизвестной;

c) среднезернистые граниты, вероятно, не жильные, переходящие в кварцевые сиениты;

d) гранит-порфиры и интрузивные кварцевые порфиры горы Корсакаловки;

e) жильные эгиринавгитовые граниты.

2. Группа лампрофировых жильных пород и меланократовых пород, довольно разнообразных, залегающих главным образом среди гранитов. Это очень пестрая и генетически неоднородная группа, расчленить которую на естественные подразделения очень трудно. Общим признаком всех этих пород является их вещественный состав, близкий к габбродиоритовому типу, иногда он уклоняется в сторону состава щелочных габброидных пород. Структура этих пород довольно разнообразная, то габброидная, то диабазовая. Некоторые типы обнаруживают несомненные признаки гибридного происхождения. Породы эти залегают небольшими массами среди гранитов. В некоторых случаях они встречены и в области распространения сиенитовых пород, но здесь и те и другие породы попались только в виде отдельных кусков, и соотношений между ними не видно, почему связь между ними остается сомнительной.

Вместе со всеми другими породами рассматриваемой группы я описываю и явно жильные породы диабазового облика, имеющие, очевидно, лампрофировый характер. Генетически, может быть, это особая группа, но так как куски подобных пород встречались совершенно в таких же условиях, в каком мы наблюдали и другие меланократовые породы в области распространения гранита и петрографически те и другие резко разделить тоже не удается, то на карте они остались не разделенными и в описании тоже удобнее поместить их рядом.

Всю обширную и пеструю группу этих пород я разделяю таким образом:

a) меланократовые породы зернистые, более или менее нормального состава: a_1 — диабазовой структуры и состава, a_2 — диоритового состава;

b) гибридные сиенитодиоритовые породы;

c) жильные породы лампрофирового типа.

3. Группа сиенитовых пород. Довольно разнообразные в деталях своего состава и строения породы этой группы мы разделяем на два основных отдела, основываясь на структуре, а именно:

a) среднезернистые до крупнозернистых сиениты,

b) порфировидные мелкозернистые сиениты и сиенитовые порфиры.

Повидимому, эти две группы отличаются и по геологическим соотношениям.

4. Нефелиновые сиениты. В некоторых случаях порода принимает порфировидную структуру с мелкозернистой основной массой. Выделяются кроме того разновидности, в которых нефелин целиком разложен и превращен в тонкие агрегаты слюдообразных минералов. Эти последние разновидности мы выделяем под названием либенеритовых сиенитов.

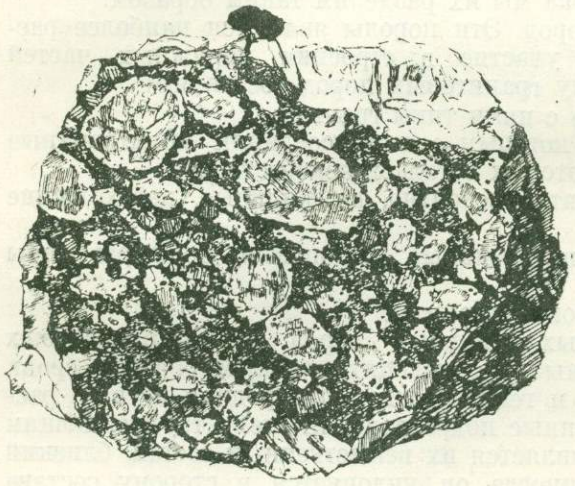


Рис. 1. Рапакиви с порфировидной структурой. Крупные довольно хорошо округленные овоиды красноватого калиевого полевого шпата с белой олигоклазовой каймой в темной основной массе. Полированная поверхность куска. Половина натуральной величины.

Гранитам и сиенитам отвечают очень редкие пегматитовые жилы, о которых будет сказано при описании этих групп пород.

ГРАНИТЫ БЕРДЯУША

РАПАКИВИ И РАПАКИВИОБРАЗНЫЕ ГРАНИТЫ

(Рис. 1 — 7 и табл. I — VII)

Уральский рапакиви, известный уже в течение более полувека, по внешнему виду несколько отличается от своего финляндского прототипа. Общая окраска породы очень редко имеет тот характерный красный цвет, который так хорошо известен в финляндском рапакиви. Наши породы в общем заметно светлее — буровато-розоватого или желтоватого цвета. Выделения калинатрового полевого шпата, окаймленные плагиоклазом, несколько мельче обычно 1,5—2 *см*, и они не обладают в той степени округлыми очертаниями, как в типичных рапакиви. Однако, самые основные черты рапакиви — это более крупные и более или менее округлые выделения калиевого полевого шпата с олигоклазовой оболочкой, идиоморфные округлые зерна кварца и общий минералогический состав породы — являются существенными отличительными чертами и в наших породах, и, поэтому,

совершенно основательно следует рассматривать их, как один из видов рапакиви.

Наиболее типичная разновидность уральского рапакиви, получившая наибольшую здесь известность, встречена, главным образом, между речкой Шестой и р. Бердяуш, по северо-западным окраинам массива, где она чередуется с другими гранитами, но мы ее находим и во многих других местах штока.

Рапакиви обычно обнажается в виде больших глыб, а также в виде отдельных кусков. Многие хорошие куски, давшие материал для изучения, найдены лишь в изолированных глыбах.

По внешнему виду мы различаем следующие типы рапакиви:

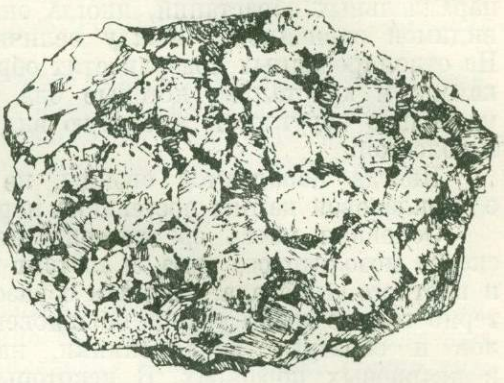


Рис. 2. Рапакиви с криптовой структурой. Полированная поверхность куска. Половина натуральной величины.

А. Порфировидные рапакиви: овоиды плавают в основной массе, не соприкасаясь. Основной массы не меньше половины, а в некоторых случаях значительно больше, чем выделений (рис. 1).

В. Рапакиви криптового типа: овоиды соприкасаются между собой или основная масса — в виде узких полосок между овоидами (рис. 2).

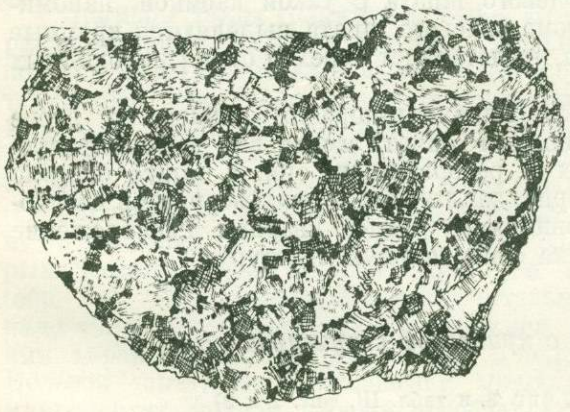


Рис. 3. Рапакивиобразный гранит. Структура рапакиви утрачена. Полированная поверхность куска. Половина натуральной величины.

С. Рапакивиобразные граниты: овоиды неясные, порода грубозернистая, лишь в общем отвечает структуре рапакиви (рис. 3).

D. Выделения овоидов в темных шлирах и сиенитовая фация рапакиви заслуживают отдельного упоминания наряду с другими типами рапакиви.

Мы вкратце опишем наружный вид этих главных разновидностей рапакиви. Их главное различие определяется как отношениями между овоидами, являющимися главной характерной особенностью вообще, так и цементирующей их «основной массой».

А. Порфировидные рапакиви

(Рис. 1 и табл. I, фиг. 1 — 2, и табл. II, фиг. 3 — 5)

А. Овоиды иногда округлые, чаще же они представляют кристаллы розоватого полевого шпата лишь с округленными краями. Средний

размер 2 *см*, реже 3 *см*. Очертания слабо вытянутые до изометрических (рис. 1). Если овоиды вытянуты, то они расположены флюидально. Как в настоящих рапакиви, овоиды часто представляют один кристалл, иногда сростки нескольких неделимых.

Кайма олигоклаза от 1 до 2 *мм*, иногда толще, нередко в виде параллельных обрастаний, иногда она доходит до 5 *мм*. Нет никакой видимой зависимости между величиной овоида и толщиной каймы. На отполированных поверхностях образцов видны бухтообразные втеки каймы в кристаллы, которые она окружает. Овоиды обнаруживают не только округлость, имеющую вид коррозии, но изредка имеют вид и обломков.

Иногда попадаются овоиды, не имеющие резких границ: зерна олигоклазовой каймы постепенно переходят в основную массу.

Основная масса среднезернистая, довольно меланократовая, или скорее мезолитового типа, и состоит из обоих полевых шпатов, кварца и цветного минерала, главным образом роговой обманки. Очень характерно то, что зерна кварца обыкновенно крупнее зерен других минералов и образуют вкрапленники, напоминающие выделения кварца в кварцевых порфирах. В некоторых образцах основная масса распределена неравномерно, образуя шлиры или резко очерченные, или с расплывчатыми контурами.

Как особую разновидность можно рассматривать образец из южной части массива с речки Четвертой, вблизи контакта с доломитами (обр. 23). Эта порода представляет гранит-порфир с мелкой до среднезернистой основной массой из серого полевого шпата и светлосерого кварца. В этой основной массе выделяются довольно редкие крупные фенокристаллы белого же полевого шпата с узкой каемкой, напоминающей каемку рапакиви. Кроме полевого шпата выделяются крупные круглые зерна кварца. Порода представляет переход от порфировидных гранитов к рапакиви.

Еще более своеобразный рапакиви-порфир найден в русле р. Рачев Лог. В нем овоиды полевого шпата имеют вид деформированных и частью раздробленных и разорванных; они, а также округло неправильные выделения кварца, заключены в тонкозернистой зеленовато-серой основной массе, повидимому бедной кварцем. Расположение и окраска указывают на слегка флюидальную текстуру.

В. Рапакиви с криптовой структурой

(Рис. 2 и табл. I, фиг. 3, и табл. III, фиг. 1 и 2)

Этот тип распространен несколько меньше, чем порфировидный.

Овоиды иногда так же хорошо выражены, как в предыдущем типе. Размеры их те же самые. Кайма не так равномерна, в ней попадаются включения, бывают очень толстые каймы. Иногда лишь отдельные зернышки плагиоклаза нарастают на калиевом полевом шпате. В этом типе чаще, чем в предыдущем, встречаются овоиды с темными включениями. Существуют переходы от такого рапакиви к рапакивиобразным гранитам следующей группы.

Состав основной массы очень непостоянен. Иногда кварца почти нет и рапакиви переходит в сиенитовую фацию. Иногда кварца больше половины.

В некоторых случаях заметны явления как бы пластической деформации породы, отражающейся на расположении овоидов и на их формах.

Как редкая разновидность, по внешнему виду выделяется красный рапакиви с мясокрасным полевым шпатом, с плохо выраженной олигоклазовой каемкой, богатый голубовато-серым кварцем в округлых зернах (табл. I, фиг. 2).

Один из образцов рассматриваемого типа рапакиви интересен тем, что в нем проходит мелкозернистая жилка, пересекающая породу.

Иногда количество овоидов уменьшается, кайма на овоиде отсутствует, порода представляет переход к рапакивиобразным типам.

C. Рапакивиобразные граниты

(Табл. III, фиг. 4 и 5)

Эту разновидность можно сравнить с финляндскими питерлитами, как их определяет Валь. Их особенностью является то, что в калиевых полевых шпатах отсутствует олигоклазовая кайма. Однако можно указать целый ряд переходных разновидностей. К числу последних можно отнести такие типы, где плагиоклаз образует самостоятельные идиоморфные кристаллы, которые лишь группируются вокруг ортоклазовых кристаллов, не обрастая их.

При уменьшении размеров крупных зерен порода утрачивает свое сходство с рапакиви и переходит в грубозернистый гранит. При этом в некоторых образцах меняется окраска полевого шпата из розового в желтовато-сероватый.

Примеры таких гранитов нередки. Все они представляют несколько различающиеся по внешнему виду породы. В образце 35 темносерый полевой шпат в центральной части зерен белый. Порода представляется темносерой. Эта разновидность сравнительно бедна кварцем, и цветного минерала невооруженным глазом почти не видно. Так же беден кварцем образец № 39 с желтым полевым шпатом и роговой обманкой. Образец № 65а, наоборот, очень богат кварцем.

Интересный гранит встречен у станции Бердяуш: он состоит из 73% кварца округлой формы, около 0,5 *мм* в диаметре, между которым зажаты зерна полевого шпата и магнетит (табл. III, фиг. 6) (обр. 88). Этот совершенно исключительный по составу тип гранита надо считать примыкающим к рапакиви, главным образом, на основании характера выделений кварца в округлых идиоморфных зернах. Полевой шпат, как показывает микроскоп, — олигоклаз и тонкий микропертит, причем первый преобладает.

D. Сиенитовая фация рапакиви и шлиры в рапакиви-гранитах

(Табл. IV, фиг. 4; табл. V, фиг. 1; табл. III, фиг. 3; табл. IV, фиг. 3, и табл. V, фиг. 3)

В некоторых представителях рапакиви кварц исчезает, и порода представляется образованной из овоидов розового полевого шпата с плагиоклазовой каймой, между которыми зажаты зерна роговой обманки и иногда также зерна того или другого полевого шпата. Как и в настоящих рапакиви, кайма развита в некоторых случаях очень хорошо, в других плагиоклаз нарастает на калиевый полевой шпат в виде отдельных зерен.

Эти породы встречены как в северной части массива, так и у южной окраины сиенитового ядра.

В целом ряде пунктов в рапакиви наблюдалось большое количество включений, главным образом, темных, разнообразного вида. Наиболее обычны мелкозернистые темные включения, чаще угловатой формы, реже — округлой.

Уже макроскопически очень интересны границы этих включений, а именно: на границе их овоиды как бы проникают из окружающей породы в шлиры так, что иногда кажется, что темное вещество шлиров сливается с веществом цементирующей массы (табл. IV, фиг. 3); в то же время в эти шлиры снаружи проникают светлые полевошпатовые жилки (обр. 50). Иногда кажется, что жилки проникают и в рапакиви. Иногда включения образуют небольшие группы.

Состав и структура темных шлиров невооруженным глазом представляются разнородными: от диоритоидных мелкозернистых до плотных афанитовых.

В каменоломне у станции Бердяуш были встречены округлые шлиры, иногда обнаруживающие более мелкозернистую реакционную кайму и обладающие следующими особенностями: состав шлира — включения — отвечает серому гранит-порфиру, именно: здесь мы имеем мелкозернистую серую основную массу из кварца, полевого шпата и цветного минерала, в которой выступают вкрапленники розового и белого с периферии полевого шпата и округлые зерна кварца (табл. IV, фиг. 1).

Реакционная кайма более темная, мелкозернистая, в несколько миллиметров толщиной, без резких границ, особенно внутрь включения. Несколько похожи на эти включения включения образца VI—21 (табл. V, фиг. 3).

В породах сиенитовой фации рапакиви также встречены шлиры. С одной стороны, они угловатых очертаний, плотные, темные, с другой стороны, они представляют мелкозернистые мезократовые сиениты, находящиеся в окружающей породе в виде небольших округло-угловатых включений.

В обнажении по речке Шестой, где мы имеем особенно пеструю смесь пород, попались такие образцы, в которых в одном куске мы имеем грубозернистые участки с рапакивиобразной структурой, мелкозернистые и несколько неравномерно-зернистые участки, прорезанные жилками и с вкрапленниками полевого шпата, и тут же рядом среднезернистые участки, довольно лейкократовые, состоящие из призмочек роговой обманки и полевого шпата.

Образцы VI—12, отчасти 77.

МИКРОСКОПИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УРАЛЬСКОГО РАПАКИВИ

Как видно уже невооруженным глазом, в наших породах, как и в типичных финляндских рапакиви, нужно различать порфировидные выделения или овоиды калиевого полевого шпата, окруженные, обычно, корочкой олигоклаза, но иногда лишенные ее, и промежуточную массу, в которой эти более крупные кристаллы заключены. Мегаскопически овоиды полевого шпата в типичных представителях резко выделяются среди включающей их массы; под микроскопом граница между ними несколько сглаживается, как это видно будет из дальнейшего описа-

ния, но все же эти два элемента, слагающие породу, — овоиды и вмещающая их масса — представляют каждый настолько индивидуализированное образование, что их необходимо рассматривать отдельно.

Овоиды

Мегаскопически, как было уже сказано, видно, что крупные выделения калиевого полевого шпата чаще всего встречаются в форме округленных кристаллов, нередко совершенных овоидов, но иногда довольно хорошо сохраняют идиоморфные очертания кристаллов полевого шпата. Сравнивая их форму с формой овоидов финляндских

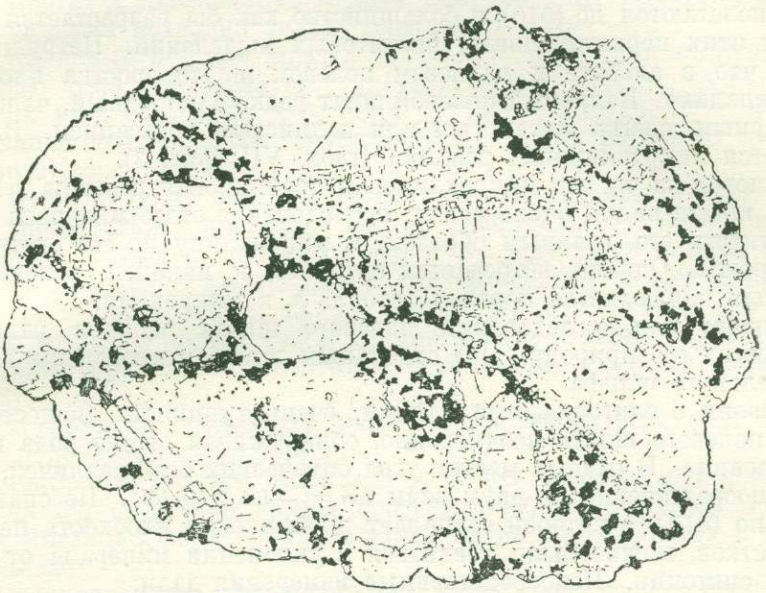


Рис. 4. Прозрачный шлиф из бердяушского рапакиви при увеличении в 2 раза. Видны каемки олигоклаза на кристаллах калиевого полевого шпата. Округлое зерно почти в середине шлифа — кварц. Цветной минерал, главным образом, роговая обманка.

рапакиви, можно заметить, что в общем они далеко не в такой степени обладают округлыми очертаниями, как эллипсоидальные вкрапленники выборгитов. Как было также уже указано, размеры выделений калиевого шпата в наших породах мельче, чем в финляндской породе окрестностей Выборга, являющейся наиболее известным представителем рапакиви.

Исключительно редко попадаются в наших породах концентрически расположенные включения в овоидах, и они никогда не достигают той правильности и совершенства, как в финляндских рапакиви. Вообще вся структура уральской породы мельче, и наиболее своеобразные характерные черты рапакиви выражены не столь резко.

На рис. 4 изображен прозрачный шлиф довольно типичного образца при увеличении в 2 раза. Этот рисунок хорошо передает общий облик структуры, заметно отличающейся от структуры типичных финляндских рапакиви (см. также табл. V, фиг. 5 и 6, и табл. VI, фиг. 1—3).

Тем не менее, микроскопическое исследование устанавливает целый ряд признаков, общих с прототипом рапакиви, на основании которых мы без колебаний можем причислить нашу породу к этой именно разновидности гранита.

Вещество выделений, как видно п. м., является калиевым шпатом с неоднородным микропертитовым строением. Строение микропертита лучше всего определить как жилковато-пятнистое: альбитовые жилы с неровными контурами, раздувающиеся иногда в небольшие узелки — пятна, неправильно изгибающиеся и переплетающиеся в целую сеть (табл. VII, фиг. 2 и 5), в общем проходят в направлении, приближающемся к (100) или быть может к «мурчисонитовой» отдельности; иногда микропертит имеет неоднородно пятнистый вид; когда вростков мало — они располагаются до (010) и большинство как бы разрастается в стороны от этих первоначальных пертитовых выделений. Нетрудно убедиться, что в альбите и калиевом полевом шпате сростка плоскости (010) совпадают. Калиевый полевой шпат редко однородный, чаще с неравномерным, слегка пятнистым или волнистым погасанием. Изредка появляется микроклиновая решетка (табл. VII, фиг. 3).

Несмотря на то, что микроклиновая двойниковая решетка в нашем полевом шпате видна очень редко, исследование этого минерала заставляет отнести его, главным образом, к микроклину по его оптической ориентировке. Однако, встречается ортоклаз, и, наконец, в некоторых неделимых наблюдается переход ортоклаза в микроклин.

Привожу ряд исследований полевого шпата овоидов рапакиви, выясняющих его природу. Под отдельным номером проведены измерения отдельного шлифа.

1. Овоид с олигоклазовой каймой, очень типичной. Вещество калиевого полевого шпата неоднородно, обнаруживая своего рода волнистое погасание. В разных местах угол оптических осей различен, получены непосредственно по двум осям $2V = -66$ и $-59°$. По спайности (001) и по (010), с которой совпадает двойниковая плоскость пертитовых вростков, можно было убедиться в уклонении минерала от моноклинной сингонии. Непосредственные измерения дали:

(001) — *P*, *PNg* — $83^1/_2°$; *PNm* — 9°; *PNp* — 84°
(010) — *M*, *MNg* — 8°; *MNm* — 88°; *MNp* — 88°
[100] — *Z*, *ZNg* — 84°; *ZNm* — 80°; *ZNp* — 10°

Угол погасания в сечении $\perp$ [100] около 4°, измеряя *Np'* от следа (010).

В этом полевом шпате по (001) тончайшие вростки с углом погасания $\perp$ [100] около 12—15° и с обратным знаком, чем у вмещающего зерна. Кроме того, в нем неправильные зерна включения плагиоклаза с тем же углом погасания и рядом с последними мелкие зерна кварца. Кое-где включения эпидота. Неоднородность кристалла (овоида) становится сильнее к периферии его, и здесь появляется пятнами еле заметная микроклиновая решетка. Это овоид окружен олигоклазовой каймой с максимальным углом погасания в зоне $\perp$ (010) около 5—8°, причем в олигоклазе мелкие слабо преломляющие включения с кристаллографическими очертаниями, повидимому, того же калиевого полевого шпата, который образует ядро; кварц с вогнутыми очертаниями (aussenkonkave) охотно группируется около олигоклазовой каймы.

2. В калиевом полевом шпате овоида обнаружен $2V = -80$ до $-70°$ и угол погасания в сечении $\perp$ [100], равный 10—12°; это отвечает

также микроклину; в нем пятнами и плохо образованными поперечными жилками врос альбит.

3. Угол $2V = -60°$, по двум осям; наиболее резко видно неоднородное строение при установке на Ng.

4. В калиевом полевом шпате $2V = -70°$ (по одной оси); при приближении к совмещению оси Np (недоступной) с осью I столика Федорова появляется тонкая волокнистость, поперечная по отношению к Np. По спайности P — (001) довольно хорошо устанавливается угол PNm, достигающий 18°, т. е. опять-таки отвечающий микроклину. Окружающая овоид кайма олигоклаза имеет максимальный угол погасания $\perp$ (010) всего 5°.

5. Пертит с диагонально в двух направлениях идущими пертитовыми жилками позволил только определить $2V = -72°$.

6. Калиевый полевой шпат с $2V = -75°$ явно триклинный, микроклинового типа Ng образует с $\perp$ (010) около 15—18°, Np с [100] около 10; угол погасания в сечении $\perp$ [100] около 16—17°. В другом зерне видна неоднородная пятнистость в сечении $NgNp$. В третьем — найдено $2V = -72°$.

7. Полевой шпат неоднородного строения, отдельные участки, различно погасающие пятнами, но не решеткой. В более крупных $2V = -73°$, в разных частях их Ng и Np несколько меняют свое положение, Nm более выдерживает его. Погасание в сечении $\perp$ [100] около 15°; построением найден угол Ng (010) = 14°, Np [100] = = около 10°. Но в других участках погасание в сечении $\perp$ [100] прямое. Последние приходится считать ортоклазом, первые — микроклином.

8. В крупном выделении калиевого полевого шпата $2V = -70°$, грубая поперечная волокнистость.

9. Калиевый полевой шпат с $2V = -64°$ по обеим осям; при установке на Ng отчетливо видны вростки альбита с углом погасания до 17°, имеющие форму неправильных пятен, переходящих в поперечные жилки.

10. Однородный, совершенно без каких-либо следов решетки, полевой шпат овоида обладает $2V = -82°$, угол $\perp$ (001) $Nm = 14°$, вероятно микроклин. В том же шлифе в другом небольшом зерне $2V = -72°$ и угол $\perp$ (001) $Nm = 8°$.

11. Пятнистый пертит, пятна плагиоклазовых вростков переходят в жилки, образующие грубую сеть. Максимальный угол погасания альбитовых двойников около 10°, что отвечает олигоклаз-альбиту. Калиевый компонент пертита — буроватый (помутневший) ортоклаз с $2V = -70°$ и с Ng, совпадающим с двойниковою осью пертитовых вростков.

12. Очень тонкий микропертит; в кажущихся более однородными участках калиевого компонента обнаружено уклонение от моноклинной ориентировки, именно: Ng образует угол с $\perp$ (010), определенный по спайности, около 3°. Повторные измерения не оставляют сомнений в этом уклонении. Измерение угла погасания на плоскости, близкой к $NgNp$, от следа (010) также дает 3—5°.

13. В калиевом полевом шпате с $2V = -77°$, пронизанном тончайшими микропертитовыми вростками, установлено ясное расхождение Ng и $\perp$ к (010), но точно угла измерить не удалось.

14. Кристаллическая грань (010) хорошо видна в контакте с кварцем, и в пределах точного наблюдения хорошо устанавливается перпен-

дикулярность к оси Ng; $2V = -68°$, обрастающая кайма — олигоклаз-альбит.

15. Микропертит с тонкими неправильно ветвящимися жилками альбита. В калиевом компоненте $2V = -76°$ (по одной оси).

16. Микропертит в калиевом полевом шпате $2V = -72°$ (одна ось) и угол $\perp (001)\ Nm = 11°$.

17. Калиевый полевой шпат микропертита имеет $2V = -75°$ (одна ось). В другом зерне пертита угол окружающей оси меньше — $2V = -60°$ (одна ось); ориентировку не удалось установить.

18. Карлсбадский двойник ортоклазовидного полевого шпата с тонкими микропертитовыми вростками дал $BNg = 87°$; $BNm = 19°$; $BNp = 71°$ и угол оптических осей $2V =$ около $90°$. Отвечает микроклину.

19. Микропертит; совмещая с осью I оси эллипсоида, видим: при совмещении Ng — вростки альбита в калиевом полевом шпате, вытянутые по (010), при совмещении Nm — жилковатость, неоднородность, и при Np — относительно однородный вид. В другом зерне жилковатость и при Nm и при Np.

В тонком микропертите $2V = -88°$ (одна ось), поперечная жилковатость (близка к $\perp$ к Np). Спайность по (001) делает с Nm угол до $14°$ и Np близок к плоскости спайности. В общем близок к микроклину, но с некоторым отклонением.

20. В крупном выделении микропертита в рапакивиобразном граните мелкая равномерная пертитовая жилковатость очень густая, так что плагиоклазовый компонент составляет до $50°$ сростка. Кристалл представляет карлсбадский двойник. При совмещении Ng с I как двойниковое строение, так и пертитовые сростки исчезают и остаются видимыми тонкие вростки по (010).

Приведенные измерения оптических констант убеждают в том, что, хотя в наших рапакиви присутствует иногда и ортоклаз, но он является редкостью, и в большинстве случаев мы имеем дело с микроклином и тогда, когда он не обнаруживает свойственной ему характерной решетки. Мы видим также уклонения в оптических свойствах от типичного микроклина, и можно сказать, что эти уклонения для нашей породы являются правилом. Угол оптических осей в нашем микроклине несколько понижен: $2V = -75$ до $-77°$ и в оптической ориентировке можно отметить меньшие величины углов $\perp (010) : Ng$ и $\perp (001) : Nm$, чем в типичном микроклине.

Рассматривая ряд других примеров овоидов, можно найти и случаи «микроклинизации» ортоклаза, когда в однородном зерне в отдельных пунктах появляется уклонение в оптической ориентировке ортоклаза с углом угасания, свойственным микроклину. Это еще раз подтверждает наблюдавшееся и описанное целым рядом авторов явление перехода ортоклаза в микроклин, в частности, указанное в южно-русских рапакиви Б. К. Поповым. В уральском рапакиви из апофиз Бердяушского массива, обнаженных в выемке железной дороги, И. И. Толмачев предположительно указывал на присутствие микроклина без двойниковой решетки. А. С. Гинзберг оспаривал это предположение, но, как видно, оно подтверждается кристаллооптическими исследованиями.

Неотделимой частью типичных выделений и овоидов рапакиви является олигоклазовая кайма. Эта кайма, или, правильнее, оболочка, присутствует и в наших породах. Выше уже были указаны те особенности ее, которые можно видеть невооруженным глазом. Под микро-

скопом прежде всего мы убеждаемся, что ее образует олигоклаз с углом погасания в симметричной зоне *I* (010), не превышающим обычно 2—5°, редко немного бо́льшим, указывающим на более кислый состав. Как правило, олигоклаз гораздо сильнее разложен, чем калиевый полевой шпат, помутнел и густо испещрен мелкими серицитовыми чешуйками.

Это разложение олигоклаза хорошо видно на микрофотографии (табл. V, фиг. 5 и 6, и табл. VI, фиг. 1—3) и при большом увеличении (табл. VI, фиг. 5). Такого разложения я не наблюдал в ортоклазе, который только слегка пелитизирован. Двойниковая штриховка олигоклаза очень тонкая, и в косых разрезах, особенно при разложенном состоянии минерала, ее не всегда видно. В прозрачных шлифах, при рассматривании их невооруженным глазом, олигоклазовая кайма выделяется благодаря своему большему помутнению.

Многие авторы указывают на параллельное обрастание калиевого полевого шпата олигоклазом в финляндских рапакиви. Такой тип срастания Б. А. Попов считает правилом для выборгских рапакиви. Валь, наоборот, обращает внимание на случаи олигоклазовой каймы, образованной зернами этого плагиоклаза, расположенными без какого-либо порядка в ориентировке. В нашем рапакиви наблюдались оба эти случая, причем чаще мы встречались со вторым. Пример параллельного обрастания виден на табл. VI, фиг. 6. Параллельное нарастание олигоклаза на калиевом шпате особенно ясно можно было видеть в случаях, когда нарастание плагиоклаза идет на грани (010) микроклина. Тогда эта грань совпадает для обоих полевых шпатов, но и при этом замечаются иногда небольшие уклонения в положении разных таблиц олигоклаза (табл. VII, фиг. 3). В других, более обычных случаях олигоклазовая кайма образована более мелкими и изометричными кристалликами олигоклаза, произвольно расположенными или только приближающимися к параллельной ориентировке (см. рис. 5 и табл. VII, фиг. 1). Олигоклаз, соприкасаясь с калиевым шпатом, является идиоморфным по отношению к нему. Некоторые кристаллики его проникают внутрь калиевого полевого шпата и представляются заключенными в нем по периферии пойкилитовыми врастками идиоморфных кристаллов (см. ниже рис. 7). В некоторых из них наблюдалась периферическая альбитизация олигоклаза (табл. VII, фиг. 2).

Таким образом строение овоидов нашего рапакиви представляется, как и в финляндском прототипе, довольно сложным. Дальнейшее усложнение также совершенно одинаково с тем, что мы имеем в других рапакиви, и состоит в том, что олигоклазовая кайма окружает не один кристалл калиевого полевого шпата, но центральная часть овоида образована строением нескольких его неделимых, между которыми нередко защемлены мелкие зернышки кварца.

Присутствие кварца и иногда роговой обманки внутри овоидов представляет еще большее усложнение в их строении. И кварц и очень редкая здесь роговая обманка охотнее всего появляются между олигоклазовой каймой и микроклиновым ядром выделения (овоида), но кварц, кроме того, нередок и в виде врастков в калиевом полевом шпате. Эти врастки наблюдаются двоякого рода: идиоморфные округлые пойкилитовые включения и ксеноморфные включения «вогнутого снаружи» (aussenkonkave Quartzeinschlüsse) кварца, заполняющего полости в полевом шпате, ограниченные кристаллическими плоскостями последнего. Очень редко появляются микропегматитовые (пойкилопег-

матитовые по Попову) срастания на границе с олигоклазовой каймой и тонкие мирмекитовые вростки кварца в олигоклазе. Вогнутый снаружи ксеноморфный кварц очень распространен также и между зернами олигоклазовой оболочки.

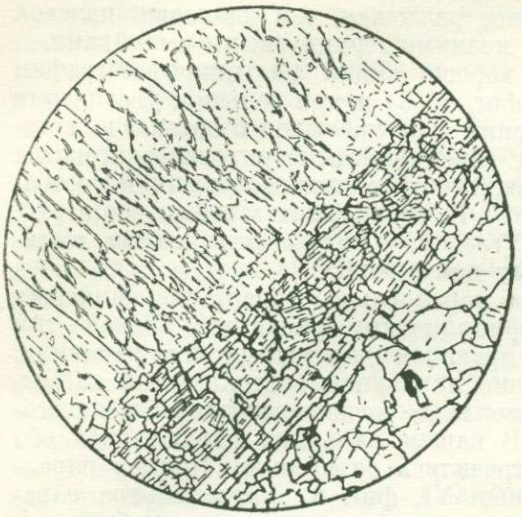


Рис. 5. Строение олигоклазовой каймы из субпараллельно расположенных кристаллов, между которыми местами виден кварц. В олигоклазе схематически показаны трещины спайности, в калиевом полевом шпате — его пертитовое строение. × 10.

В одном из шлифов был встречен своеобразный сросток идиоморфных мелких кристаллов олигоклаза с прямоугольными очертаниями, тесно расположенных в субпараллельном положении («паркетообразно»). Между ними остаются промежутки, выполненные склеивающими олигоклаз ксеноморфным калиевым полевым шпатом и кварцем. Решетовидное зерно роговой обманки, переполненное олигоклазовыми вростками, присоединяется к калиевому полевому шпату и кварцу. Возможно, что мы имеем здесь тангенциальный разрез через олигоклазовую корочку на выделении калиевого полевого шпата.

Олигоклазовые корочки не всегда являются сплошными; иногда они прерываются, или охватывают только часть выделения калиевого полевого шпата, и в некоторых случаях их заменяют только разрозненные отдельные зерна олигоклаза, приставшие снаружи на калиевом полевом шпате. Тогда их трудно выделить из зерен основной массы. С другой стороны, есть случаи, когда в овоидах, состоящих из нескольких зерен калиевого полевого шпата, каждое из них охватывается олигоклазовой каймой; иногда она только частично проникает внутрь по контакту между зернами.

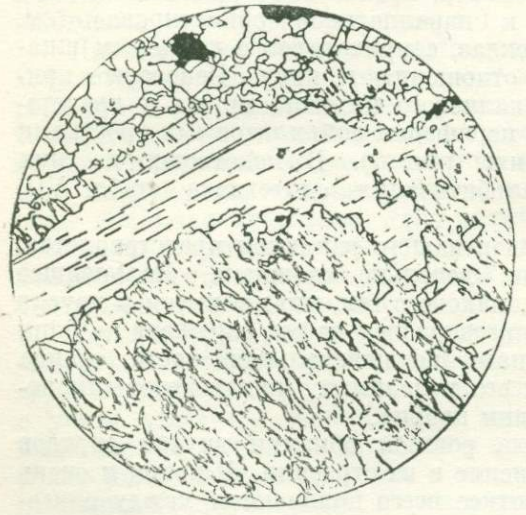


Рис. 6. Врастание олигоклазовой каймы в тело окружаемого ею микропертита. Оба полевых шпата ориентированы одинаково. × 10

Наиболее обычный случай, когда кайма образована одним — двумя рядами зерен олигоклаза, но иногда она располагается в несколько рядов (рис. 5).

Исключительный интерес представляют случаи олигоклазовой «каймы», вросшей внутри ядра калиевого полевого шпата. Образец та-

кого срастания калиевого полевого шпата и олигоклаза представлен на рис. 6. Олигоклаз ориентирован одинаково с ядром, и на значительной части последнего он образует обычного типа периферическую оболочку, с одного же края вещество калиевого полевого шпата распространяется и снаружи олигоклазовой оболочки, которая оказывается, таким образом, внутри калиевого полевого шпата.

И наружная и внутренняя части последнего несомненно представляют один и тот же кристалл, с совершенно одинаковым микропертитовым строением. Очевидно, такие соотношения нельзя объяснять последовательным отложением олигоклаза поверх ядра калиевого полевого шпата и затем опять нарастанием последнего. Очевидно, здесь имеет место врастание олигоклаза в тело криптопертита.

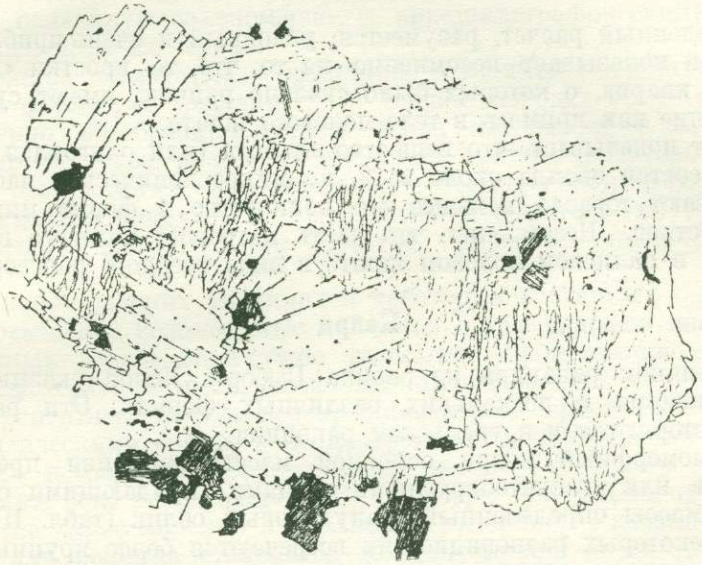


Рис. 7. Врастание олигоклазовых кристаллов в тело окружаемого олигоклазовой каймой микропертита в произвольном положении. × 3.

Как уже было отмечено, иногда идиоморфное врастание плагиоклаза происходит как бы от каймы внутрь, в тело микропертита, будучи расположенным совершенно произвольно (рис. 7).

Из одного из образцов рапакиви были выбиты овоиды и по возможности освобождены от окружающей их оболочки. Полученный материал в виде спайных осколков розового полевого шпата, местами побелевшего, повидимому, от каолинизации, был подвергнут химическому анализу, давшему такой результат:

	Вес. %	Мол. кол.		Вес. %	Мол. кол.
SiO_2	66,07	1101	Na_2O . . .	3,53	040
Al_2O_3 . . .	18,64	182	K_2O	9,85	105
Fe_2O_3 . . .	0,20	001	H_2O+ . .	0,29	017
FeO	0,25	003	H_2O- . .	0,21	
MgO . . .	0,26	004	BaO	0,19	001
CaO	0,79	014			
				100,28	

Этот состав можно представить в таком виде:

	Вес. %
Полевой шпат	84,8
Ортоклаз	59,4
Альбит	21,0
Анортит	3,9
Цельзиан	0,5
Примеси:	
Кварц	10,4
Каолин	4,0
FeMg силикаты	0,6
Магнетит	0,2

Приведенный расчет, разумеется, условный и очень приблизительный, но он показывает несомненно на то, что те вростки «вогнутого снаружи» кварца, о которых было сказано раньше, имеют существенное значение как примесь в теле полевого шпата.

Расчет показывает, что вещество альбита (или олигоклаз альбита) входит в состав овоида около 25%, но микроскопические наблюдения обнаруживают гораздо меньшее его количество в форме микропертитовых вростков. Несомненно, что часть натрового полевого шпата заключается в калиевом полевом шпате в виде твердого раствора.

Кварц

В типичном рапакиви из раойна Выборга Попов указывает присутствие кварца в нескольких различных формах. Эти различные формы повторяются и в уральском рапакиви.

1. Идиоморфный кварц основной массы рапакиви представлен округлыми или угловатоокруглыми зернами, придающими структуре основной массы определенный гранулитовый облик (табл. III, фиг. 1 и 2). В некоторых разновидностях встречаются более крупные округлые зерна кварца, выделяющиеся наподобие порфировидных вкрапленников (см. рис. 4; табл. I, фиг. 1 и 2; табл. V, фиг. 6; табл. VI, фиг. 1). Они нередко состоят из нескольких неделимых, соприкасающихся между собой по неправильным, сравнительно слабо извилистым линиям.

2. Идиоморфные вростки округлых зерен кварца, таких же, какие входят в состав основной массы, в теле выделения калиевого полевого шпата, преимущественно в краевых частях (табл. VII, фиг. 3 и 5). Иногда в наружной части зерна калиевого полевого шпата вростки кварца многочисленны; они тогда меньших размеров, той же округлой формы; соседние вростки и группы их гаснут при вращении столика одновременно, образуя, таким образом, те срастания с калиевым полевым шпатом, которые Попов назвал пойкилопегматитовыми.

3. Ксеноморфный «гранитовый» кварц в основной массе рапакиви менее распространен, чем идиоморфный гранулитовый, но все же его зерна можно найти почти в любом шлифе. Он не представляет каких-либо особенностей.

4. Ксеноморфный «вогнутый снаружи» кварц, образующий включения (aussenkonkave Quartzeinschlüsse) в крупных выделениях калиевого полевого шпата (табл. VII, фиг. 4), а также принимающий иногда участие в строении олигоклазовой каймы. Этот кварц выполняет пу-

стоты в калиевом полевом шпате, ограниченные кристаллографическими плоскостями (гранями) последнего. Иногда эти ограничивающие плоскости довольно совершенны, но чаще они, особенно образованные ими входящие внутрь пустоты угла, оплавлены, и очертания выполняющих пустоты кварцевых зерен принимают изогнутый вид.

В олигоклазовых оболочках такой кварц явно склеивает идиоморфные кристаллики олигоклаза, заполняя небольшие промежутки между ними (табл. VII, фиг. 3).

Нередко можно наблюдать, что рассматриваемые включения ксеноморфного кварца внутри зерен калиевого полевого шпата гаснут при вращении столика одинаково, обнаруживая одинаковую ориентировку, очевидно, связанную закономерно с кристаллографическими элементами вмещающего их зерна.

Настоящие пегматитовые срастания, с взаимным влиянием компонентов на форму их неделимых, в наших породах были встречены в совершенно своеобразных формах; о них мы скажем в дальнейшем.

5. Мирмекитовый кварц, в виде очень тонких характерной формы вростков, был встречен, как это бывает обычно, в олигоклазовых зернах, вдающихся снаружи от олигоклазовой оболочки внутрь калиевого полевого шпата. Такие сростки, впрочем, являются редкостью.

Для кварца наших рапакиви и некоторых связанных с ними гранитов характерной особенностью являются встречающиеся иногда в более крупных зернах оптические аномалии, проявляющиеся в виде своего рода волокнистости, несколько напоминающей структуру тонкого микропертита, иногда перекрещивающиеся вроде решетки. Угол между оптическими осями, в неодновременно и попеременно гаснущих «волокнах», небольшой и непостоянный, поэтому я не могу считать их за двойники, как это делает А. С. Гинзберг, наблюдавший, повидимому, то же самое явление в уральском рапакиви. Указанная волокнистость или решетка становится местами тонкой почти до неразличимости. Исследование таких зерен в сходящемся поляризованном свете обнаруживает аномальную двуосность кварца: темный крест при вращении столика становится асимметричным и почти разрывается. Кажущийся угол оптических осей достигает $2V = +20°$.

В некоторых случаях по направлению волокнистости заметны правильные трещинки в кварце, позволяющие измерить угол между ними и оптической осью кристалла. Этот угол также оказывается различным (от 10 до 60°) и не отвечает ромбоэдрической грани кварца.

Следует отметить сравнительное богатство кварца рассматриваемых пород точечными включениями, располагающимися часто полосками. Иногда можно видеть включения пузырьков.

Роговая обманка и биотит

Характерным для наших пород является также нахождение цветных минералов роговой обманки и биотита, тоже обнаруживающее такие особенности, которые сближают уральские рапакиви с финляндскими типичными представителями их.

Прежде чем коснуться этих особенностей, остановимся на свойствах самих минералов.

Роговая обманка в нашей породе распространена больше, чем биотит, иногда придавая основной массе, вмещающей выделения полевого шпата, довольно темную окраску.

Под микроскопом роговая обманка наших рапакиви по внешнему виду похожа на обыкновенную роговую обманку буро-зеленого цвета с обычным характером оттенков плеохроизма: более зеленым по Ng, бурым по Nm и желтым по Np. Однако характер абсорбции отличается тем, что $Nm > Ng > Np$. Исследование на универсальном столике позволяет заметить и другие особенности: в общем несколько пониженный угол погасания и ясно пониженная величина угла оптических осей, при обычно отрицательном оптическом знаке. Приведу данные нескольких измерений в разных образцах.

1. Угол погасания 11°; $Ng - Np = 0{,}022$; в другом зерне $2V = -66°$; в третьем — $2V = -63°$; в общих случаях — наклонная дисперсия и $\rho <$ Последнее зерно проросло олигоклазовым вростком.

2. Угол погасания 15° или немного больше; $Ng - Np = 0{,}025$; в другом зерне $2V = -58°$ по обеим осям.

3. Угол погасания 12—13°; $Ng - Np = 0{,}026$; в другом зерне $2V = -63°$; ясно наклонная дисперсия.

4. Угол погасания 13°; $Ng - Np = 0{,}021$; в другом зерне $2V = -67°$; хорошо наблюдаются две оси; слабая наклонная дисперсия, причем $\rho < \upsilon$; в третьем зерне также по обеим осям $2V = -69°$.

5 и 6. В двух разных образцах и разных зернах по обеим наблюдающимся осям в роговой обманке найден угол $2V = -62°$.

7. В несколько отличающейся более желтым оттенком роговой обманке наблюдается значительно больший угол погасания, около 20°, и $Ng - Np = 0{,}021$.

Так как измерения производились в наиболее удобных по ориентировке зернах, угол оптических осей всегда определялся по обеим осям, а двупреломление — по сравнению с двупреломлением соседних зерен кварца, причем, так как разность хода измерялась компенсатором Берека, то можно утверждать, что в разных образцах и частью даже в разных зернах одного шлифа роговая обманка обнаруживает некоторые колебания в величине оптических констант. Тем не менее, указанные выше общие особенности оптического характера минерала выдерживаются.

Роговая обманка встречается в ксеноморфных зернах, большею частью образующих сростки между собою, а также почти всегда с магнетитом, апатитом, ортитом и иногда биотитом. Биотит обычно обрастает снаружи, а указанные акцессорные минералы встречаются также в виде вростков. Нередко к ним присоединяются также кварц и плагиоклаз.

Срастание роговой обманки, магнетита и кварца видно на фиг. 1, табл. VIII. На следующей фиг. 2 той же таблицы представлено срастание флюорита, роговой обманки и сфена.

Роговая обманка из выборгского рапакиви была исследована Поповым, который нашел в ней еще меньший уголь оптических осей, колеблющийся от — 30 до — 55° и меняющийся в связи с изменением окраски и плеохроизма, меняющихся даже в одном зерне.

Мы увидим, что в породах, связанных с нашими рапакиви, встречаются разновидности роговой обманки, по оптическим свойствам еще более близкие к роговой обманке выборгита и той щелочной роговой

обманке южно-русского рапакиви, которая была установлена Поповым еще раньше. А. С. Гинзберг наблюдал щелочную роговую обманку, которую он сближает с гастингситом, в образцах уральского рапакиви с Пятой речки. Эти разновидности амфибола, однако, не являются типичными для нашей породы.

Типичная для нашего рапакиви роговая обманка, как видим, отличается от роговой обманки выборгита все же более значительным углом $2V$ и, кроме того, характером дисперсии $\rho < \upsilon$, тогда как Попов в амфиболе выборгского рапакиви устанавливает дисперсию с $\rho > \upsilon$.

Кроме этого типичного для бердяушского рапакиви амфибола и иногда тех разновидностей, которые уклоняются в сторону щелочных роговых обманок, в нескольких образцах я мог наблюдать также присутствие бледной голубовато-зеленой, иногда явно волокнистой роговой обманки с более высокими цветами поляризации, которую скорее бы надо отнести к актинолиту, вероятно вторично замещающему первичную роговую обманку. Наконец, упомяну о встреченных в одном из образцов псевдоморфозах по роговой обманке, образованных хлоритом и магнетитом, с небольшой примесью кварца.

В. И. Лучицкий указывает на присутствие в южно-русских рапакиви, а также аландском, бесцветной «роговой обманки совершенно особого типа», которую он называет киевитом. Эта роговая обманка «образует сплошные участки неправильной формы» внутри зеленой роговой обманки; изредка киевит «приобретает волокнистое строение». Оптические свойства киевита: $Np = 1{,}665$; $Ng = 1{,}710$; $Ng—Np = 0{,}045$; $2V = -80°$ (около). Не касаясь того, насколько достаточны основания для выделения такой роговой обманки в особый вид, замечу, что в наших рапакиви упомянутую бледную роговую обманку нельзя отнести к этому виду или разновидности, так как двупреломление ее, хотя и более высокое, чем в зеленом амфиболе, никогда не достигает указанной В. И. Лучицким величины и не превосходит 0,030.

Биотит, как уже было отмечено, встречается гораздо реже, чем роговая обманка. Иногда мы находим оба эти минерала вместе; тогда биотит присутствует всегда в подчиненном количестве. Но есть разновидность бердяушского рапакиви, где биотит является единственным цветным минералом. В большинстве случаев он в большей или меньшей степени разложен, и лишь в редких образцах мы встречаем биотит в совершенно неизмененном виде. В этом случае минерал обладает очень резким плеохроизмом и абсорбцией, изменяя свою окраску от светложелтого по Np до совершенно непрозрачного по Ng. В скрещенных николях биотит почти не меняет своей окраски, и в диагональном положении его пластинки обнаруживают лишь более тусклый серовато-желтый цвет, чем без анализатора.

Эту неразличимую поляризационную окраску совершенно не удается компенсировать клином или другим компенсатором, и не удается даже получить различимых поляризационных цветов.

Измерение показателя преломления с помощью имерсионного способа можно было сделать лишь в тончайших пластинках, отщепленных по спайности, где найден $Ng = 1{,}699 \pm 0{,}005$.

В этих же пластиночках в сходящемся свете можно видеть черный крест одноосного минерала и оптический отрицательный знак. Окраска биотита в таких пластинках имеет зеленовато-бурый оттенок.

Разложение биотита в наших породах проявляется в двух различных формах.

Обычно он переходит в густо окрашенный яркозеленый хлоритовый минерал с сопровождающим это изменение выделением сравнительно небольшого количества магнетита, выпадающего в виде включений мелких зернышек и кристалликов по спайности. Начало этого процесса выражается в непрерывном, повидимому, изменении оптических свойств биотита. Желтая окраска по *Np* сохраняется, но по *Ng* минерал становится прозрачным с более яркозеленым оттенком, цвета поляризации становятся различимыми и поддающимися компенсации, но они все-таки высокие, свойственные слюде, а не хлоритам. В других образцах в плеохроизме и по *Np* заметен зеленый оттенок и цвета поляризации еще ниже.

Второй тип изменения биотита, относительно более редкий, заключается в том, что он превращается в псевдоморфозы из обильного магнетита, выделяющегося по спайности, и почти бесцветного хлоритового или хлорит-серпентинового минерала. Кроме магнетита нередко по спайности выделяются окислы железа, окрашивающие описанные псевдоморфозы в красно-бурые оттенки. Соотношения между указанными двумя видами разложения биотита не удалось наблюдать.

В биотите наблюдаются иногда плеохроичные дворики около мелких включений, похожих на циркон. Они сохраняются и при изменении этого минерала по первому из описанных способов.

В некоторых типах характерны многочисленные полевошпатовые и кварцевые пойкилитовые включения, переполняющие толстые таблицы слюды, придавая им решетовидный облик.

Оптические свойства слюды в нашем рапакиви указывают, что мы имеем дело, повидимому, с одним из крайних железистых членов этой группы минералов. За это говорит крайне высокий показатель преломления, очень сильное двупреломление и характер разложения с обильным выделением окислов железа.

По показателям преломления наша слюда приближается к биотиту сиенита (?) из Бревика с содержанием 16,48% FeO и 24,30% Fe_2O_3, для которого Шаубергер (*66*) дает величину $Ng = 1{,}697$, причем эта слюда является крайним наиболее железистым членом в ряду исследованных им биотитов. Для выборгского рапакиви также характерно высокое содержание железа. По анализу Струве (*70*) эта слюда содержит 15,41% FeO и 23,39% Fe_2O_3. Очень близки и остальные данные анализа этих двух слюд.

Исследование оптических свойств биотита выборгского рапакиви из коллекций петрографического кабинета Горного института показало большую близость к слюде уральского рапакиви; *Ng* почти то же самое (1,699), одинаков и плеохроизм, но цвета поляризации немного ниже и заметно изменяются при компенсации клином или вращающимся компенсатором, хотя полной компенсации не удалось достигнуть. На основании близости, почти тождества оптических свойств, я считаю возможным допустить также большую близость, если не тождество, химического состава слюды из уральского рапакиви и из рапакиви выборгского.

Валь, обращая внимание на исключительное богатство слюды рапакиви железом, предполагает, что в ее состав в значительном количестве входит магнетит и особенно железистый ферримусковит — силикат

KH_2Fe''' (Fe, Mg)$_3$ $(SiO_4)_3$, и предлагает выделить слюды с преобладанием этого феррисиликата как особый вид под названием монрепит.

Монрепит в изверженных породах, по его мнению, представляет калиевое соединение, аналогичное натриевому феррисиликату, представленному эгирином, и в таких кислых калиевых породах он играет ту роль, какую щелочные пироксены и роговые обманки играют в щелочных породах натриевого ряда.

Как бы ни толковать роль такой щелочной слюды, во всяком случае своеобразие ее состава нужно связывать с некоторыми характерными для всей группы рапакиви условиями ее выделения.

Другие особенности минералогического состава

Мы до сих пор рассматривали самые основные, главные черты минералогического состава наших рапакиви. Остановимся здесь еще на некоторых его особенностях. Они относятся, главным образом, к основной массе, вмещающей крупные фенокристаллы или овоиды калиевого полевого шпата с его характерной олигоклазовой оболочкой.

Вследствие того, что цветные минералы, а также и кварц накапливаются, главным образом, в основной массе, ее состав кажется несколько своеобразным, необычным для гранита, что еще резче подчеркивается идиоморфизмом кварца и ксеноморфными очертаниями цветных минералов. Калиевый полевой шпат такой же, как и в овоидах или крупных выделениях, и кажется лишь несколько однороднее, большей частью, без пертитовых жилок; может быть, однако, это связано лишь с меньшим размером зерен. Микроклиновая решетка попадается редко. Степень и характер разложения те же, как и в других выделениях.

Олигоклаз или олигоклаз-альбит в небольшом количестве попадается в основной массе в отдельных, более идиоморфных, чем калиевый полевой шпат, зернах. Он также неотличим по своим свойствам от олигоклаза оболочки выделений.

Следует сказать несколько слов об акцессорных минералах породы. Количество их кажется несколько повышенным, по сравнению с обычным содержанием в граните, и они очень охотно концентрируются в связи с цветными минералами, преимущественно с роговой обманкой.

Магнетит особенно часто срастается с роговой обманкой или образует вростки в ней. Он встречается или в виде хорошо образованных кристалликов или в неправильных зернах. Наблюдались пегматитообразные прорастания его с роговой обманкой, а также с полевым шпатом. От первичного магнетита следует отличать упоминавшиеся уже образования этого минерала при разложении слюды.

Апатит очень распространен; наблюдается в очень тонких иголочках, обычно лишь в длину достигающих размеров зерен магнетита. Они попадаются вростками как в бесцветные, так и в цветные минералы, в том числе и в магнетит.

Циркон — в сравнительно крупных кристалликах такого же размера, как зерна магнетита. Эти кристаллики почти всегда хорошо образованы и обладают обычной для циркона гранита удлиненной призматической формой с пирамидальными окончаниями. Он обнаруживает обычные оптические свойства; наблюдались вростки его в титаните и магнетите, а также во всех главных минералах пород.

Титанит легко отличается от циркона под микроскопом без анализатора по своей буроватой окраске и характерным ромбически овальным очертаниям зерен. Его зерна тоже охотно срастаются с цветными минералами. Попадаются зерна роговой обманки, окруженные венчиком титанитовых зерен.

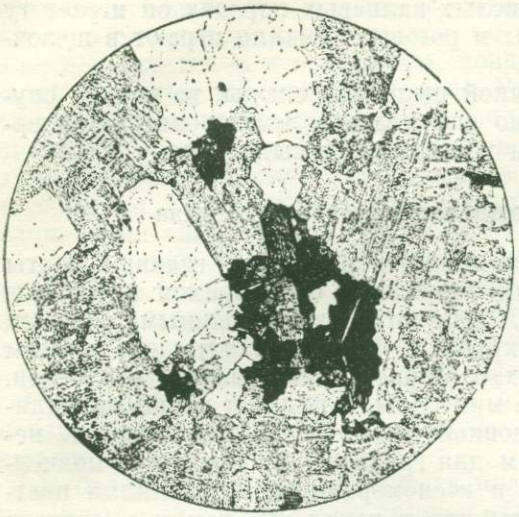


Рис. 8. Срастание ортита, магнетита, биотита и титанита в аплитовидном граните. × 37.

Очень характерной примесью в наших рапакиви и в связанных с ними породах является относительно обильный ортит. Его кристаллы толстотаблитчатой формы, сплюснутые по (100), без анализатора всегда обнаруживают яркую оранжево-желтую до буровато-желтой окраску. Нередко видно зональное строение, различающееся как окраской, так и двупреломлением.

Исследование двух кристаллов ортита из рапакиви-образного гранита обнаружило такие его свойства: в зональном кристалле ядро обладает более высоким двупреломлением $Ng - Np = 0{,}030$, на периферии и в отдельных участках внутри ядра оно падает до $Ng—Np = 0{,}007$. Угол оптических осей в центральной части $-2V = -50°$. Плоскость осей параллельна (010) и угол погасания между (001) и Np около 30° (мало точно); наблюдались грани (100) и (110). Оптические свойства ортита, повидимому, подвержены некоторым колебаниям.

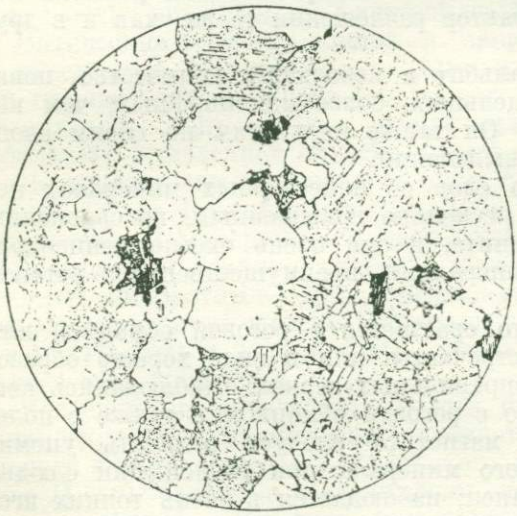


Рис. 9. Флюорит в ксеноморфных зернах Аплитовидный гранит Корсакаловки. × 20

На рис. 8 изображено срастание ортита с магнетитом, биотитом и сфеном из аплитовидного гранита Бердяуша; в таком же виде ортит попадается и в рапакиви.

Вторым, очень характерным для наших рапакиви, как и вообще для этого типа гранитов, акцессорным минералом является флюорит. В собственно типичных рапакиви он попадается редко, делаясь более частым в рапакивиобразных гранитах и в особенности в аплитовидных гранитах горы Корсакаловки, хотя несомненно генетически связанных с рапакиви, но отличающихся некоторыми особенностями (рис. 9).

В рапакиви и рапакивиобразных гранитах зерна флюорита неправильны и кажутся заполняющими промежутки (миаролитовые пустоты), оставшиеся между зернами главных минералов породы. Сростков флюорита с цветными минералами, характерных для финляндских рапакиви, в наших породах не наблюдалось. Флюорит в шлифе бесцветный.

Случайным минералом в бердяушском рапакиви является моноклинный пироксен, по оптическим свойствам близкий к диопсиду. Он был встречен в виде остатков внутри зерен бледной зеленой роговой обманки.

Как в южно-русском рапакиви, так и в финляндской породе указывается на присутствие фаялита. В наших породах этого минерала замечено не было.

Вторичным минералом, кроме упомянутых выше волокнистой роговой обманки, хлорита, магнетита, развивающихся за счет цветных минералов, вторичной мути в полевых шпатах и тонких серицитоподобных чешуек, в особенности обильно испещряющих разложенный олигоклаз, является также эпидот. Он встречен в немногих образцах, где образует зернистые жилки, рассекающие породу, небольшие скопления, отдельные зерна и группы зерен, вросших в полевом шпате.

По оптическим свойствам минерал относится к пистациту с заметной в шлифе слабой лимонно-желтой окраской.

Вторичный микропегматит в рапакиви

(Табл. X, фиг. 3)

В двух образцах рапакиви были встречены в большом количестве микропегматитовые сростки калиевого полевого шпата и кварца. Один из этих образцов взят из глыбы в коренном залегании рядом с выходом меланократовой породы диабазового облика, другой из осыпи, где к кускам рапакиви тоже присоединяются куски диабаза.

Оба образца содержат микропегматит в таком виде, что можно сомневаться в его первичной природе.

Мы опишем здесь эти два образца.

Под микроскопом в первом образце видно, что в общем порода представляется грубозернистым гранитом без особенностей структуры рапакиви, с обычным для гранитов кварцем, зажатым между кристаллическими зернами полевого шпата, но каждое из этих зерен отделяется от прилегающих зерен полевого шпата каемкой микропегматита около 0,5 *мм* шириной. Иногда, от таких окружающих кварцевые зерна зон микропегматита, последний проникает по стыку между соседними прилегающими друг к другу зернами полевого шпата. Следуя по границе зерен, микропегматитовая кайма не обладает, однако, одинаковой оптической ориентировкой слагающих ее компонентов с соответственными прилегающими зернами полевого шпата или кварца; в некоторых случаях кайма распадается на несколько участков с различной ориентировкой пегматита. Графические формы прорастаний кварца в микропегматите хорошо выражены.

Полевой шпат в породе подвергся разложению и усеян мельчайшими блестками серицита, сквозь которые можно рассмотреть криптопертитовую тонкую волокнистость. В микропегматитовой кайме полевой шпат более свеж, и границу между ним и прилегающим зерном первичного полевого шпата можно различать даже без анализатора.

Местами в микропегматите или около него — мелкие пучки буро-зеленой слюды, частью разлагающейся, с выделением окислов железа, которые по трещинкам пронизывают, впрочем, весь шлиф.

Олигоклаз в этом граните встречен в более мелких, чем криптопертит, зернах; он также подвергся серицитизации.

Второй образец представляет грубозернистый гранит типа рапакиви; красноватые крупные выделения полевого шпата окружены довольно ярко окрашенной зеленоватой каймой; светлосерый кварц, тоже в крупных зернах, и цветной минерал сосредоточены в «основной массе».

Под микроскопом можно видеть обычную картину крупного выделения калиевого полевого шпата, обросшего оболочкой олигоклаза; последний сильно серицитизирован, и в нем развиваются отдельные более крупные зерна кальцита. Между олигоклазовой оболочкой и ортоклазовидным ядром кое-где наблюдаются микропегматитовые участки, напоминающие формы вогнутых снаружи зерен кварца, свойственных рапакиви, а иногда даже подобные зернышки сохранились, и только с одного края их появляется тончайший микропегматит.

В основной массе некоторые более крупные зерна кварца кажутся реликтами, разъедаемыми и замещаемыми снаружи другими минералами; такой же характер имеют некоторые зерна олигоклаза, сильно серицитизированного и частью карбонатизированного. В состав «основной массы», главным образом, входят тонкие сростки кварца и щелочного полевого шпата в изящном письменном срастании. К ним присоединяется ярко окрашенный зеленый слюдообразный минерал, магнетит, кальцит, циркон, бесцветная слюда. Встречен флюорит.

Зеленый слюдообразный минерал и мелкие зернышки магнетита, иногда также с примесью кварца, образуют ясные псевдоморфозы по зернам бывшего цветного минерала; здесь же попадаются более крупные зерна магнетита, кристаллики циркона, и обычно около этих псевдоморфоз увеличивается количество кальцита, обыкновенно в виде неправильных зерен. Редкая белая слюда образует мелкие пучки, приуроченные к трещинкам.

Своеобразная форма нахождения микропегматита в обоих этих образцах заставляет предполагать, что мы имеем здесь случаи вторичного его образования в результате взаимодействия между веществом калиевого полевого шпата и кварца, быть может под влиянием контактового метаморфизма и регенерации пегматоидного раствора в граните, вызванных внедрением диабазовой магмы.

Подобные явления наблюдались и были описаны несколькими авторами (Полканов, Белянкин, Ляйтакари).

Во втором из описанных выше образцов мы видим и более поздние стадии метаморфического процесса: 1) замещение амфибола или быть может первичной слюды зеленым слюдообразным минералом и магнетитом и 2) еще более поздняя карбонатизация, которую быть может сопровождает развитие серицита и более крупных пластинок бесцветной слюды.

Химический состав бердяушского рапакиви

Мы располагаем четырьмя анализами этой породы. Один из них был раньше опубликован в работе А. С. Гинзберга, три остальные

произведены вновь, причем третий относится к основной массе порфировидного рапакиви.

	I		II		III		IV	
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO_2	62,95	1049	60,24	1004	70,55	1175	68,21	1136
TiO_2	1,33	017	1,28	016	0,70	008	0,57	007
Al_2O_3	12,57	123	14,82	145	12,32	120	13,55	132
Fe_2O_3	4,73	029	4,15	025	1,95	012	2,12	013
FeO	4,14	058	5,46	075	3,42	047	2,65	087
MnO	сл.		0,04		0,06	—	0,06	001
MgO	0,27	007	0,16	004	1,08	027	1,22	030
CaO	3,07	055	4,44	079	1,90	033	2,06	038
Na_2O	4,52	073	3,43	055	3,05	049	3,56	057
K_2O	4,24	045	4,85	051	4,32	046	4,73	050
H_2O+	1,34		1,10		0,62		1,00	
H_2O-	0,39		0,15		0,26		0,19	
							BaO 0,28	002
Сумма . .	99,55		100,12		100,23		100,24	

Анализированные образцы могут быть охарактеризованы таким образом:

Первый «из центральной части массива по берегу р. Сатки является в структурном отношении типичным рапакивиобразным гранитом с крупными красными овоидами ортоклаза и темной мелкозернистой основной массой из кварца, полевых шпатов и значительного количества роговой обманки, как нормальной, так отчасти и щелочной — гастингсита» (Гинзберг, l. c.).

Второй анализ относится к порфировидному рапакиви с относительно небольшим количеством овоидов полевого шпата розового цвета, с основной массой, богатой роговой обманкой, обычной для наших пород, и с очень небольшим количеством кварца. Овоиды желтоватого цвета.

Третий относится также к рапакиви, очень типичному, с некрупными (1—2 *см*) овоидами розового цвета в типичной по составу массе с роговой обманкой в качестве цветного минерала. Анализ представляет состав именно этой массы. Овоиды были удалены из напиленных пластинок породы.

Четвертый образец представляет типичный рапакиви. Крупные овоиды, достигающие двух—трех сантиметров, окружены хорошо выраженной олигоклазовой каемкой; кроме округленных овоидов довольно много сохраняющих свою форму кристаллов полевого шпата. Под микроскопом видно, что овоиды состоят из микроклин-микропертита с характерными врастками кварца и включениями олигоклаза. Цементирующая овоиды масса из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, к которым присоединяются буро-зеленая роговая обманка и биотит, местами слегка хлоритизированный. Примеси: магнетит, титанит, апатит, циркон.

Во втором столбце каждой колонки приведены эквивалентные количества окислов.

Как видно из таблицы, анализы I и II достаточно близки между собой и характеризуют определенный состав породы. Четвертый и третий заметно от них отличаются.

Рассмотрению химизма бердяушских пород посвящена особая глава этой работы, поэтому мы не будем сейчас останавливаться на этом подробнее.

Порфировидный рапакиви с основной массой типа Prickgranit'a

(Рис. 10)

Очень интересный тип рапакиви был встречен на западном склоне горы Вилесовой. Это — порфировидная порода с выделениями микропертита и округлых зерен кварца в мелкозернистой основной массе, богатой более крупными табличками биотита, тоже выделяющимися порфировидно.

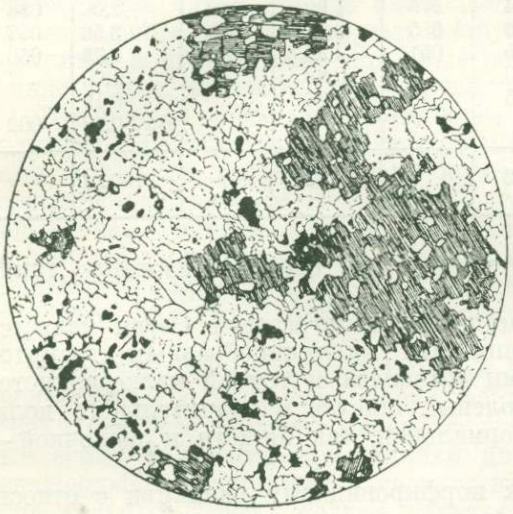


Рис. 10. Основная масса рапакиви со структурой Prickgranit'a. Видны крупные таблицы биотита с пойкилитовыми вростками полевого шпата и кварца. × 16.

Под микроскопом крупные выделения полевого шпата оказываются микропертитом такого же типа, как в некоторых рапакиви, с хорошо развитым неправильно жилковатым строением. Калиевый компонент микропертита обладает хотя и тонким, но совершенно ясным решетчатым двойниковым строением микроклина, и в нем встречаются ксеноморфные «вогнутые снаружи» вростки кварца. Олигоклаз не образует хорошей оболочки на таком выделении, но все же его зерна попадаются нарастающими на них снаружи или отчасти вросшими в периферической части микропертита. Попадаются они и независимо от микропертитовых выделений.

Более крупные округлые зерна кварца местами образуют сростки. Встречаясь отдельно среди основной массы, они обнаруживают округлые очертания, но не обладают гранями и их границы аллотриоморфно приспособляются к окружающим зернышкам основной массы.

Основная масса мелкозернистая, с средней величиной 0,1 *мм*. По структуре ее можно назвать ксеноморфнозернистой. Она состоит из кварца, полевого шпата, среди которого можно ясно различать олигоклаз, присутствующий в сравнительно небольшом количестве, и микроклин, и из роговой обманки и биотита. Акцессорными минералами являются магнетит, апатит, ортит и флюорит.

Замечательную особенность породы представляет форма нахождения биотита. Он в крупных кристаллах, размером до 2 *мм*, изометрических форм, с неправильными ксеноморфными очертаниями и с обильными включениями (хадакристаллами) полевого шпата и кварца в виде округлых зернышек около 0,1 *мм* величиной. В некоторых таблицах

биотита наблюдались также вростки роговой обманки. По своим формам и отношению к минералам основной массы биотит в нашей породе очень походит на биотит Prickgranit'a выборгского района развития рапакиви, где такой своеобразный гранит представляет местное видоизменение средне- и мелкозернистых гранитов, являющихся в свою очередь видоизменением рапакиви. Наша порода отличается от финляндских Prickgranit'ов большей мелкозернистостью и, повидимому, более резко выраженным порфировидным характером биотита, а также отсутствием резко выраженного идиоморфизма кварца. В нашем случае мы имеем скорее ксеноморфно зернистую структуру, причем нередко зерна кварца более крупных размеров, чем полевые шпаты.

Что касается оптических свойств минералов, то они таковы же, как в рапакиви нашего района: такая же железистая разновидность биотита, такая же сильно плеохроичная буровато-зеленая роговая обманка. Одинаковы по своим свойствам и взаимным отношениям и другие минералы породы. Можно отметить лишь особенность в форме нахождения апатита: он — в мельчайших и очень тонких иголочках, в изобилии вросших в кварце и в полевом шпате.

Мелкие кристаллы роговой обманки обычно хорошо образованы, более крутые ее зерна иногда ксеноморфных очертаний.

Рапакивиобразные граниты и грубозернистые граниты, примыкающие к этому типу

Как уже было сказано, в Бердяушском массиве существуют разновидности гранитов, отличающиеся от настоящего рапакиви отсутствием олигоклазовой оболочки около крупных выделений калиевого полевого шпата. Такая разновидность рапакиви известна и в классическом месторождении этих пород, и Валь выделил ее под названием питерлита, хотя Попов считает, что для типических питерлитов отсутствие олигоклазовой оболочки не является отличительным признаком.

В наших рапакивиобразных гранитах, если не обращать внимания на наличие олигоклазовой оболочки на выделениях, можно в большинстве случаев найти все главные признаки рапакиви. Сходство образующих те и другие породы настолько велико, что нет надобности останавливаться на свойствах минералов отдельно.

Полевой шпат — такой же микропертит (табл. VIII, фиг. 3), как и в настоящих рапакиви, и его калиевый компонент обычно обнаруживает углы погасания, свойственные микроклину рапакиви, и также только изредка в нем появляется микроклиновая решетка. В некоторых переходных к настоящим рапакиви разностях появляются отдельные кристаллики олигоклаза на периферии выделений калиевого полевого шпата.

Кварц — также в типичных для рапакиви округло-идиоморфных, реже угловатых формах зерен (табл. VIII, фиг. 4), наряду с которыми встречается и ксеноморфный кварц. Присутствие вогнутого снаружи кварца в виде вростков в крупных выделениях калиевого полевого шпата характерно так же, как и для рапакиви. Встречаются и «пойкилопегматитовые» срастания полевого шпата и кварца по периферии зерен первого.

В одном из представителей грубозернистого рапакивиобразного гранита наблюдалось обильное развитие микропегматита; о нем мы скажем дальше.

Цветные минералы такие же, как и в рапакиви, — роговая обманка и слюда, и так же, как и там, они приурочены к основной массе. Насколько позволяет судить имеющийся материал, к сожалению, вследствие плохих обнажений геологически плохо привязанный к месту, в рапакивиобразных гранитах роговая обманка заметно уступает свое место железистому биотиту. Цветные минералы тоже подобно тому, как в рапакиви, охотно образуют сростки. В сростках со слюдой здесь попадался и плавиковый шпат, который наблюдался тоже как будто чаще, чем в типичных рапакиви.

Следует отметить встреченное в одном из образцов срастание флюорита и биотита, заполняющее, повидимому, миаролитовую пустоту, которая ограничена со стороны флюорита хорошо образованными гранями кристаллов кварца.

Ортит, столь характерный для рапакиви, встречается также и в рассматриваемой группе гранитов, преимущественно в сростках с цветным минералом, подобно тому, как и магнетит (см. рис. 8). Не представляют особенностей и другие акцессорные минералы.

Все эти общие признаки пород, очевидно, сближают наши граниты с рапакиви. Главное отличие — детали структуры. Но кроме этого, так сказать, обычного типа рапакивиобразных гранитов были встречены некоторые уклоняющиеся от него разновидности. Они настолько индивидуальны, что лучше всего привести краткое описание примеров этих пород по отдельности.

1. (*VIII-3*). Крупнозернистый рапакивиобразный гранит с зеленовато-серым полевым шпатом.

Под микроскопом полевой шпат обнаруживает своеобразное необычайно тонкое криптопертитовое строение, которое при средних увеличениях микроскопа выглядит как ровная тонкая шагрень и лишь кое-где выделяются ясные тончайшие альбитовые жилочки. Толщина отдельных чередующихся пластинок альбита и калиевого полевого шпата в этом криптопертите порядка 1 μ, но иногда несколько крупнее. К криптопертиту присоединяется обычно гранитовый ксеноморфный кварц, реже он в идиоморфных зернах. В подчиненном количестве своеобразная пятнисто обесцвеченная буро-зеленая роговая обманка, срастающаяся иногда с титанитом; бесцветные, или почти бесцветные, слабо зеленоватые участки, обычно в средней части зерен, иногда в пегматитообразном прорастании с зелено-бурыми; они отличаются более высокими цветами поляризации, но все же ниже, чем у «киевита» Лучицкого. В нескольких зернах зелено-бурой роговой обманки попались остатки бесцветного пироксена, отороченные каемкой «обесцвеченного» амфибола.

2. В некоторых образцах грубозернистых гранитов в довольно существенном количестве присутствует олигоклаз в крупных кристаллах, идиоморфных и не обнаруживающих тех особенностей, которые характерны для олигоклаза рапакиви. Порода принимает структуру крупнозернистого обычной структуры гранита, иногда богатого кварцем.

3. Несколько образцов крупнозернистых гранитов содержат в качестве цветного минерала зеленый моноклинный пироксен эгиринавгитового ряда, превращающийся в сине-зеленую, очевидно, щелочную роговую обманку, с относительно низкими поляризационными цветами. Структура породы приближается к нормальной гранитовой. Микропертит довольно крупного строения, с сравнительно простыми, мало извилистыми альбитовыми врастками. Появляется альбит в промежутках

между зернами других минералов. По всем этим признакам порода приближается к эгиринавгитовым жильным гранитам, описанным ниже, но еще не является достаточно типичной.

4. От этих гранитов трудно отделить такие, где пироксен является диопсидом и встречается наряду со сростками из сфена роговой обманки.

5. В близком типе (обр. 438) сине-зеленая щелочная роговая обманка вытесняет пироксен. Встречается в сростках со сфеном и флюоритом.

6. В некоторых образцах замечается развитие вторичного альбита или в виде небольших самостоятельных зерен, или в форме альбитизации с периферии, или, наконец, в виде зерен шахматного альбита, по-видимому, замещающего пертит.

В одном из образцов с заметной альбитизацией обращает на себя внимание роговая обманка. Она обладает волокнистым строением и очень бледной, неравномерно распределенной в зерне буроватой окраской, оптически отрицательным знаком и с углом оптических осей $2V =$ от -65 до $-75°$; она плохо поддается измерению, вследствие неоднородного строения минерала.

Ультракислый (кварцоплетовый) гранит типа Бердяуша

(Табл. III, фиг. 6)

Эта порода могла бы быть отнесена к предыдущей группе, но она настолько своеобразна по минералогическому составу и своему облику, что я выделил ее особо.

В коренном залегании она встречена в одном только месте, именно к востоку от балластного карьера, около станционного поселка, на левой стороне речки Бердяуш, где эта порода образует округлую копнообразную скалу. Среди разновидностей рапакиви, встречающихся внутри массива, были разновидности, очень богатые кварцем, приближающиеся до известной степени к рассматриваемому типу. Очевидно, при некоторых условиях дифференциация может повести к обособлению от магмы рапакиви этого ультракислого типа гранита.

Раньше уже было указано (стр. 49), что эта оригинальная порода состоит из 70—75% кварца и 25—35% полевого шпата. Величина зерна в среднем около 3—4 *мм*, и структуру породы хорошо можно видеть невооруженным глазом на полевошпатовой поверхности куска.

Порода образована изометрическими округлыми сероватыми зернами кварца, к которому присоединяется полевой шпат двоякого рода: 1) белый, частью ксеноморфный по отношению к кварцу, частью идиоморфный, в кристаллах, имеющих в разрезах формы удлиненных прямоугольников, 2) розовый полевой шпат, всегда ксеноморфный; изредка попадаются более крупные зерна такого полевого шпата, окруженные зернами белого и представляющие плохо образованные выделения того рода, какие мы имеем в рапакиви. Количество беловатого полевого шпата иногда приблизительно вдвое больше количества розового. В совершенно подчиненном количестве в породе присутствует черная слюда в неправильных зернах (стопочках).

Под микроскопом можно видеть, что беловатый полевой шпат является олигоклазом, а розоватый — калиевым полевым шпатом без следов двойниковой решетки микроклина. Первый — в идиоморфных

кристаллах, иногда зональных: углы погасания в симметричной зоне в ядрах всего 2—3°, а на периферии достигают 6 и даже 10°. Таким образом, надо считать ядро за олигоклаз, а периферию за олигоклаз-альбит. Калиевый ортоклазовидный полевой шпат, который легко узнать по его низкому показателю преломления, образует небольшие резко ксеноморфные зерна, зажатые между зернами кварца; местами содержит пойкилитовые вростки последнего. Пертитовое жилковатое строение развито слабо и иногда не заметно.

Крупные округлые зерна кварца в некоторых случаях распадаются на несколько отдельных неделимых, соприкасающихся по извилистым границам.

Кварц очень богат включениями пузырьков и мелкими, часто точечными, минеральными включениями с более низким, чем у кварца, светопреломлением.

Присутствующий в породе в очень небольшом количестве биотит обнаруживает те же свойства, как биотит типичного рапакиви. Он так же, как в рапакиви, превращается в интенсивно окрашенный зеленый хлорит, оптически положительный, с сильной дисперсией двупреломления. Из акцессорных минералов в шлифе наблюдались магнетит в виде хорошего кристалла и флюорит, зажатый между зернами кварца; изредка — кристаллики циркона.

Следует отметить также нахождение пластинок мусковита, принадлежащего, очевидно, к эпимагматической стадии образования породы и располагающегося между зернами кварца и микроклина.

Связь описанного богатого кварцем гранита с рапакиви, помимо его геологического положения и тех петрографических особенностей, которые были отмечены выше, доказывается существованием промежуточных типов рапакивиобразных грубозернистых гранитов, богатых кварцем. Эти граниты макроскопически представляют очень типичный рапакивиобразный гранит, с порфировидными выделениями розового полевого шпата, размером от 1 до 3 *см*, в среднезернистой массе, состоящей из светлосерого кварца, черного биотита, того же розового полевого шпата и небольшого количества желтоватого более идиоморфного олигоклаза. В редких случаях можно видеть нарастание снаружи, на крупных выделениях калиевого полевого шпата, мелких олигоклазовых кристалликов, но настоящих олигоклазовых оболочек, как в рапакиви, не наблюдалось.

Под микроскопом калиевый полевой шпат представляется неправильно жилковатым микроклин-микропертитом, таким же как в рапакиви, и в некоторых местах замечается ясно выраженная тенденция к образованию обрастаний его олигоклазом, как в рапакиви, но нарастающие на его кристаллы таблички олигоклаза не охватывают зерен микроклин-микропертита целиком. Кварц и полевой шпат основной массы тоже такие же, как в рапакиви. Заслуживают быть отмеченными формы нахождения цветных минералов породы. Это, главным образом, биотит, среди которого очень редко появляются отдельные призмы роговой обманки. Биотит — железистый, со всеми признаками биотита рапакиви; образует сростки толстых таблиц или изометрических кристаллов, и к этим сросткам приурочено нахождение ортита, циркона и апатита. Флюорит также был встречен рядом со скоплением биотита. Около кристаллов ортита и циркона, вросших в биотите, наблюдаются плеохроичные дворики, гораздо более интенсивные около циркона, чем около ортита. Ортита в породе сравнительно очень много, и он в до-

вольно крупных (до 1 *мм*) кристалликах обычной таблитчатой по (100) формы, с зональной окраской, причем следует отметить, что в более крупных кристалликах эта окраска желтая, без того интенсивного красного или оранжевого оттенка, как в большинстве случаев это мы видели в наших породах.

Сиенитовая фация рапакиви

В совершенно противоположном направлении, чем в только что описанных богатых кварцем гранитах, происходит изменение минералогического состава в примыкающих также самым тесным образом к рапакиви породах, которые следует рассматривать как сиенитовую фацию этого типа гранитов. Эти породы встречены главным образом в северной части массива, а также у южной оконечности сиенитового центрального ядра.

Отличие этих пород от рапакиви заключается в том, что кварц в них почти исчезает, и порода образована, главным образом, из овоидов или крупных кристаллов розового калиевого полевого шпата, того же размера, как в рапакиви, и так же, как и в последних, окаймленных беловатым олигоклазом, и из небольшого количества цементирующей эти овоиды роговой обманки и розового полевого шпата. В большинстве случаев мы встречали криптовый тип структуры. В некоторых случаях кайма олигоклаза образована очень хорошо, в других случаях она заменяется лишь отдельными зернами, наросшими снаружи на калиевом полевом шпате.

Микроскопическое изучение показывает, однако, что в преобладающем числе случаев кварц не исчезает совершенно, но присутствует лишь в очень небольшом количестве. При этом прежде всего исчезает гранулитовый идиоморфный кварц и остаются лишь немногие зерна ксеноморфного гранитового кварца основной массы и вогнутые снаружи кварцевые включения в крупных выделениях микроклин-микропертита или между олигоклазовыми кристалликами, образующими оболочку этих выделений.

Было бы излишним повторением подробное описание минералогического состава рассматриваемых пород. Они состоят из тех же минералов, как рапакиви, отличаясь лишь количественными отношениями этих минералов и структурой или текстурой пород. В этом отношении они обнаруживают своеобразные особенности, и эти особенности индивидуальны почти в каждом отдельном месте, где встречены такие породы.

Порфировидные типы мало отличаются от рапакиви. В них лишь убывает кварц и увеличивается количество роговой обманки в основной массе, от чего эта масса кажется совсем темной. Невооруженным глазом кварца обыкновенно не видно, но под микроскопом он всегда наблюдается в указанных выше формах.

Более своеобразными представляются типы, богатые выделениями калиевого полевого шпата. Их наружный вид отличается такими характерными чертами: порода преобладающе состоит из крупных выделений (овоидов) калиевого полевого шпата, обросших более или менее совершенно образованной беловатой или зеленоватой оболочкой олигоклаза; эти выделения соприкасаются или почти соприкасаются между собой, и между ними макроскопически можно видеть только зажатую в промежутках роговую обманку (табл. V, фиг. 1).

При этом мы всегда наблюдали субпараллельное расположение не-

сколько удлиненных кристаллов калиевого полевого шпата; иногда они точно прижаты один к другому, сдавлены и несколько деформированы; цементирующая их роговая обманка в этих случаях выступает в виде изгибающихся линзовидных скоплений или прерывистых полосок, огибающих овоиды полевого шпата. Олигоклазовые каймы прилегающих одно к другому выделений сливаются, а иногда несколько прижатых друг к другу розовых крупных выделений облекаются общей олигоклазовой оболочкой (табл. IV, фиг. 4).

Чтобы дать микроскопическую характеристику породы, опишем несколько типичных образцов.

3-а. Порода только что описанного наружного вида, с плотно прижатыми и слегка деформированными овоидами розового полевого шпата, с белой, довольно совершенно образованной каймой; роговая обманка — извилистыми прерывающимися и огибающими овоиды полосками.

Под микроскопом видно, что овоиды представляют, обычно, сростки из нескольких зерен микропертита, обрастаемые венцом из плагиоклазовых зернышек, изредка олигоклаз в параллельном срастании с калиевым полевым шпатом. Между такими образованиями располагается цементирующая масса из полевого шпата и буро-зеленой, обычной для рапакиви, роговой обманки, переходящей во вторичную зеленую. Зерна амфибола образуют небольшие скопления вместе с зернами магнетита, чаще ксеноморфными. Полевой шпат в цементирующей массе — в небольшом количестве, а попадающийся местами кварц — в совершенно ничтожном. Значительно хлоритизированный биотит является лишь второстепенной примесью. Характерная примесь ортита, замечен апатит.

В отношении структурных особенностей микроскопическое исследование прибавляет мало существенного. Обращают внимание неправильные формы овоидов, переходящих в вытянутые бесформенные группы зерен калиевого полевого шпата, окруженные зернами олигоклаза.

3. Порода скорее примыкает к рапакивиобразным гранитам, чем к рапакиви. О настоящих овоидах здесь говорить не приходится. Мы имеем, в сущности, лишь неравномерно-зернистое распределение полевого шпата, причем зерна калиевого полевого шпата окружены зернами плагиоклаза.

Кварца в шлифе очень мало; его зернышки защемлены между полевыми шпатами. Так же между полевошпатовыми зернами расположены зерна роговой обманки, бурой, переходящей в зеленую, и бурого хлоритизированного биотита. Вместе с хлоритом встречается эпидот, магнетит, частью вторичный, редкие зерна ортита. По бедности кварцем породу нужно отнести к рапакиви-сиенитам.

19. Рапакивиобразный сиенит из крупных красных кристаллов полевого шпата, с темным минералом, зажатым между его зернами.

Под микроскопом полевой шпат — микропертит, с неправильно жилковатым строением. Между его зернами, частью обрастая их, сильнее помутневший олигоклаз, к которому присоединяется небольшое количество ксеноморфного кварца и буро-зеленой роговой обманки в неправильных зернах. Примеси: магнетит, апатит, ортит.

В структуре — ряд признаков, свойственных настоящим рапакиви: отношение плагиоклаза к микропертиту, вростки кварца в последнем и др.

1011. Характерные сростки полевого шпата, причем розовый полевой шпат находится преимущественно в центральной части, зеленый — на периферии; эти сростки сцементированы роговообманковой массой.

Под микроскопом полевой шпат представлен частью плагиоклазом, частью ортоклазовидным калиевым полевым шпатом. Обычно плагиоклаз в идиоморфных зернах; в «ортоклазе» иногда пертитовая волокнистость. В сущности, резкой границы между полевошпатовыми выделениями и роговообманковым цементом нет. Роговая обманка — буро-зеленая, как обычно в рапакиви, большей частью в неправильных зернах; к ней присоединяются в большом количестве магнетит и мелкие призмочки апатита; они врастают и в роговой обманке и в полевом шпате, но в последнем преимущественно около роговой обманки. Роговая обманка местами превращается в бесцветную разновидность актинолитового типа.

31. Порода с довольно хорошо развитыми овоидами, окруженными сравнительно толстой, до 2—3 *мм*, олигоклазовой оболочкой; цемента, в котором макроскопически можно узнать только роговую обманку, относительно мало.

Под микроскопом, частью даже с помощью лупы, в шлифе видно, что калиевый полевой шпат, который в скрещенных николях обнаруживает жилковатое строение микропертита, обрастает каймой из довольно крупных олигоклазовых кристаллов, иногда в параллельном срастании, иногда беспорядочном. В последнем случае отдельные идиоморфные кристаллы олигоклаза нередко глубоко вдаются внутрь ядра калиевого полевого шпата. В состав цементирующей овоиды массы в большом количестве входит буро-зеленая, обычная для рапакиви роговая обманка, образующая срастания вместе с магнетитом; изредка она содержит вростки ортита. Очень редко — отдельные разложенные, хлоритизированные таблички слюды. Кварц присутствует в породе в ничтожном количестве, в формах всегда ксеноморфных зерен.

Из приведенных примеров видно, что образование сиенитовой фации рапакиви легко представить как результат скопления овоидов при одновременном убывании кварца первой генетации, который в рапакиви мы встречаем в виде идиоморфных зерен. Насколько далеко при этом изменяется общий вещественный состав породы, можно судить по следующему химическому анализу последнего из описанных образцов.

	Вес. %	Мол. кол.
SiO_2	58,87	981
TiO_2	1,15	014
Al_2O_3	17,06	167
Fe_2O_3	3,35	020
FeO	4,58	063
MnO	0,07	001
MgO	0,17	004
CaO	3,49	062
Na_2O	3,84	061
K_2O	5,40	087
Пот. прок.	0,95	
H_2O —	0,20	
	100,16	

В дальнейшем, в разделе о химизме наших пород, мы рассмотрим особенности этого состава.

Шлиры и включения в рапакиви

Во многих местах в рапакиви и частью в других гранитовых породах Бердяушского массива были встречены включения довольно разнообразного вида то с резкими границами, то без таких границ, имеющие вид шлиров. Наиболее обычными являются мелкозернистые темные включения, чаще угловатой формы, чем округлые.

Ввиду значительного разнообразия этих включений, удобнее будет описать в дальнейшем отдельные типичные их примеры. К сожалению, почти все образцы происходят из отдельных глыб и кусков, так что залегание этих включений в массе породы не удалось наблюдать.

Рассматривая такие породы невооруженным глазом, можно различить два типа шлиров в рапакиви. 1) В одних случаях темные участки кажутся обособлениями «основной массы» рапакиви, лишенной овоидов полевого шпата и относительно бедной кварцем. Как мы видели, в этой основной массе цветные минералы, главным образом роговая обманка, присутствуют в значительном количестве, и, при отсутствии крупных выделений розоватого полевого шпата, порода имеет относительно темный вид (табл. IV, фиг. 3). Резких границ таких шлиров мы не видим. От таких шлиров мы переходим далее к обособлениям порфировидного рапакиви с выделениями полевого шпата и кварца в темной основной массе (табл. IV, фиг. 2). 2) В других случаях темные участки породы представляются настоящими ксенолитами угловатой формы, иногда пересеченными жилками, по которым внутрь ксенолита проникает полевой шпат из вмещающего ксенолит рапакиви; границы таких ксенолитов резкие, хотя и здесь можно различить, в свою очередь, два случая: в одном состав ксенолита макроскопически резко отличается от основной массы рапакиви, в другом он так близок, что порода ксенолита невооруженным глазом не отличима от основной массы включающего его порфировидного рапакиви.

Обычно ксенолиты мы встречаем в более бедных кварцем разновидностях рапакиви, в частности, в породах сиенитовой фации рапакиви.

Как ни кажутся различными два указанных выше типа темных участков рапакиви — настоящие ксенолиты и лишенные овоидов темные участки основной массы, — между ними все-таки можно найти своего рода переходные формы. Дело в том, что в некоторых случаях в резко очерченных угловатых ксенолитах в самом их теле развиваются отдельные крупные кристаллы или овоиды красноватого калиевого полевого шпата, часто с такой же беловатой олигоклазовой каймой на них, как в настоящих овоидах самого рапакиви. Как известно, подобное развитие овоидов в ксенолитах метабазита, заключенных в рапакиви, описал Седерхольм. Несомненно, что в наших образцах мы имеем явление, подобное наблюдавшемуся этим ученым.

Облик породы ксенолитов в нашем рапакиви по внешнему виду довольно сильно различен в разных образцах. Есть мелкозернистые разности с вытянутыми мелкими лейсточками плагиоклаза, видными на выветрелых поверхностях породы; она напоминает тогда мелкозернистый диабаз. Большинство ксенолитов имеет облик диоритов и

особенно сиенито-диоритов, в которых в значительном количестве присутствует наряду с белым плагиоклазом и розовый калиевый полевой шпат; количество его различно, различна и структура и общий облик породы. Наконец, встречены угловатые ксенолиты лейкократовой породы сиенитового состава. В обнажениях у речки Шестой, где наблюдается особенно пестрая смесь пород, попадались такие образцы, где в одном кусочке мы имеем грубозернистые участки со структурой рапакиви, более мелкозернистые и темные, несколько неровного зерна участки, прорезанные жилками и содержащие вкрапленники полевого шпата, и тут же рядом среднезернистые участки сиенитовидные, довольно лейкократовые из призмочек роговой обманки и полевого шпата (VI—12). Выглядывая в виде глыб из-под дерна и осыпей, эти породы представляют здесь запутанную картину их взаимных отношений.

Особенно интересны ксенолиты, встреченные в карьере в разрушенном рапакиви у станции Бердяуш. Они имеют округлую форму и размеры около 1—2 *дм*. Во внутренней части порода обладает порфировой структурой с крупными фенокристаллами розового с белой каймой, как в овоидах рапакиви, полевого шпата и иногда округлыми выделениями кварца в мелкозернистой серой основной массе из полевого шпата, кварца и цветного минерала. Снаружи, вокруг этого округлого ксенолита, — узкая темная мелкозернистая кайма в несколько миллиметров толщиной, без резких границ, особенно по направлению внутрь ксенолита. Вид такого ксенолита на фотографии отполированной поверхности куска представлен табл. IV, фиг. 1. Подобные же темные реакционные каймы встречались и в других местах в подобных образованиях более неправильной формы (табл. V, фиг. 3).

Наконец, говоря о включениях и «шлирах», встречающихся в рапакиви, надо упомянуть о попадающихся иногда темных пятнышках от сантиметра и несколько больше, представляющих как бы скопления цветного минерала породы, именно роговой обманки, и не обнаруживающих резких границ. Фотография (см. табл. III, фиг. 3) хорошо передает вид таких шлиров на отполированной поверхности куска породы. Вид другого такого же пятна под микроскопом представлен на табл. VI, фиг. 4.

Что касается ксенолитов в среднезернистых аплитовидных гранитах (не рапакиви), то они, повидимому, более однообразны. Это угловатые, темные, обычно мелкозернистые, но иногда и среднезернистые породы, состоящие, по макроскопическому определению, из белого и часто розового полевого шпата и темной зеленоватой роговой обманки. В этих ксенолитах часто наблюдаются жилки пересекающего их гранита.

Микроскопическое изучение пород ксенолитов показало, что среди них можно различить несколько типов, но почти все они близко отвечают, по своему минералогическому составу и микроструктуре, диоритам или сиенитодиоритам.

Понятно, что разнообразие этих пород не исчерпывается изученными нами образцами.

Ниже описаны гибридные диоритовые и сиенитодиоритовые породы на основании изучения гораздо более многочисленных образцов, встреченных тоже большей частью в отдельных глыбах и кусках. Большинство пород явных ксенолитов укладывается в те рамки, которые можно очертить для разных типов гибридных пород, рассматриваемых ниже. Поэтому здесь я ограничусь некоторыми дополнитель-

ными и общими замечаниями, которые позволили сделать исследование явных ксенолитов.

Прежде всего надо отметить, что микроструктура в ксенолитах в огромном большинстве обнаруживает признаки, свойственные скорее структуре изверженной породы, чем роговиков, или вообще метаморфических пород, образующихся путем перекристаллизации в твердом виде, именно некоторые, главным образом, микрозернистые типы (0,2—0,4 *мм*) имеют микрогаббровую или «габбровидную» структуру, близкую к гранобластической структуре некоторых амфиболитов (табл. VII, фиг. 6). Кристаллы роговой обманки, хорошо образованные, здесь относительно редки; они большей частью в неправильных зернах, зерна полевого шпата изометричны и тоже не проявляют заметного идиоморфизма.

Несомненно к этим типам примыкают ксенолиты, тоже мелкозернистые, в которых сильно развиты взаимные прорастания минералов, особенно роговой обманки и плагиоклаза, придающие структуре облик типичной кристаллобластической.

В большинстве случаев мы имеем в породе определенно выраженный порядок относительного идиоморфизма слагающих ее минералов в общем отвечающий отношениям гипидиоморфно-зернистой структуры диоритов. Можно лишь отметить, что идиоморфизм кристаллов роговой обманки часто не выдерживается: она развивается на довольно длительном промежутке времени формирования породы, и иногда наблюдались даже жилки более крупных роговообманковых зерен, пересекающих породу ксенолита.

Что касается минералогического состава ксенолитов, то микроскопическое исследование позволяет отметить в нем такие особенности.

Большинство ксенолитов имеет относительно меланократовый характер. Этот признак, как мы увидим, является свойственным и нашим гибридным породам. Также общим с последними признаками явных ксенолитов является обилие апатита, в некоторых случаях сфенах. С другой стороны, в отдельных участках обильно появляется калиевый полевой шпат, и при этом здесь обычно увеличиваются размеры зерна. Относительно много биотита, иногда он преобладает. Это тоже явления, замеченные в гибридных породах. По минералогическому составу мы можем выделить роговообманковые диориты, пироксеновые диориты, сиенито-диориты, кварцевые и бескварцевые.

Остановимся на некоторых примерах.

1. Интересные округлые ксенолиты с темной ресорбционной каймой, один из которых мы видели на фиг. 1 табл. IV. При микроскопическом исследовании обнаруживают тоже любопытные черты.

Вмещающая порода — довольно типичный рапакиви, хотя каймы олигоклаза на микроклине часто отсутствуют и, наоборот, олигоклаз нередок в самостоятельных зернах.

Цветной минерал представлен зелено-бурой роговой обманкой и биотитом; крупные неправильно-округлые зерна кварца.

Темная реакционная кайма у ксенолита представляет мелкозернистый агрегат из большого количества густо окрашенной роговой обманки, частью в виде хороших кристалликов, частью в неправильных зернах. Много мельчайших иголочек апатита, попадается флюорит. Биотит в этой зоне находится в редких, более крупных, чем общая масса породы, табличках, с пойкилитовыми вростками микроклина и кварца. Средняя величина зерен в этой темной наружной зоне кси-

нолита 0,15—0,30 *мм*, таковы же и размеры призмочек и зерен роговой обманки. Дальше внутрь ксенолита роговая обманка на расстоянии от 5 до 7 *мм* от рапакиви исчезает и вместо нее появляются более крупные толстые (0,5—1,0 *мм*) таблички биотита.

Размеры бесцветных составных частей возрастают слабо, микроклин сменяется ортоклазом, появляется примесь олигоклаза. В средней части ксенолита, как это видно на фотографии, развиваются вкрапленники калиевого полевого шпата с олигоклазовой каемкой.

2. Пожалуй наиболее обычными являются ксенолиты, резко отделяющиеся макроскопически от вмещающего рапакиви и имеющие вид угловатых обломков мелкозернистой зеленовато-серой породы. Под микроскопом они представляются слюдяно-роговообманковыми диоритами, кварцевыми или бескварцевыми. Величина зерен обычно около миллиметра. Цветного минерала относительно много, и в некоторых образцах заметны стяжения зерен цветных минералов, особенно биотита, небольшими кучками (2—3 *мм*). Роговая обманка в разных образцах неодинаково густо окрашена, более бледно окрашенная разновидность иногда с пятнистой окраской и обнаруживает волокнистое строение.

Плагиоклаз часто зональный, центральная часть обыкновенно разложена, с периферии свежие каемки образованы альбитом, в незональных зернах, тоже обыкновенно затронутых разложением, мы имеем олигоклаз. В некоторых образцах разложение плагиоклаза настолько сильно, что он совершенно неопределим; обильно выделяются при этом зернышки цоизит-эпидотового минерала.

Структура в этом типе в наименьшей степени обнаруживает какие-либо уклонения от структуры нормальных изверженных пород. Она вполне сходна со структурой описанных подробно ниже гибридных диоритов, и на ней я не буду останавливаться здесь.

3. Следует обратить внимание на еще один тип ксенолитов, которые были встречены в сиенитовой фации рапакиви. Макроскопически это афанитовые плотные темные зеленовато-черные участки, в которых выступают нередко сростки более крупных зерен отдельных минералов: или темные пятнышки роговой обманки, или розовые зерна полевого шпата, или сростки таких зерен; тонкие жилки из полевого шпата и кварца рассекают породу. Иногда внутри подобных ксенолитов развиваются настоящие овоиды из микроклина с олигоклазовой оболочкой.

Под микроскопом видно, что мелкозернистая порода ксенолитов состоит из зеленой роговой обманки и полевого шпата в равных количествах. Полевой шпат — главным образом олигоклаз; в меньшем и не одинаковом в разных образцах количестве присутствует калиевый полевой шпат. Бросается в глаза обилие мельчайших иголочек апатита; присутствует обычный магнетит.

Структура породы, как уже отмечалось раньше, панидиоморфнозернистая (гранобластическая), и порода по общему облику очень напоминает описанные разными авторами «роговообманковые беербахиты». Размер зерен около 0,1—0,4 *мм*.

В образце, где внутри ксенолита видны невооруженным глазом более крупные зернышки розового полевого шпата, его жилки и овоиды, калиевый полевой шпат присутствует в несколько большем количестве. Крупные зерна калиевого полевого шпата, около 1 *мм* и

больше, обыкновенно образуют сростки. Калиевый шпат имеет строение микропертита с немногими и неправильными жилками альбита в ортоклазовом компоненте. Любопытны сростки зерен калиевого полевого шпата, окружающие более крупные, чем в основной массе, кристаллы роговой обманки 1,5—3 *мм* величиной. В этом образце наблюдается, кроме роговой обманки, и биотит и замечается особенное обилие иголочек апатита.

4. Небольшие темные пятна в рапакиви, имеющие вид сегрегаций цветного минерала, достигают обыкновенно 2-3, редко больше, сантиметров в поперечнике. Удалось приготовить большой шлиф, захвативший два таких темных пятна. Одно из них изображено при увеличении в 2 раза на фиг. 4 табл. VI. Шлиф показывает вообще неравномерное распределение роговой обманки в породе. Так, например, ее зерна накопляются вокруг некоторых очень типичных овоидов калиевого полевого шпата с олигоклазовой каемкой. Внутри самого темного пятна («шлира») роговая обманка тоже неравномерно распределена. Однако под микроскопом видна довольно резкая разница в составе темного пятна и окружающей массы рапакиви, именно, калиевый полевой шпат здесь отсутствует, кварца очень мало, и порода состоит из олигоклаза и роговой обманки с небольшой только примесью ксеноморфного кварца. Это изменение состава происходит резко, и такое темное пятно имеет вполне определенные границы. В другом случае, наоборот, мы имеем постепенный переход.

В следующем препарате подобный же «шлир», имеющий состав биотитово-роговообманкового диорита, размером около 3 *см*, не обнаруживает резких границ с окружающей массой рапакиви, хотя заметно отличается от нее в центральной части, состоя из олигоклаза, обычно с тонкой корочкой альбита на периферии, зеленой обыкновенной роговой обманки, биотита и из кварца; характерная обильная примесь апатита, обычный магнетит; можно отметить появление в небольшом количестве моноклинного пироксена.

Через такой темный «шлир» проходит полоска из несколько более крупных зерен, где в большом количестве находится микропертит, вместе с кварцем и подчиненным количеством плагиоклаза. Резких границ этой тонкой (от 3 *мм*) полоски нельзя провести, так как олигоклазовые и роговообманковые зерна на границе проникают из полоски в окружающую массу и наоборот.

5. Наконец, говоря о ксенолитах и шлирах в рапакиви, нужно отметить сравнительно редко попадающиеся в рапакиви включения пород лейкократовых, гранитного типа. В образце, найденном в северо-западной части массива, мы имеем тип породы, приближающийся к выделенной выше сиенитовой фации рапакиви, хотя небольшое количество кварца в породе все же содержится. Крупные кристаллы калиевого полевого шпата в большинстве случаев лишены олигоклазовой каймы, но на некоторых она хорошо развита. «Основная масса» этого рапакиви, присутствующая в очень небольшом количестве, почти лишена полевого шпата и состоит из преобладающей роговой обманки и небольшого количества кварца. Среди такой породы заключено угловатых очертаний включение, около 4 *см* в поперечнике, имеющее состав и структуру среднезернистого гранита из розового и беловатого полевого шпата, очень небольшого количества серого кварца и небольшой примеси роговой обманки. Величина зерен около 1 *мм*.

Под микроскопом видно, что полевой шпат частью микропертит с редкими и тонкими прожилками альбита; амфибол — зеленая обыкновенная роговая обманка; кварц в шлифе почти отсутствует, и порода имеет облик сиенита.

АПЛИТЫ И АПЛИТОВИДНЫЕ ГРАНИТЫ БЕРДЯУШСКОГО МАССИВА

(Табл. VIII, фиг. 5 и 6, и табл. IX, фиг. 1—6)

В области развития гранитовых пород Бердяушского штока, наряду с гранитами типа рапакиви и примыкающими к ним разновидностями, очень часто встречаются беловатые, светлосерые и реже красноватые мелкозернистые аплитовидные граниты, всегда лейкократовые, а иногда и абсолютно лишенные цветных минералов. В некоторых отдельных случаях совершенно ясно, что такие породы образуют жилы, пересекающие рапакиви, и, следовательно, являются настоящими аплитами. Но в большинстве случаев взаимные отношения этих двух типов гранитовых пород остаются неясными, вследствие уже неоднократно указанной бедности обнажениями. Может быть, это вообще жильные породы.

Несомненные жильные аплиты мы наблюдали главным образом в южной части массива, но в области, пожалуй, даже более широкого их развития, в северной части площади, занятой рапакиви, и в северной окраине сиенитового поля обнажения пород не ясны.

Необходимо отметить, что отдельные представители рассматриваемой группы несколько отличаются между собою. Поэтому могут быть некоторые сомнения относительно тождественности их отношения к рапакиви, однако, у нас нет никаких данных и для обратного предположения.

Контакт несомненно жильных аплитов с рапакиви, где его удалось наблюдать, совершенно резкий; однако в куске, найденном над железнодорожным тупиком у станции Бердяуш, где, как уже описывалось в своем месте, мощные жилы грубозернистого рапакивиобразного гранита рассекают доломиты, удалось проследить постепенный переход от крупнозернистого гранита к мелкозернистому аплитовидному, который образует здесь жилы, секущие рапакиви и обнажающиеся в данном месте в нескольких шагах.

В рассматриваемом образце в контакте двух разновидностей мы видим, с одной стороны, грубозернистую породу из зерен розового полевого шпата и округлых зерен идиоморфного кварца, характерного для рапакиви, с другой стороны, мелкозернистый типичный аплитовидный гранит; в промежуточной зоне размеры зерен полевого шпата увеличиваются. Зерна кварца в этой зоне сохраняют свою величину и округлые очертания, свойственные крупнозернистому граниту, и некоторые из них, проникая и в аплитовидную мелкозернистую часть, выступают там наподобие порфировых выделений. Мы имеем здесь, таким образом, шлировидную жилу аплитового гранита с постепенным переходом в боковую породу.

И мегаскопически и под микроскопом рассматриваемые породы обнаруживают, как только что сказано, некоторое разнообразие, но в общем признаки отличия разновидностей, входящих в состав этой группы, нерезкие, и эти породы настолько связаны переходами, что разделить всю их группу на более мелкие подразделения довольно трудно.

Прежде детального рассмотрения этих пород, дадим их общую характеристику.

Это породы большей частью мелкозернистые, редко переходят в среднезернистые, желтоватые, сероватые, реже красноватые, всегда лейкократовые; в некоторых совсем незаметно цветного минерала, в других он присутствует. Порфировые типы отличаются тем, что в мелкозернистой массе выступают крупные, до 2 *см*, выделения полевого шпата и округлые зерна кварца, в несколько миллиметров в поперечнике. Большей частью эти порфировидные граниты сероватого цвета, но, как мы только что сказали, имеются переходы по внешнему виду к рапакиви.

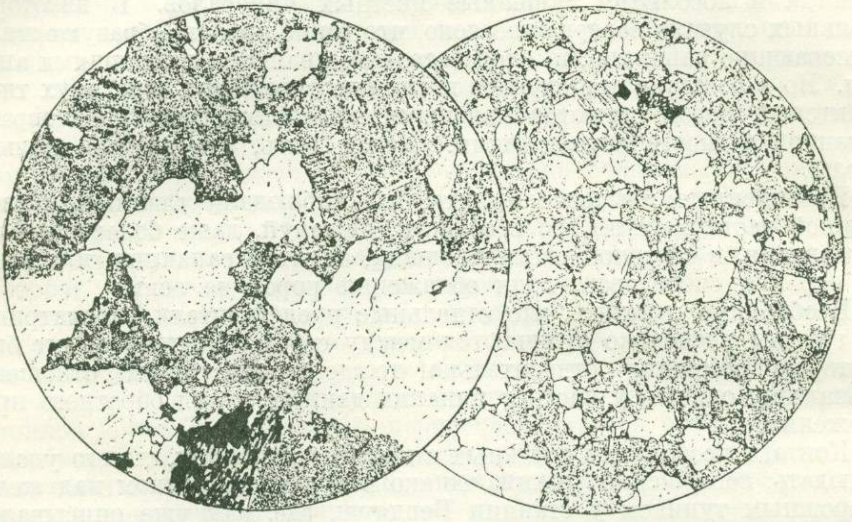


Рис. 11. Аплиты Бердяуша. Два примера разной крупности зерна. × 20.

Более мелкозернистые породы этой группы в особенности обнаруживают сходство с типичными аплитами.

В некоторых образцах наблюдались поры, имеющие характер миариолитовых. Оригинальную текстуру имеет порода этой группы, в которой полевой шпат и кварц образуют шарообразные сростки, напоминающие сферолиты. Эта порода встречена была в отдельной глыбе, и она изображена на фиг. 2 табл. V. Попадались в аплитовидных гранитах небольшие округлые скопления цветного минерала и темные включения пластинчатой формы.

Под микроскопом намечаются три главных типа, отчасти связанные переходами:

a) Породы отчетливо гранулитовой или аплитовой структуры, несколько более богатые кварцем и полевыми шпатами, в которых микропертитовые жилки хорошо развиты (рис. 11). Макроскопически это беловатые аплитовидные граниты.

b) В другом типе кварца несколько меньше, он типично гранитовый, ксеноморфный. Идиоморфный полевой шпат с менее резко выраженным и с тонким пертитовым строением (рис. 12). Такими свойствами обладают буроватые и красноватые зернистые породы.

с) Несколько особняком стоит тип аплитовидных гранитов, в которых полевой шпат представлен преимущественно микроклин-микропертитом с ясной двойниковой решеткой, некоторые более крупные зерна которого, не имеющие кристаллических граней, выделяются наподобие порфиробластов и заключают в краевой части многочисленные пойкилитовые и пойкило-пегматитовые вростки кварца. Эти беловатые породы распространены на горе Корсакаловке и в самом Бердяушском массиве.

В минералогическом составе наших пород также следует отметить общие признаки.

Полевой шпат — главным образом микропертит, и лишь изредка непертитовый ортоклаз. Особенно хорошие микропертиты в типах с гранулитовой структурой, в которых можно предполагать несколько щелочной характер. Решетчатый микроклин распространен, как сказано, в третьем типе беловатых аплитовидных гранитов, в которых вместе с тем распространенными являются пойкилопегматитовые прорастания кварцем; иногда настоящие пегматитовые вростки (табл. IX, фиг. 6). Кроме калиевого полевого шпата — микропертита и микроклина—присутствует и кислый плагиоклаз, альбит и альбит-олигоклаз в более идиоморфных зернах. Количество его в большей части незначительно и несколько колеблющееся в разных образцах.

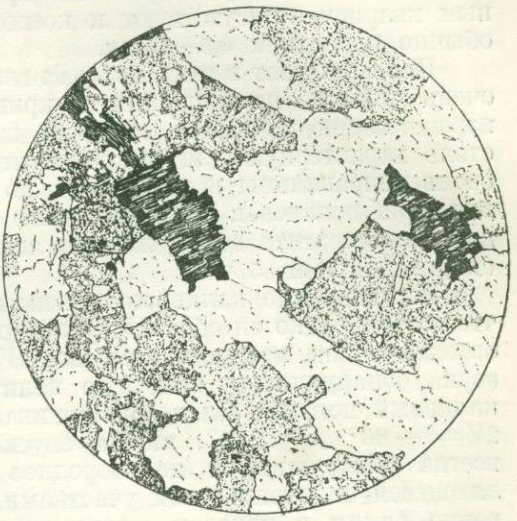


Рис. 12. Лейкократовый гранит Бердяуша. Калиевый полевой шпат помутнел. Цветной минерал — биотит. Рядом с биотитом видно зерно флюорита. Кварц ксеноморфный. × 20.

Кварц в большинстве случаев идиоморфный, и структура породы имеет вид гранулитовой (табл. X, фиг. 2 и 4) и иногда, как указано, пегматитовой. В некоторых типах красноватых и мелкозернистых гранитов, повидимому, несколько более бедных кварцем, чем обычные типы, развит типичный ксеноморфный кварц, зажатый между идиоморфными зернами калиевого полевого шпата (микропертита) и кислого плагиоклаза.

Цветной минерал почти во всех образцах — биотит, в большинстве случаев разло́жен и обнаруживает зеленовато-бурые тона плеохроизма. Только в породах с микроклином слюда имеет более свежий вид, с сильной абсорбцией, в лапчатых формах или табличках. Количество слюды вообще незначительно, но иногда заметно увеличивается, и порода, теряя свой аплитовидный облик, переходит в мелкозернистые граниты. Оригинальный вид крупных таблиц с плохими гранями и пойкилитовыми вростками имеет слюда в некоторых аплитах Корсакаловки. Она сравнительно слабее плеохроирует в красноватых тонах (табл. IX, фиг. 1).

Изредка встречается эпимагматическая зелено-желтая слюда в мелких пластинках, образующих радиальные пучки.

Акцессорные минералы те же, что и в рапакиви; кроме обычных магнетита и апатита — флюорит и ортит, циркон очень редок. Флюорит более обычен в микроклиновых разновидностях.

В порфировидных разностях гранитовых пород основная масса в общем отвечает аплитовидным типам; в виде порфировых вкрапленников крупные кристаллы полевого шпата (табл. VIII, фиг. 5) и округлые зерна сероватого кварца.

1. Наиболее обычны типы с аплитовой структурой, переходящей в ксеноморфно-зернистую, отличающуюся от собственно аплитовой большей неправильностью зерен, причем величина зерен и в последних разновидностях неодинаковая. В типах с собственно аплитовой структурой кварц в изометрических и преимущественно идиоморфных зернах; в ксеноморфно-зернистых представителях, наряду с идиоморфным кварцем, присутствуют и ксеноморфные его зерна. Размер зерна обычно в среднем 0,5—1 *мм*.

Полевой шпат в этих породах главным образом микропертит, часто очень тонкий, переходящий в криптопертит. Альбитовые жилочки, изрезывающие калиевый полевой шпат, сравнительно редко имеют столь характерную для микропертита линзовидную форму, чаще они очень неправильны и извилисты, но в общем, как обычно, они проходят, приближаясь к (100) калиевого полевого шпата; во многих образцах микропертита обнаруживают ясный характер пертитов замещения (табл. VIII, фиг. 5 и 6).

Исследование калиевого полевого шпата микропертитов показало, что только редко он обладает углом оптических осей, характерным для ортоклаза или меньшим, именно $2V = -60°$. При этом все такие зерна обнаруживали заметную пелитизацию; в большинстве случаев калиевый полевой шпат обнаруживает большой угол оптических осей $2V = -86°$ до $\pm 90°$, иногда спускающихся до $-78°$. Такие зерна всегда обнаруживают неоднородное волнистое погасание, распределяющееся неправильными участками, наподобие того, что мы обыкновенно видим в породах, подвергшихся катаклазу, иногда волнистое погасание принимает как бы грубоволокнистый вид. Исследование на универсальном столике показывает близость этого полевого шпата к микроклину: действительно, угол между перпендикуляром к спайности (001) и Nm равен 15° и даже 18°, а углы между тем же перпендикуляром к (001) и Ng и Np почти одинаковы и равны около 80°. Это отвечает оптической ориентировке микроклина. Однако, двойниковой решетки этого полевого шпата мы часто не видим, и только в немногих шлифах в одном, двух зернах можно было заметить слабые намеки на нее в сечениях, близких к $NgNp$.

Следует отметить также, что в одном из шлифов в зерне калиевого полевого шпата с $2V = -78°$ обнаружена была оптическая ориентировка, свойственная моноклинному кристаллу, именно Ng калиевого полевого шпата в пределах точности наблюдения совпадает с двойниковой осью двойников альбита пертитовых вростков в этом калиевом полевом шпате.

Таким образом, калиевый полевой шпат рассматриваемых пород обнаруживает некоторое разнообразие.

Альбит главным образом представлен микропертитовыми жилками, но кроме того он встречается в виде каемочек, облекающих калиевый полевой шпат, редко, впрочем, хорошо образованных, и иногда по двойниковой штриховке нетрудно убедиться в том, что мы имеем

дело с параллельным обрастанием. Кое-где альбит попадается в виде мелких зернышек, зажатых между зернами микропертита. Наконец, иногда он представляет самостоятельные, довольно хорошо образованные кристаллы такой же величины, как зерна микропертита. В них обычно наблюдается двойниковое строение по альбитовому, карлсбадскому и иногда Ала-А законам (табл. IX, фиг. 3).

Кроме альбита в некоторых образцах был встречен альбит-олигоклаз № 10—12, который легко узнать по небольшим углам погасания: в сечениях, перпендикулярных [100], углы погасания альбитовых двойников 7—8 и до 10°. Некоторые кристаллы такого плагиоклаза более крупных размеров отличаются заметным разложением, будучи испещрены серицитовыми чешуйками. В некоторых случаях альбит-олигоклаз образует ядро, окруженное оболочкой альбита, причем границы между ними совершенно резкие.

Олигоклаз-альбит встречается в совершенно незначительном количестве, альбита также немного, и порода главным образом состоит из микропертита и кварца.

Цветной минерал также встречается в совершенно ничтожном количестве и представлен табличками биотита (см. рис. 12). Когда они свежи, они обнаруживают зеленоватые оттенки цветов плеохроизма; сильное двупреломление и дисперсия не дают возможности компенсировать разность хода и определить двупреломление. При разложении биотита, очень распространенном, зеленоватые оттенки плеохроизма исчезают, а по спайным трещинам и снаружи выделяются непрозрачные или бурые просвечивающие окислы железа.

Только в одном образце аплитовидного гранита с ксеноморфнозернистой структурой, не отличимого по другим признакам от остальных представителей этой группы, была встречена порода с биотитом и роговой обманкой в мелких призматических кристаллах. Последняя обнаруживает такие цвета плеохроизма: Ng — сине-зеленый, Nm — буро-зеленый, переходящий в грязный серый с фиолетовым оттенком, и Np — светложелтый; при этом абсорбция $Ng = Nm > Np$. Угол погасания $10 - 12°$ и двупреломления $Ng - Np = 0{,}019$ и $Nm - Np = 0{,}0093$; откуда угол оптических осей $2V = -84°$ (непосредственно измерить его не удалось).

Этот образец аплитовидного гранита с роговой обманкой обращает на себя внимание кроме того относительным богатством акцессорными минералами; в нем встречены мелкие иголочки апатита, магнетита и циркона и ортит. Последний находится в довольно крупных кристаллах — таких же, как в рапакиви. Акцессорные минералы обычно срастаются группами по несколько зерен, к ним присоединяется биотит. Роговая обманка тоже образует сростки.

В других образцах акцессорные апатит, магнетит и циркон очень редки.

1-а (табл. VIII, фиг. 6). К описанному типу аплитов и аплитовидных гранитов примыкают породы того же состава и структуры, но несколько более крупнозернистые и средней величиной зерна 2—5 *мм*. Вместе с тем становится гораздо грубее и пертитовое строение полевого шпата. Изометрические ксеноморфные зерна микропертита принадлежат к типу пертитов замещения, переходящих в антипертит пятнистого вида. Альбита в его состав входит столько же, сколько калиевого полевого шпата. Альбит в неправильных расползающихся и переплетающихся жилочках как бы поедает, начиная снаружи, зерна ка-

лиевого полевого шпата. Калиевый полевой шпат и в этом типе аплитовидного гранита оказывается микроклином. Это легко установить, приводя в совмещение с осью *I* универсального столика двойниковую ось альбитовых двойников пертитовых лент альбита; тогда калиевый полевой шпат обнаруживает в сечении, перпендикулярном [100] угол погасания около 12°, а в сечениях, близких к (001), угол около 18°. Кроме того, было найдено, что угол между перпендикуляром к (001) и *Nm* составляет около 12°, а $2V = -88°$. Очень редко среди микроклина попадаются неебольшие участки с прямым угасанием, принадлежащие, вероятно, ортоклазу.

В микроклине и в этих породах не наблюдается типичной двойниковой решетки. В сечениях, близких к (001), заметна, однако, неоднородность, несколько напоминающая строение шахматного альбита, но очень тонкое и неясное; в сечениях, близких к (010), заметна иногда волокнистость, похожая на обычную волокнистость микроклина. Минерал кажется слегка помутневшим.

Альбит, кроме пертитовых лент, в которых он обнаруживает часто очень тонкую двойниковую штриховку, встречается в хорошо образованных более мелких кристалликах, около 0,5 *мм* величины, располагающихся между зернами и по краям зерен микроклина. В них наблюдались двойники по альбитовому и карлсбадскому зернам.

Кварц всегда в идиоморфных, неправильно округлых зернах разнообразной величины, богат точечными включениями. Мелкие его зерна изредка встречаются в виде пойкилопегматитовых вростков по краям микроклиновых зерен. Это является как бы переходом к разновидностям структур описанных ниже аплитов типа 3.

Цветной минерал в описываемых породах находится в ничтожном количестве. Он представлен биотитом, переходящим в зеленый хлорит, иногда с выделением титанита, присутствует также незначительное количество акцессорных минералов магнетита, ортита и циркона, которые часто срастаются с биотитом.

1-b. Несколько иной тип микроструктуры представляют образцы неравномерно-зернистых, иногда почти порфировидных аплитов. Здесь изометрические более или менее ясно идиоморфные зерна микропертита, альбита и кварца, достигающие до 2 *мм* величиной, заключены в цементирующей их мелкозернистой массе гранулитовой структуры из зерен тех же минералов размером около 0,1 *мм* (табл. IX, фиг. 5). Цветным минералом в этом типе аплита является биотит с зеленоватыми оттенками плеохроизма, обычно разложенный, пропитанный окислами железа, иногда хлоритизированными. В одном из образцов слюды довольно много, она буро-зеленого в шлире цвета, образует пучки пластинок. Акцессорными минералами являются магнетит, апатит и изредка сфен. Главная отличительная черта породы, как уже было указано, микроструктура неравномерно-зернистая, иногда порфировидная, но чаще серийная.

1-c. Граниты горы Корсакаловки надо отнести, на основании микроскопического изучения их, также к типу аплитовидных гранитов.

По юго-восточному склону горы Корсакаловки выходит мелкозернистая аплитовидная порода, в которой невооруженным глазом можно заметить лиловатую окраску от тонкораспыленного флюорита; иногда он встречается в более крупных зернах и имеет темный вид. Полевой шпат беловатый; кварц — серый. В некоторых образцах полевой шпат иногда кажется разложенным. Структура — аплитовая (табл. IX,

фиг. 2). Некоторые округлые зерна светлосерого кварца более крупны, но они редки.

Под микроскопом порода обнаруживает типичную гранитовую или гранулитовую структуру. Полевой шпат — микропертит, причем иногда в зернах калиевого полевого шпата заметна микроклиновая решетка, а в некоторых из мелкозернистых типов и в порфировидном типе с гранулитовой структурой микроклин является ясно преобладающим. В подчиненном, обычно очень небольшом количестве к калиевому полевому шпату присоединяются олигоклаз-альбит и альбит в идиоморфных зернах. Цветной минерал, который присутствует в ничтожном количестве, оказывается биотитом, превращающимся в хлорит. Флюорит присутствует в ксеноморфных зернах, как бы выполняя промежутки между кварцем и полевым шпатом.

Присутствие в относительно большом количестве флюорита является отличительной особенностью рассматриваемых гранитов Корсакаловки.

Исследование полевых шпатов показывает, что в этих породах калиевый полевой шпат представлен главным образом микроклином, хотя типичная и хорошо развитая решетка, или соответствующая ей волокнистость в сечениях, близких к (010), встречается далеко не во всех зернах. Некоторые из исследованных зерен, обладающие лишь слабо неоднородным строением в форме несколько волокнистого (волнистого) угасания, при исследовании дают большой угол $2V = $ около $+ 90°$, угол между перпендикуляром к спайности P (001) и Nm, равный 15—17°; это скорее всего говорит за микроклин; на это указывает и свежесть этого калиевого полевого шпата, резко ксеноморфного по отношению к альбиту.

Однако несомненно вместе с микроклином попадается и ортоклаз с углом оптических осей $2V = -70°$ и с углом $PNm = 6°$. Он также свеж.

Альбит установлен по углам в сечениях, перпендикулярных к [100], равным 15—16°, и по сравнению его светопреломления с светопреломлением кварца. Всегда хорошо развиты двойники по альбитовому и карлсбадскому законам, иногда также по закону Ала-А. Олигоклаз-альбит является гораздо более редким минералом, чем альбит.

Кварц обращает на себя внимание развитием того волокнистого, иногда решетчатого строения, которое мы наблюдали в кварце многих образцов рапакиви. Некоторые зерна кварца изобилуют точечными включениями. Наряду с идиоморфными округлыми зернами кварца, даже еще чаще, встречается кварц ксеноморфный даже по отношению к калиевому полевому шпату.

Биотит с коричневыми цветами плеохроизма и высокой интерференционной окраской сохранился лишь в виде остатков среди замещающего его грязно-зеленого или желтоватого хлорита, оптически отрицательного, с двупреломлением около 0,009—0,010.

Мусковит встречается изредка и в небольших пластинках, зажатых между зернами главных минералов; кроме того, тонкие чешуйки бесцветной слюды иногда испещряют в небольшом количестве кристаллы альбита.

Обращает внимание почти полное отсутствие других акцессорных минералов, кроме обильного флюорита, который встречается в виде относительно крупных кристаллов (до 0,5 *мм*), заполняющих пустоты миаролитового характера между кварцем и полевым шпатом; флюорит

обнаруживает иногда и в шлифе густую и отчасти пятнистую фиолетовую окраску.

Структура. Кроме равномернозернистой типичной аплитовидной структуры, среди корсакаловских гранитов была встречена разновидность с неравномернозернистой структурой, приближающаяся к структуре пород, описанных выше под рубрикой 1-b. В этой разновидности более крупные зерна полевого шпата до 1—2 *мм* в поперечнике и кварца около 0,7 *мм* в поперечнике заключены среди мелкозернистой массы из тех же минералов с средней величиной зерна около 0,1—0,2 *мм*. Крупных округлых, но иногда и неправильных зерен кварца значительно больше, чем крупных выделений полевого шпата. Полевой шпат — микроклин и шахматный альбит; в кварце часто замечается волокнистость. В «основной массе» полевой шпат представлен микроклином, а кварц — в идиоморфных округлых и полигональных зернышках; цветные минералы в ничтожном количестве — разложенные слюды и роговая обманка между зернами салических минералов.

2. Лейкократовые аплитовидные граниты с гипидиоморфно-зернистой гранитовой структурой отличаются от предыдущих типов также иногда несколько пониженным содержанием кварца, не превышающим 20%.

Кварц резко ксеноморфный, выполняющий промежутки между хорошо образованными кристаллами полевого шпата, коротко призматической или изометрической формы. Количество плагиоклаза в разных шлифах разное, но всегда его меньше, чем калиевого полевого шпата. В некоторых более крупных зернах в центральной части их имеем ядро олигоклаза около № 10 с углами погасания в сечении $\perp$ [100] около 8°; он испещрен блестками вторичного серицита; наружная зона — альбит; большинство других, более мелких зерен — альбит, иногда в двойниках шахматного строения. Довольно обычно обрастание плагиоклаза снаружи корочкой калиевого полевого шпата в том случае, когда плагиоклаза в породе сравнительно много.

Калиевый полевой шпат обнаруживает тонкое микропертитовое строение типа пертитов замещения с неправильными жилочками альбита. Исследование калиевого компонента в этих сростках, обычно слегка окрашенного в проходящем свете в слабый буроватый цвет и несколько неоднородно гаснущего, показало колебание в величине угла оптических осей, для которого были получены значения $2V = -60$, -70, -83 и даже $-86°$, но при этом этот калиевый полевой шпат с разными $2V$ обнаруживал всегда ориентировку моноклинного кристалла, прямо угасающего по отношению к (010) во всех сечениях зоны, перпендикулярной к этой плоскости.

Цветной минерал, присутствующий в породе в небольшом количестве, — биотит, перешедший в зеленый хлорит с выделением окислов железа и в желтоватый слюдообразный минерал с едва заметным плеохроизмом и с двупреломлением $Ng - Np = 0{,}020$ (около). При этом и здесь наблюдается выделение вторичных окислов железа. По-видимому, этот же слюдообразный минерал кристаллизуется и самостоятельно в виде пучков, с расходящимся радиально расположением пластинок, которые заполняют миаролитовые пустоты в породе, остающиеся между хорошо ограненными кристаллами полевого шпата и кварца. В связи с появлением этого слюдообразного минерала, очевидно относящегося к эпимагматической стадии образования породы, быть может находится и появление редких зерен эпидота.

3. Хорошо обрисовываются по своим микроскопическим признакам аплитовидные граниты третьего из отмеченных выше типов. Все главные минералы их — с отчетливыми индивидуальными признаками. Породы эти состоят наполовину из микроклина и микропертита, а вторая половина распределяется почти поровну между кварцем и альбитом; изредка присутствует олигоклаз-альбит; в очень небольшом количестве присутствует биотит в качестве цветного минерала.

В отличие от описанных выше типов аплитовидных гранитов в породах рассматриваемого типа, микроклин обыкновенно с ясной, свойственной этому минералу, двойниковой решеткой. Его зерна крупнее других минералов, чаще всего около 2 *мм*, но в порфировых разностях доходят до 1 *см*. Зерна всегда ксеноморфны и, что особенно характерно для данного типа породы, содержат обычно по периферии пойкилитовые вростки округлых зерен кварца и реже кристалликов альбита. В некоторых случаях вростки кварца переходят в пойкилопегматитовые и пегматитовые сростки с характерными формами ихтиоглиптов.

Кварц в округлых зернах самой разнообразной величины; в некоторых образцах крупные округлые зерна его достигают 5 *мм* и больше и выделяются как настоящие порфировые вкрапленники; такие крупные зерна под микроскопом часто распадаются на несколько кристаллических неделимых.

Альбит, кроме пертитовых жилок, в относительно мелких идиоморфных кристалликах с обычным двойниковым строением. Олигоклаз-альбит встречен только в образце с порфировидной структурой, где он образует ядра порфировых выделений.

Цветной минерал — биотит то с зеленоватыми, то с красновато-коричневыми оттенками плеохроизма с характерными плеохроичными ореолами (диам. около 100 μ) около включений циркона. Его толстые таблички срастаются группами; иногда они имеют ксеноморфное очертание, будучи изузбрены вдающимися в них соседними зернами бесцветных минералов, и содержат их пойкилитовые вростки.

В биотите с зеленоватыми оттенками плеохроизма цвета поляризации достаточно различимые, чтобы в нем удалось измерить Np.

В слюде с красно-бурыми цветами плеохроизма тоже цвета поляризации яркие и различимые.

Биотит рассматриваемых пород нередко переходит в зеленый хлорит с выделениями окислов железа. Акцессорные минералы — магнетит, циркон и, что особенно характерно для этих пород, флюорит. В большинстве случаев последний встречается в форме ксеноморфных зерен, заполняющих миаролитовые поры. Очень обычны сростки флюорита с биотитом (рис. 13). Циркон и магнетит тоже охотно срастаются со слюдой.

Для структуры породы, кроме уже упомянутых особенностей, характерна неравномерность зерна, переходящая в настоящую серийную структуру и иногда в порфировидную с более крупными выделениями кварца и полевого шпата (плагиоклаза или микроклина). В одном из образцов заметны следы раздробления, вероятно протокластического характера.

3-а. Некоторые разновидности, близко примыкающие к только что описанному типу, представляют породы, встреченные у окраины массива по Четвертой речке. Это микроклиновый аплитовидный гранит с идиоморфным кварцем, с небольшим количеством коричневого био-

тита, образующего пучки его, и с значительной примесью флюорита. Флюорит часто срастается с биотитом, иногда находится в центральной части его сростков, напоминая хорошо известные соотношения в финляндских рапакиви.

В одном образце альбит кроме пертитовых лент и вростков встречается лишь в немногих мелких идиоморфных зернах; в другом, наоборот, альбита много: он, кроме кайм на микроклине, микропертитовых прорастаний и замещений, образует также идиоморфные кристаллы с прямоугольными удлиненными сечениями, развитие которых создает своеобразную структуру, отличающуюся от типичной аплитовой структуры бедной альбитом разновидности (табл. IX, фиг. 3). Биотит в этой разновидности — в виде более крупных стопочек с пойкилитовыми вростками.



Рис. 13. Аплитовидный гранит Бердяуша. Сростки пластинок биотита, тут же зерно флюорита. Кварц ксеноморфный. × 20.

3-b. Выше было отмечено, что пойкилитовые вростки кварца в периферических частях микроклиновых кристаллов группируются иногда в пойкилопегматитовые прорастания микроклина кварцем и даже переходят в настоящие микропегматиты (табл. IX, фиг. 6). Как дальнейшее развитие этого вида структуры можно привести образец аплитовидного гранита с речки Четвертой, где микропегматитовые сростки составляют главную часть породы. Прорастание кварцем микроклина, захватывающее периферическую часть зерен, распределяется по ней неравномерно и иногда ориентировано в разных участках различно. Кроме того, форма вростков неправильная, часто округлая, не похожая на треугольные и вытянутые разрезы ихтиоглиптов в типичных гранофирах. Местами — постепенные переходы в пойкилопегматитовые и пойкилитовые прорастания. Кое-где можно видеть замещения краевой части микроклина шахматным альбитом, в котором сохраняются эти пегматитообразные вростки кварца. Цветной минерал в этом образце — полуразложенный биотит, нередко изрешетенный вростками кварца. Акцессорный магнетит, ортит, флюорит — в обычных для них формах.

4. Как уже было отмечено, мелкозернистые аплитовидные граниты переходят в порфировые разновидности благодаря тому, что в виде фенокристаллов выделяются значительно более крупные зерна кварца, обычно округлые, а также и кристаллы полевого шпата. Основная масса в этих типах обычно отвечает той или другой из уже описанных разновидностей и не требует особого описания.

Мы здесь коснемся только двух образцов породы этого типа, заслуживающих некоторого внимания.

а) Среди рапакиви около устья Пятой речки были встречены отдельные выходы порфировидного гранита с многочисленными округле-

ниями и неправильными выделениями кварца и более редкими крупными выделениями полевого шпата в плотной на вид основной массе (58-а).

Под микроскопом — кварц с резкими следами коррозии, бухтообразными втеками основной массы и пр. Полевой шпат выделений — с тонкой криптопертитовой волокнистостью и также корродированный снаружи.

Основная масса главным образом состоит из тонких микропегматитовых сростков, большею частью с правильной письменной (гранофировой) структурой. Интересно радиальное расположение, наподобие грубой сферолитовой структуры, таких графических сростков кварца и калиевого полевого шпата. Кроме этих сростков, в состав основной массы входят гранулитовые, округлые и неправильные зерна кварца; немного сростков пластинок полуразложенного биотита, то как бы порыжевшего, то зеленеющего от превращения в хлорит; при разложении выделяется кое-где лейкоксен. Акцессорные минералы — магнетит и циркон.

b) Выше по речке Пятой, на правом задернованном склоне, среди глыб рапакиви встречены глыбы порфировидного гранита. Крупные выделения розового полевого шпата и серого кварца заключены в светлой основной массе.

Под микроскопом основная масса из микроклина кварца и альбита, с небольшой примесью биотита, почти не отличается от некоторых типов описанных выше аплитовидных гранитов. Структура ее аплитовая или ксеноморфнозернистая, с величиной зерен в среднем около 0,5—1 *мм*. В небольшом количестве можно наблюдать и пойкилитовые и пойкилопегматитовые вростки кварца в решетчатом микроклине, типичном для описанного выше типа аплитов. Слюда образует характерные сростки, где преимущественно встречаются и акцессорные минералы — циркон, магнетит.

Наибольший интерес представляют порфировые выделения. Крупные, около 0,5 *см*, выделения кварца корродированы, и местами они как бы облекаются минералами основной массы: именно, таблички альбита и пластинки слюды нарастают на них, прилегая своей плоской стороной.

Фенокристаллы полевого шпата до 1 *см* и несколько больше представлены микроклин-микропертитом тонкого строения — таким, какой является свойственным нашим рапакиви, и так же, как в этой породе, они обладают тонкой олигоклазовой оболочкой. На некоторых зернах эта оболочка ориентирована одинаково с окружающим зерном; в другом случае фенокристалл образован двумя сросшимися неделимыми микропертита, окруженными общей оболочкой, толщиной около 1 *мм*. В одной части ее она образована кристаллическим неделимым, одинаково ориентированным с облекаемым кристаллом; в другой — состоит из ряда мелких зерен. Поверх крупных зерен олигоклазовой оболочки и тоже с одинаковой с ним ориентировкой нарастает вторая микроклиновая оболочка, содержащая пегматитообразные и пойкилитовые вростки кварца.

Эти вкрапленники микроклин-микропертита с олигоклазовыми оболочками, совершенно одинаковые с вкрапленниками некоторых порфировых типов наших рапакиви, и ряд других структурных особенностей, сближающих эти породы, нельзя не рассматривать как признак их генетической связи.

Мелкозернистые и среднезернистые роговообманковые граниты и кварцевые сиениты

Эти породы встречены в нескольких местах на горе Голой, на Вилесовой горе и на горе к северо-востоку от Голой. В последнем пункте эта порода наблюдалась в виде отдельных включений в рапакиви, в первых двух — в виде изолированных глыб, соотношения которых с окружающими породами неясны. Поэтому возможно, что этот тип мелкозернистых роговообманковых гранитов не представляет жильную породу, как рассмотренные выше типы.

Макроскопически образцы из всех различных пунктов очень близки между собой, и они несколько похожи на некоторые типы сиенитов нашего района. Это мелкозернистые породы розоватого или светло-буроватого цвета, в которых невооруженным глазом или с лупой можно рассмотреть идиоморфные кристаллы полевого шпата, удлиненные зернышки цветного минерала и иногда серый кварц, лучше видимый на выветрелых поверхностях. Величина зерна порядка от 1 до 3 *мм*.

Под микроскопом можно видеть, что в состав породы входят следующие минералы: полевой шпат, кварц, роговая обманка и акцессорные — магнетит, апатит, титанит и ортит; иногда вместе с роговой обманкой встречается биотит.

Полевой шпат — почти исключительно микропертит тонкого жилковато-пятнистого строения. В образце породы с горы Голой в совершенно ничтожном количестве попадаются мелкие кристаллики альбита; в других образцах в очень небольшом количестве присутствует олигоклаз-альбит; его кристаллы несколько меньших размеров, чем преобладающие кристаллы микропертита, и, как обычно, являются по отношению к нему резко идиоморфными.

По углам погасания в зоне, перпендикулярной к (010), и в сечениях, перпендикулярных [100], этот плагиоклаз надо отнести к альбит-олигоклазу № 10 или около того.

Микропертит главным образом тоже в идиоморфных кристаллах с прямоугольными сечениями; более крупные из них имеют размеры от 1 до 3 и даже до 5 *мм*, но кроме них присутствуют в меньшем количестве более мелкие и более изометрические кристаллы того же полевого шпата. Исследование микропертита на универсальном столике обнаружило такие его свойства. В образце с Голой горы калиевый компонент микропертита очень однороден, волокнистого строения в нем не заметно; приводя в совмещение с осью *I* двойниковую ось пертитовых вростков, перпендикулярно которой иногда заметна спайность в калиевом полевом шпате, наблюдаем прямое погасание, свойственное ортоклазу. Угол оптических осей в нем, однако, от — 80 до — 85°, и построением угол между *Nm* и перпендикуляром к (001) определяется в 8—9°.

В образце породы к северу от Голой горы, хотя калиевый полевой шпат выглядит таким же однородным, он обнаруживает в некоторых зернах ясное уклонение от моноклинной сингонии по своим оптическим свойствам. В сечении, перпендикулярном оси [100], которое удалось установить хорошо по двум спайностям, угол погасания от следа (010) доходит до 12°. Но, наряду с этим, попадаются кристаллы и с прямым угасанием. Удалось наблюдать небольшой кристалл, прекрасно образованный, вросший в кварце. Сечение его, близкое к перпендикулярному к [100], обладает почти квадратными очер-

таниями, гаснет прямо по отношению к (010) и дает возможность измерить $2V = -67°$. Все эти признаки вполне отвечают ортоклазу. В другом зерне, также с прямым погасанием $2V = -80°$, заметна слабая неоднородность — волнистое погасание.

В образце с Вилесовой горы тоже распространен микропертит, в котором калиевый полевой шпат обладает прямым погасанием, в двух зернах определен угол осей $2V = -69$ и $-70°$, отвечающий ортоклазу.

Таким образом, преобладающим полевым шпатом в наших породах надо считать ортоклаз-микропертит, хотя иногда калиевый полевой шпат, очевидно, подвергается превращению в микроклин, не обнаруживая, однако, двойниковой решетки. Отношения альбита вростков к калиевому полевому шпату имеют характер пертита замещения: жилки альбита являются часто отпрысками от альбитовой оболочки, замещающей зерна снаружи, иногда неравномерно его разъедая.

Кварц редко обнаруживает идиоморфные очертания; большею частью это типичный гранитовый кварц. Уже было упомянуто о прекрасно образованных кристалликах ортоклаза, облеченных таким кварцем со всех сторон. Срастаний пегматитового типа не наблюдалось.

Количество кварца небольшое, едва ли достигая 20%, а в большинстве участков разных шлифов и того меньше (около 16%). Зерна его мелкие, не превышающие обыкновенно 0,5 *мм*.

Роговая обманка присутствует в количестве от 5 до 15%. Ее кристаллы призматической формы достигают в длину до 1 *мм*, а в толщину измеряются 0,1—0,2 *мм*. Иногда это хорошо образованные кристаллики с отличными призматическими гранями (110) и $(1\bar{1}0)$, иногда это призматические зерна без хорошо образованных граней. Окраска мало различается в разных образцах породы; везде минерал густо окрашен, что затрудняет его точное оптическое исследование. Угол погасания небольшой, около 12°, причем, где окраска позволяет определить оптический знак направления угасания, этот угол с осью призмы образует Ng. Окраска по Ng — зеленая с синеватым оттенком, по Nm — буро-зеленая, более густая, чем по Ng, и по Np — более светлая, желтоватая. Иногда встречаются двойники по (100). По внешнему виду под микроскопом роговая обманка рассматриваемых пород одинакова с роговой обманкой рапакиви Бердяушского массива. Так же, как та, она обладает небольшим $2V = -56°$ (два наблюдения по двум осям); $Ng - Np = 0{,}020$.

Биотит наблюдается вместе с роговой обманкой, но в значительно меньшем количестве. Частью он в самостоятельных пластинках, но часто срастается с роговой обманкой, иногда кажется замещающим ее, образуя даже псевдоморфозы по роговой обманке. Нередки также сростки с магнетитом и титанитом. В образце породы, взятом к северу от Голой горы, биотит отсутствует. По оптическим свойствам наша слюда принадлежит к железистому, сильно плеохроирующему (до непрозрачных по Ng и Nm) виду с высоким двупреломлением. По-видимому от разложения, биотит принимает иногда красноватый оттенок плеохроизма.

Акцессорные минералы в обычных формах: апатит в мельчайших иголочках, вросших главным образом в кварце, магнетит в кристаллах и зернах более крупной величины (до 0,15 *мм*), сфен в характерных овально-ромбических зернах. Присутствие циркона

достоверно не установлено. В образце с Голой горы и особенно с горы Вилесовой много ортита, в обычных таблитчатых кристаллах; минерал обладает относительно густой оранжево-бурой окраской.

Следует отметить склонность к образованию сростков цветных и акцессорных минералов.

Структура породы определяется коротко-призматической формой и идиоморфными очертаниями кристаллов микропертита, ксеноморфными очертаниями кварца и отчасти идиоморфными формами призмочек роговой обманки.

Под микроскопом структура породы напоминает структуру нордмаркитов, отличаясь более мелким зерном.

В текстуре незаметно никаких следов ориентированного расположения кристаллов, и порода является однородной, равномерно «беспорядочно» зернистой. В кусках иногда попадаются маленькие (до 0,5 *см*) скопления роговой обманки.

Ксенолиты в аплитовидных гранитах

В аплитовидных гранитах также встречены ксенолиты, хотя как будто они здесь меньше распространены, чем среди рапакиви.

Наблюдались такие случаи этих включений.

1 (102). Довольно крупнозернистый ксенолит, размером около дециметра, без особенно резких границ и пронизанный жилками, имеющими состав вмещающего аплитовидного гранита. Порода ксенолита невооруженному глазу представляется состоящей из беловатого полевого шпата и темнозеленой роговой обманки, распределенной неравномерно, образуя небольшие зеленые пятна — скопления. Местами заметны яркозеленые пятна эпидота.

Под микроскопом полевой шпат, главным образом альбитизированный плагиоклаз, густо пронизан мелкими рельефными бурыми зернышками эпидота, который местами в виде более крупных зернышек образует небольшие скопления. Кроме этого альбита встречается зажатый между его кристаллами в очень небольшом количестве и ортоклаз, иногда с тонкими жилками пертитовых вростков альбита.

Роговая обманка — бледно окрашенная, или зеленая или буровато-зеленая, но окраска нередко пятнистая или зональная, более интенсивная на периферии. Иногда это минерал с ясно выраженным волокнистым строением, более грубым в бледнее окрашенных зернах или участках зерен. Контуры в общем идиоморфные, но, вследствие волокнистого строения минерала, края зерен бахромчатые, зазубренные в направлении удлинения волокон.

В породе много сфена: он или обрастает снаружи магнетит, превращающийся в лейкоксен, или встречается в виде отдельных довольно неправильных зерен и скоплений; магнетита немного; апатит очень редок.

2. 14—13. Включение в породе походит на предыдущую разность по внешнему виду, но несколько более мелкого зерна, более равномерной текстуры и несколько более темное. В противоположность предыдущему образцу, граница между ксенолитом и вмещающим аплитовидным гранитом очень резкая.

Микроскопическое исследование обнаруживает такое сходство с предыдущим образцом. Полевой шпат альбитизирован и эпидотизирован; кроме того, в отличие от предыдущего образца, он иногда

густо пронизан серицитовыми чешуйками. Эпидотизация здесь развита местами сильнее, чем в предыдущем случае; крупные зерна эпидота образуют скопления.

Роговая обманка очень бледная и отчетливо волокнистая. Местами пятна и отдельные зерна ее окрашены, однако, в довольно густой буро-зеленый цвет. Магнетита несколько больше, титанита меньше. Апатит в крупных призмочках и неправильных зернышках.

Развитие эпидота, волокнистый характер роговой обманки, проникающей по концам призм в соседние кристаллы полевого шпата, альбитизация — все это еще в большей степени, чем в предыдущем образце, придает породе вид породы «зеленокаменной фации».

3. Два образца ксенолитов, по внешности похожие один на другой и представляющие небольшие, в несколько сантиметров, включения в аплитовидном граните, по микроскопическому исследованию обнаружили тоже большое сходство в главных своих чертах и некоторые отличия в деталях.

И в том и в другом случае порода состоит существенно из разложенного плагиоклаза, замещенного тонким агрегатом серицита, эпидота и других минералов на фоне вторичного альбита, и из роговой обманки с волокнистой структурой, в различной степени резко выраженной; присутствует небольшая примесь кварца, и относительно обилен апатит в форме крупных призмочек; кроме него, акцессорные минералы — магнетит и сфен.

Роговая обманка в обоих случаях обнаруживает различные свойства. В одном — это буро-зеленый амфибол с слабо заметным волокнистым строением, с неоднородной пятнистой окраской. Иногда заметно преобладание бурой окраски в центральной части зерен и зеленой — в периферической. Наблюдалось замещение этой роговой обманки эпидотом. Следует отметить присутствие ортита в образце с бурой роговой обманкой.

В другом случае роговая обманка ясно волокнистая, бледная голубовато-зеленая. Вместе с ней, может быть замещая ее, присутствует биотит, в свою очередь разложенный, превращающийся в хлорит. В породе несколько бо́льшая, чем в первом случае, примесь кварца.

4. Ксенолиты были встречены и в бедных кварцем гранитах, или кварцевых сиенитах, описанного выше типа.

Найденный образец такого ксенолита представляет мелкозернистую породу, состоящую макроскопически из желтоватого полевого шпата и черной роговой обманки. Размеры ксенолита около дециметра.

Под микроскопом порода отличается от всех выше описанных прежде всего своей структурой.

Плагиоклаз в идиоморфных вытянутых кристаллах от 0,5 до 1,0 *мм* в длину. По составу он представляет олигоклаз, центральная часть обычно помутнела, или серицитизирована, остальная — свежая.

Роговая обманка обнаруживает тенденцию к образованию призматических кристаллов меньших размеров, чем плагиоклаз — менее 0,5 *мм*, но по отношению к плагиоклазу она ксеноморфна; количество ее в породе около 30%. По буро-зеленой окраске и другим внешним признакам ее надо считать за обыкновенную роговую обманку. Кроме нее в небольшом количестве в состав породы входит биотит. Относительно много мелких длинных иголочек апатита.

В общем порода имеет типичный облик мелкозернистого диорита.

Как мы видим, за исключением последнего образца, принадлежащего ксенолиту в бедном кварце граните, ксенолиты собственно аплитовидных гранитов обнаруживают изменения (разложение полевого шпата, волокнистая роговая обманка), характерные для деутерических процессов. Нельзя, однако, не указать, что это наблюдение относится всего к нескольким отдельным образцам.

Некоторые особенные разновидности аплитовидных пород Бердяушского массива

Сиенитовая фация аплитов. Один из образцов пород аплитового облика обнаружил под микроскопом почти полное отсутствие кварца. Порода представляет ксеноморфно-зернистый агрегат изометрических зерен микроклин-микропертита с тонкой и слабо развитой микроклиновой решеткой и средними и мелкими пертитовыми врастками альбита. Микроклин обнаруживает легкую и неравномерную пелитизацию. Кварц в очень редких зернышках — ксеноморфный. Порода — неравномернозернистая. Величина зерна от 0,5 до 2 *мм*.

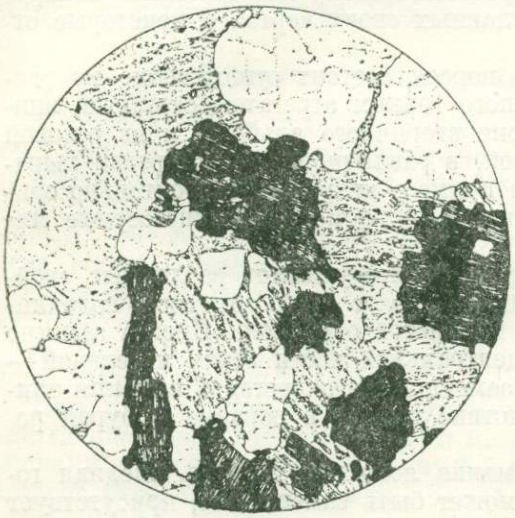


Рис. 14. Эгириновый гранит. Жилковатый пертит, кварц в неправильно округлых зернах и густо окрашенный эгирин. × 17.

Альбитизированный и эпидотизированный аплит. По структуре порода является типичным аплитом с величиной зерна 0,5 *мм* или несколько больше. Полевой шпат весь — альбит, и при этом большинство его зерен с шахматно-двойниковой структурой. В порядочном количестве присутствует эпидот. Он иногда в довольно крупных зернышках и кристалликах, часто в мелкозернистых небольших скоплениях и, наконец, в виде мельчайших зернышек, пронизывающих альбит. В очень небольшом количестве встречаются кристаллики магнетита.

ЭГИРИН-АВГИТОВЫЕ ЖИЛЬНЫЕ ГРАНИТЫ

(Рис. 14 и табл. X, фиг. 5 и 6)

Эти породы встречены в виде жил по линии железной дороги, западнее классических обнажений рапакиви, на запад от станции Бердяуш. Породы эти светлосерого цвета, среднезернистой структуры, из светлосерого полевого шпата и темного эгирин-авгита.

Размер зерна измеряется несколькими миллиметрами. Форма зерен минералов изометрическая. Некоторые из зерен выделяются порфировидно. Вероятно, вблизи контакта с известняками, в породе появляются мелкозернистые скопления, имеющие вид агрегатов флого-

питовой слюды, к которой присоединяются кальцит и, может быть, цеолиты.

Удалось отбить и непосредственный контакт сероватого гранита. К сероватому граниту прилегает зона из диопсида в 1 *см* шириной, за которой следует карбонатовая масса, в которой развиваются пучки и жилки флогопитовой слюды.

Сама порода жилы, судя по отдельным глыбам, на которые она развалилась, несколько варьирует по структуре: с одной стороны, это сравнительно равномернозернистая масса с равномерным распределением цветного минерала; в других случаях она принимает аплитовидный облик, с несколько более крупными, порфировидно-выделяющимися зернами кварца и разбросанными в основной массе скоплениями цветного минерала.

Минералогический состав

Под микроскопом можно видеть, что полевой шпат представлен микропертитом; кварц то гранитовый, то гранулитовый. Цветной минерал — моноклинный пироксен, в котором по его зеленой окраске легко узнать эгирин-авгит.

В образце породы из контакта вблизи упомянутой диопсидовой каймы порода переходит в агрегат неправильных таблиц альбита, иногда с шахматной структурой, среди которого также встречаются зерна диопсида, превращающегося в роговую обманку, и зерна титанита.

Микропертит, являющийся главным минералом рассматриваемой сейчас породы, — в более или менее изометрических зернах, обыкновенно от 1 до 2 *мм* в поперечнике. Заметно определенно выраженное стремление к идиоморфизму, но, сталкиваясь одно с другим, зерна полевого шпата в целом дают картину аплитовидно- или ксеноморфнозернистой структуры породы. Микропертитовое строение довольно грубое; толщина жилок альбита нередко достигает 0,05 *мм*; в общем неправильные, они располагаются, приближаясь к плоскости (100) или к плоскости мурчисонитовой отдельности; жилки раздуваются и выклиниваются, переплетаются между собой, но все же заметно более правильны, чем в рапакиви (рис. 14 и табл. X, фиг. 5). Связь с альбитовой каймой, являющаяся очевидным результатом замещения снаружи альбитом зерен калиевого полевого шпата, может быть наблюдаема очень часто.

Калиевый компонент микропертита часто обнаруживает неоднородное волокнистое строение, и, наряду с таким микроклином, в других образцах мы встречаем и вполне на вид однородный калиевый полевой шпат. Исследование на универсальном столике ряда зерен указывает также на непостоянство оптических свойств калиевого полевого шпата в наших породах. Устанавливая двойниковую ось двойников альбитовых лент микропертита в совпадении с осью *I* столика, можно во многих случаях видеть, что это направление не совпадает с *Ng* калиевого полевого шпата, обнаруживая, таким образом, его уклонение от моноклинной сингонии, но в других случаях при этом погасание остается прямым при всех наклонах. Угол $2V$ обычно большой, как у микроклина (—80 до —90°), но в одном зерне с $2V = -87°$ спайность по (001) в пределах точности наблюдения проходит через *Ng* кристалла, а угол между перпендикуляром к ней и *Nm* равен 12°. Эти свойства уже не отвечают микроклину.

Был исследован двойник, похожий на манебахский со спайностью по (001), совпадающей для обоих неделимых. В одном оказалось, что Ng почти точно лежит в плоскости (001); Nm образует с перпендикуляром к ней угол 5—6°, а в этом неделимом $2V = -71°$. Это вполне совпадает со свойствами ортоклаза; но в другом неделимом этого же двойника $2V = -52°$ и перпендикуляр P к спайности (001) образует углы $PNg = 85°$; $PNm = 12°$ и $PNp = 81°$.

Альбит, кроме микропертитовых вростков в калиевом полевом шпате, переходящих в обрастающие его каемки, встречается также в очень небольшом количестве в отдельных самостоятельных кристаллах, которые представляются как бы зажатыми между зернами микропертита. В более крупных из этих зернышек развито шахматное двойниковое строение.

Эгирин-авгит является главным цветным минералом в породе, в большинстве образцов единственным. Его призматические кристаллы короткостолбчатой формы редко хорошо образованы (см. рис. 14), иногда он в неправильных и даже ксеноморфных зернах (табл. X, фиг. 6). Средний размер кристаллов в длину несколько меньше 1 *мм*. Минерал окрашен в характерный для эгирин-авгита зеленый цвет и плеохроирует в таких тонах: Ng — желтовато-зеленый, Nm — зеленый, Np — изумрудно-зеленый; абсорбция $Np > Nm > Ng$. В некоторых шлифах окраска эгирин-авгита неоднородная: иногда она распределена зонально, и тогда в центральной части зерна минерал окрашен бледнее, в других случаях окраска распределена неправильными пятнами.

Другие оптические свойства нашего минерала таковы: угол погасания между Ng и [001] равен 60°. Угол оптических осей большой. Вследствие густой окраски, определяется с трудом, приблизительно $2V = +80°$. Иногда в зональных кристаллах можно заметить, что в центральной части $2V$ понижается, доходя, повидимому, до $+75°$. Заметна дисперсия осей $\rho > \upsilon$. Двупреломление минерала, тоже трудно поддающееся определению, довольно высокое; видимая величина (компенсации) $Ng - Np = 0{,}032$. По оптическим свойствам можно предполагать, что минерал содержит 40% эгириновой молекулы, хотя оптические свойства минерала не вполне подходят к теоретическим кривым ряда диопсид-эгирина.

В некоторых шлифах эгирин-авгит обнаруживает особенно интенсивную зеленую окраску, которая совершенно не дает возможности подвергнуть его сколько-нибудь точному исследованию; оттенки окраски, однако, вполне отвечают эгирину. Вместе с увеличением интенсивности окраски заметно некоторое изменение в характере форм минерала. Зерна его становятся резко аллотриоморфными, ограниченными контурами прилегающих зерен бесцветных минералов, как бы цементируя их. В одном из шлифов, наоборот, попался слабоокрашенный пироксен, близкий к диопсиду; он, наоборот, в идиоморфных зернах.

Роговая обманка. Вместе с эгирин-авгитом, особенно в шлифах, где он сильнее окрашен, присутствует в очень небольшом количестве щелочный амфибол синего цвета. Его можно было наблюдать только в немногих шлифах. Он частью несомненно развивается, замещая эгирин-авгит, частью встречается в отдельных от него мелких призматических зернышках, вросших, главным образом, среди полевого шпата. Замещение эгирин-авгита синей роговой обманкой в некоторых случаях происходит пятнами, развивающимися внутри эгирин-

авгита в параллельном с ним положении, в других — отдельные зерна амфибола срастаются с эгирин-авгитом снаружи. Интересно отметить, что очень часто при амфиболизации пироксена появляется тут же рядом с зернами синей роговой обманки и кальцит в виде неправильных зерен. В одном случае наблюдалось, что к кальциту присоединяются мелкие зернышки эпидота.

Очевидно, известь кальцита или эпидота заимствована из вещества эгирин-авгита.

Оптические свойства синего амфибола трудно исследовать вследствие его густой окраски и низкого двупреломления. Окраска при световых колебаниях по направлению спайности очень густая синяя; в поперечных сечениях плеохроизм очень резкий; в направлении колебаний по длинной диагонали ромба, образованного спайными трещинами, минерал почти совершенно непрозрачен, по короткой диагонали — окрашен в светложелтый цвет. Угол погасания приблизительно около 10°. Оптический знак главной зоны отрицательный.

По своим свойствам эта роговая обманка тождественна или, по крайней мере, очень близка к щелочной роговой обманке из нефелиновых сиенитов Бердяушского массива, которая будет описана ниже.

Вероятно она относится к ряду арфведсонит-рибекита.

Титанит является главным акцессорным минералом рассматриваемых пород. Встречается или в относительно крупных кристалликах с характерными ромбовидными сечениями, или, реже, в мелких округлых зернышках, срастающихся иногда с цветными минералами. В одном из шлифов встречены срастания с эгирин-авгитом ксеноморфных зерен красновато-бурого минерала с очень высоким преломлением. По внешнему виду и окраске он похож несколько на рутил, но, по недостатку данных, не мог быть определен.

Апатит попадается в ничтожном количестве, в обычных мелких призмочках.

Магнетит крайне редок, в мелких кристалликах.

Вторичные минералы, наблюдающиеся в совершенно ничтожном количестве, обращают на себя внимание; чаще всего появляется кальцит, и мы уже отмечали связь его появления с появлением синей роговой обманки. Иногда эта связь не столь тесная: кальцит встречается зернышками и неправильными пятнами в теле полевых шпатов не в непосредственном соседстве с роговой обманкой, но она во всех зернах шлифа присутствует. Можно высказать подозрение, что появление кальцита вообще связано с образованием синей роговой обманки, представляющей, очевидно, разновидность, не содержащую извести в своем составе.

Структура

Эгирин-авгитовые граниты Бердяушского комплекса обладают типичной аплитовой структурой с кварцем, большею частью идиоморфным, в округлых зернах (см. рис. 5 и табл. X, фиг. 5 и 6), хотя встречаются и ксеноморфные его выделения. Размер зерен полевого шпата чаще всего находится в пределах 1—2 *мм*, кварца — около 0,5 *мм*.

Иногда зерна кварца принимают большие размеры, доходя до 2—3 *мм*, и они кажутся порфировидными выделениями; при скрещенных николях такие зерна распадаются на несколько неделимых.

Контакт с доломитом

Непосредственного контакта описываемого гранита с доломитом в обнажении не видно, но его можно хорошо наблюдать в отдельных глыбах.

В контакте появляется неширокая полоска зеленовато-белого диопсида, образующего зернистый агрегат с друзовой миаролитоподобной текстурой. Диопсид, как это было установлено имерсионным способом, обладает показателем преломления около 1,680, большим и положительным углом $2V$, равным около $+60°$, и углом погасания 38—40°.

В пустотах между его кристаллами нарастают пучки мелких пластинок зеленоватой слюдки, которую по оптическим свойствам надо признать за флогопит: показатель преломления $Ng = 1{,}570$ и угол оптических осей очень мал, $2V =$ около $-10°$.

Этот агрегат диопсида плотно срастается с самой жилой, причем около нее полоска диопсида шириной в несколько миллиметров принимает несколько более заметную зеленовато-серую окраску; здесь замечены также вкрапления фиолетового флюорита.

Под микроскопом в шлифе из самого контакта мы видим агрегат неправильных с очень извилистыми очертаниями и неровной величины зерен плагиоклаза, иногда с хорошей двойниковой штриховкой, иногда совсем ее лишенных. Многие зерна обладают антипертитовым пятнистым строением, в других — двойниковое строение имеет вид двойников шахматного альбита. Исследование плагиоклаза заставляет отнести его к олигоклазу: в зерне с хорошей спайностью по P (001) определено $PNg =$ около 90°; $PNm = 10°$ и $PNp =$ около 80°, причем $2V = +88°$; в другом зерне в сечении, перпендикулярном [100], угол погасания около 5°. Но, наряду с олигоклазом, есть и альбит, где этот угол равен 15°, и минерал обладает шахматно-двойниковым строением.

С одной стороны шлифа по неправильной и извилисто-неровной границе полевошпатовый агрегат сменяется диопсидом, постепенно вытесняющим полевой шпат и образующим скопление крупных зерен, иногда с паркетовидным строением. Минерал обнаруживает такие свойства: угол погасания около 40°; $2V = +60°$ с дисперсией $\rho > \upsilon$; $Ng - Np =$ около 0,030.

На некотором удалении от диопсида среди полевого шпата появляется кварц в неправильных зернах, запыленных мельчайшими точечными скоплениями.

Кроме него, среди полевого шпата встречаются отдельные мелкие кристаллики диопсида, кристаллы титанита в сравнительно большом количестве, затем волокнистые призмы, переходящие в пучки волокон зеленой роговой обманки с углом погасания около 14—15°, и чешуйки слюды; замечено зернышко циркона.

Только на противоположном диопсидовому скоплению краю шлифа появляются зерна микропертита, неправильно жилковатого строения, такого именно, какое характерно для микропертитов нашего эгирин-авгитового гранита.

Таким образом, в данном образце мы видим, что в контакте жилы эгирин-авгитового гранита с доломитом появляется метаморфическая диопсидовая порода, отделяющаяся от гранита узкой полоской, укладывающейся в данном образце в размеры обычного шлифа, вероятно, эндоморфно измененного гранита.

ПЕГМАТИТЫ

(Табл. V, фиг. 3, и табл. X, фиг. 4)

Пегматитовые жилы в Бердяушском массиве являются большою редкостью. Как уже было упомянуто, отдельные куски гранитовых пегматитов были встречены в северной его части по Шестой речке, и этими кусками ограничиваются имеющиеся у нас образцы этой породы.

Почти все образцы пегматита представляют графические сростки розового полевого шпата и белого кварца. Один из кусков представляет породу с обособлениями пегматитового характера в аплитовидной беловатой массе; в пегматитовых участках полевой шпат розовый. Пегматитовые жилы рассекают как рапакиви, так и заключенные в них меланократовые (гибридные) породы (табл. V, фиг. 4).

Под микроскопом полевой шпат наших пегматитов почти всегда с микропертитовым строением, но встречаются также образцы, где он целиком представлен альбитом с тонким шахматным двойниковым строением, образующим графические страстания с кварцем и очевидно заместившим калиевый полевой шпат.

Исследование полевых шпатов пегматитов обнаруживает любопытные их особенности.

Я остановлюсь отдельно на разных образцах пегматита.

51-а. Пегматит или пегматитовый гранит без хороших графических прорастаний кварца и полевого шпата. Под микроскопом такие грубые срастания, в которых принимает участие в каждом сростке один—два ихтиоглипта кварца, однако, имеются. Полевой шпат здесь микроклин и микроклин-микропертит; решетка микроклина тонкая и не очень явственная; в разрезах, близких к (010), — мелковолокнистая. Пертитовые вростки в виде тонких неправильных призмочек или мелких отдельных пятнышек. Кроме микропертита встречаются в подчиненном количестве крупные идиоморфные таблицы альбита, вросшие как в калиевый полевой шпат, так и в кварц, и напоминающие по общему облику кливлендит пегматитов. Мелкие таблички мусковита испещряют альбит сильнее, чем микроклин. Кварц с волнистым погасанием.

109-d. По структуре порода приближается к предыдущему типу. Калиевый полевой шпат является, вероятно, ортоклазом, судя по тому, что в исследованных зернах Ng в пределах точности наблюдения совпадает с плоскостью спайности (001) и по углу оптических осей. В одном зерне $2V = -72°$, в другом $2V = -71°$ или немного больше. Однако, угол погасания несколько выше, чем у ортоклаза, именно: перпендикуляр к (001) образует с Nm угол 11° в первом случае и 9° во втором. В ряде зерен можно видеть, кроме обычных пертитовых жилок альбита, другую систему пертитовых вростков в виде очень тонких правильных пластинок, напоминающих двойниковые пластинки своей правильностью. Они располагаются по плоскости из зоны (010), образующей с (001) угол около 70°, как в этом можно было убедиться непосредственным измерением; неправильные пертитовые жилки следуют приблизительно (001).

В очень небольшом количестве попадаются в микропертите вростки олигоклаз-альбита с альбитовой каемкой. Кварц большею частью в неправильных зернах. Небольшая примесь кристаллов магнетита; кристалл сфена, вросший в кварце.

V-4. Пегматит с тонким письменным строением (табл. X, фиг. 4). Толщина ихтиоглиптов кварца 0,1—0,2 *мм*; форма их не особенно правильна; преобладают вытянутые формы. Микропертит очень тонкого строения; линзозидные жилочки альбита обильно прорезывают калиевый полевой шпат в различном количестве. Толщина этих врастков всего около 1—2 *μ*. Увеличиваясь в числе, они местами сливаются, и срастание переходит в антипертит подобного же жилковатого строения с жилками уже калиевого полевого шпата в альбите. В шлифе можно было определить только двупреломление того и другого компонента. В альбите $Ng - Np = 0{,}009$; в калиевом полевом шпате — 0,006. Кроме того, в альбите найдено $2V = +80$ до $+84°$.

Ориентировка кварца в двух разных, попавших в шлиф, срастках различна. В одном случае ось кварца лежит приблизительно в плоскости *NgNp* калиевого полевого шпата под углом 45° к *Ng* или *Np*, во втором она близка к плоскости *NmNp* и тоже приблизительно делит пополам прямой угол между *Nm* и *Np*.

110-b. Ихтиоглипты кварца двух размеров. Крупные распадаются под микроскопом на группы отдельных неделимых кварца; мелкие, толщиной 0,1—0,2 *мм*, образуют микропегматитовые срастки с шахматным альбитом, видимо заместившим калиевый полевой шпат.

В природе альбита можно убедиться по трещинам спайности *PNg* (001), именно, в двух разных зернах получено непосредственно:

1) $PNg = 81°$; $PNm = 22°$; $PNp = 70°$ . . . . . № 7
2) $PNg = 81°$; $PNm = 18°$; $PNp = 73°$ . . . . . № 10.

Но при этом в первом зерне угол оптических осей $2V = +75°$, а во втором — $2V = 76°$. Этот оптически отрицательный альбит ничем остальным не отличается от оптически положительного.

Альбит слегка запылен тончайшей пелитовой мутью. Шахматное строение неравномерно, а участками очень тонкое.

Ихтиоглипты кварца микропегматитовых участков иногда очень правильны.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНИТОВ БЕРДЯУШСКОГО МАССИВА

Были анализированы только некоторые типичные или более интересные представители этой группы. Анализы приводятся в таблице на стр. 103.

569. Типичный представитель наиболее распространенных аплитовидных гранитов розоватого цвета. Кварц в идиоморфных зернах, иногда микропегматитовые срастки с микроклином. Биотит в неправильных ксеноморфных табличках. Попадается флюорит, большей частью около биотита.

194. Макроскопически беловатый мелкозернистый гранит с более крупными порфировидными выделениями сероватого кварца и полевого шпата. Цветной минерал — слюда. Под микроскопом крупные порфировидно-выделяющиеся кристаллы полевого шпата представлены микроклином. Они участками пегматитообразно прорастают с кварцем и содержат включения слюды. Основная масса породы аплитовидной структуры из кварца, альбита, микроклина и сравнительно слабо плеохроичной красноватой слюды с резкими плеохроичными двориками. Характерна очень неправильная лапчатая форма слюды, местами муско-

витизированной. Довольно распространены пегматитообразные прорастания кварца и микроклина.

	569		194		792-Г		77-Г		IV-7	
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO_2	72,30	1295	76,63	1272	77,80	1296	69,06	1151	75,81	1123
TiO_2	0,24	003	0,03		0,03		0,33	004	следы	
Al_2O_3	14,25	139	12,35	122	12,58	123	15,03	147	13,45	131
Fe_2O_3	1,28	008	0,55	003	0,42	002	0,63	003	0,48	007
FeO	1,44	020	0,66	009	0,24	003	0,78	010	0,28	003
MnO	0,03		0,02		0,01		0,03		следы	
MgO	0,33	008	0,08	002	0,19	004	0,77	019	0,24	006
CaO	0,83	014	0,57	010	0,67	012	1,82	032	0,63	011
Na_2O	4,15	082	3,45	055	2,66	042	3,55	057	2,35	037
K_2O	5,12	044	5,54	059	5,14	054	7,61	081	6,10	064
Пот. прок.	0,28		0,35		0,25		0,43		0,49	
H_2O	0,02		0,11		0,09		0,17		0,15	
									F—0,29	
Сумма	100,27		100,34		100,08		100,21		100,15	

792-Г. Порфировидный аплитовый гранит. Беловатая порода, где в мелкозернистой основной массе выделяются крупные до 5 *мм* округлые зерна кварца и еще более крупные до 1 *см* выделения полевого шпата. Цветной минерал — зеленовато-черные короткие призмочки, распределены в породе неравномерно. Под микроскопом полевой шпат — изящный микропертит с резкими жилками альбита. Кое-где в полевом шпате видна микроклиновая решетка, и структура имеет вид гранулитовой.

77-Г. Эгириновый гранит. Полевой шпат — микропертит в изометрических зернах, иногда в довольно хороших кристаллах. Кварц — частью в крупных ксеноморфных зернах, частью в более мелких, в виде идиоморфных включений в полевом шпате. Призматические зерна эгирин-авгита изредка переходят в голубоватую роговую обманку. С эгирином срастаются кристаллы сфена. В ничтожном количестве зернышки рудного минерала и призмочки апатита. Кое-где в калиевом компоненте видна микроклиновая решетка. Под микроскопом — светлосерая лейкократовая порода, неравномерно зернистая.

IV-7. Последний анализ относится к гранитам Корсакаловки. Аплит или аплитовидный гранит. Беловатая порода, слегка порфировидная, вследствие округлых зерен кварца и полевого шпата. П. м. порода состоит из жилковатого микропертита и большого количества кварца. В полевом шпате микроклиновая решетка. Структура гранулито-аплитовая. Характерная примесь флюорита. Порода походит и по внешнему виду и под микроскопом к № 772.

К той же группе пород Бердяушского массива относится аплитовидный мелкозернистый гранит, анализированный Гинзбергом: SiO_2 — 75,46; Al_2O_3 — 12,05; $Fe_2O_3 + FeO$ — 2,10; MgO — 0,25; CaO — 1,16; Na_2O — 2,99 и K_2O — 5,53; прок. 0,97. Сумма 100,51.

Оставляем более подробное рассмотрение и сравнение этих анализов с анализами других сходных пород; отметим лишь лейкократовый характер этих пород, особенно по сравнению с нашими рапакиви.

КВАРЦЕВЫЕ ПОРФИРЫ ГОРЫ КОРСАКАЛОВКИ

Общая характеристика

(Табл. X, фиг. 1 и 2, и рис. 15)

Кварцевые порфиры пользуются довольно значительным распространением на северо-восточном и особенно широко на юго-восточном склонах Корсакаловки. Они тесно примыкают к развитым здесь также аплитовидным гранитам, описанным выше. Соотношения между этими типами, а также отношение кварцевых порфиров горы Корсакаловки к другим породам остаются неясными, но всего вероятнее, что кварцевые порфиры представляют породы жильные.

Петрографически можно наметить ряд переходов между ними и неравномернозернистыми аплитовидными гранитами. Кроме того, и в обнажениях кварцевые порфиры и аплиты часто появляются рядом. Невооруженным глазом среди кварцевых порфиров Корсакаловки можно различить три разновидности.

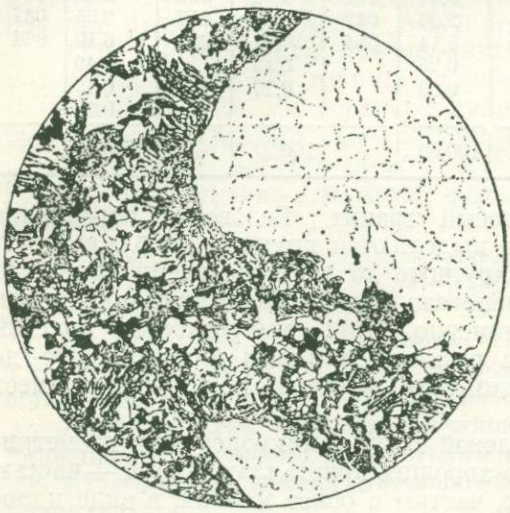


Рис. 15. Кварцевый гранит-порфир Корсакаловки. Выделение кварца в основной массе из калиевого полевого шпата (помутнел) и кварца, частью в микропегматитовых сростаниях; немного биотита. × 20.

Первая из них характеризуется тонкозернистой основной массой и представляет переход к аплитовидным гранитам, у двух других типов основная масса совершенно плотная. В одних случаях она светло-желтоватая, беловатая, а в других — сероватая. В виде порфировых выделений всегда присутствует кварц в округлых зернах, в значительно меньшем количестве к кварцу присоединяется и полевой шпат, иногда отсутствующий. В породах светложелтой основной массы — полевой шпат светлый.

Микроскопически все эти породы очень похожи одна на другую, несколько отличаясь структурой основной массы. В качестве фенокристаллов, главным образом, мы наблюдаем кварц. Его бипирамидальные выделения оплавлены в различной степени. Изредка около них попадаются тонкие пегматитовые оторочки. Более редкие, обычно более крупные, выделения полевого шпата представлены желтоватым, пятнистым микропертитом. В образце, богатом порфировидными выделениями, западного склона горы Корсакаловки, многие порфировидно-выделяющиеся кристаллы полевого шпата микропегматитово проросли кварцем, представляя сростки прекрасных пегматитов.

Основная масса часто микрогранулитовой, иногда микрогранитовой структуры. Во многих образцах распространены взаимные прорастания кварца и полевого шпата, скорей пойкилопегматитового типа, чем настоящего пегматитового (табл. X, фиг. 1 и 2). Прорастания обыкновенно тонкие. Цветной минерал, который присутствует в основной массе пуч-

ками, представляет буро-зеленую слюду, всегда более или менее разложенную. Лишь в двух образцах попалась выделяющаяся своей свежестью плеохроирующая от зеленого до светложелтоватого слюда в лапчатых табличках.

Из акцессорных присутствует очень немного магнетита; иногда рудный минерал встречается в виде мелких скоплений между зерен кварца и полевого шпата и как бы склеивающий эти зерна; редким является циркон. Обращает внимание развитие обильного флюорита. Из вторичных изменений можно отметить развитие чешуек бесцветной слюды. Полевой шпат в некоторых случаях серицитизирован.

Минералогический состав

Как видно из только что сделанной общей характеристики, минералогический состав пород рассматриваемой группы очень прост. Кварц и полевой шпат являются главными составными частями, и о них следует сказать несколько слов.

Полевой шпат. Как в фенокристаллах полевого шпата, обыкновенно сравнительно редких, так и в зернах основной массы в рассматриваемых породах не наблюдалось двойниковой микроклиновой решетки. Фенокристаллы представлены в небольшой части альбитом с углами погасания в симметричной зоне до 15—16°, а главным образом микропертитом неправильного жилковатого строения, переходящим в пятнистый антипертит. Был произведен целый ряд измерений угла оптических осей калиевого компонента микропертита, и все они согласно давали величину $2V = -82$ до $-88°$; только в одном случае в зерне без пертитовых вростков и сильно серицитизированных снаружи сравнительно мало точное измерение дало $2V = -70°$. Угол между Nm и перпендикуляром к (001) в зернах с указанным большим значением $2V$ однако невелик и равен от 6 до 8°, редко до 10°, т. е. меньше нормального для микроклина. В немногих зернах удалось наблюдать, что, при совмещении с осью I столика двойниковой оси альбитовых двойников пертитовых вростков натрового полевого шпата, калиевый компонент не обнаруживает прямого, сохраняющегося при наклонах около I, погасания, которого можно было бы ожидать от ортоклаза, а углы погасания доходят до 12—15°. Таким образом, этот полевой шпат ближе к микроклину по своим оптическим свойствам, хотя он и не обнаруживает решетчатого строения.

Фенокристаллы микропертита обладают изометрической формой и идиоморфными очертаниями, но хороших граней не имеют, или сливаясь с полевошпатовыми зернами основной массы, или соприкасаясь с более идиоморфными зернами кварца. Изредка попадаются карлсбадские и еще реже бавенские двойники калиевого полевого шпата. Альбит — как обычно — в сложных альбитово-карлсбадских двойниках.

Зерна калиевого полевого шпата основной массы труднее поддаются исследованию, чем фенокристаллы, но и в них иногда удавалось установить большую величину угла оптических осей.

В одном из образцов порфира, отличающегося тем, что он сравнительно очень богат полевошпатовыми выделениями, последние представлены микропертитом несколько иного типа, имеющим вид тех микропертитов, которые свойственны нашим эгирин-авгитовым гранитам. Пертитовые вростки здесь более многочисленны и более правильной формы выклинивающихся жилок. В этом же образце в виде пор-

фировых вкрапленников встречены микропегматитовые сростки кварца и полевого шпата. Несколько таких графических прорастаний образуют группу радиально расположенных сросшихся зерен полевого шпата с очень тонкими и правильными графическими прорастаниями кварца.

Полевой шпат фенокристаллов, как альбит, так и калиевый полевой шпат, обычно слегка усеян тонкими пластинками вторичной бесцветной слюды.

Кварц, находящийся в виде фенокристаллов в гораздо большем количестве, чем полевой шпат, обладает в огромном большинстве выделений кварцевых порфиров «бипирамидальной» формой, оплавленностью и то угловатыми (табл. X, фиг. 1), то округлыми очертаниями (табл. X, фиг. 2). Иногда фенокристаллы кварца срастаются группами по 2—3, редко больше.

Грани кварца, хотя иногда и оплавленные, обыкновенно резки и отчетливы. Только в одном случае наблюдалось в породе с гранулитовой структурой основной массы разрастание кварца фенокристаллов, так что при общем их идиоморфизме вместо ровных граней получилась иззубренная прилегающими зернышками полевого шпата поверхность. В типах с микропегматитовой структурой фенокристаллы кварца служат иногда центрами, от которых начинается кристаллизация обрастающих их микропегматитовых сростков, но только очень редко в этих обрастающих выделения сростках кварц ориентирован одинаково с обрастаемым зерном.

В основной массе кварц или в виде мелких идиоморфных зернышек, или в сростках с полевым шпатом. В зависимости от этого, мы различаем два типа микроструктуры наших пород (см. ниже).

Остальные минералы, встречающиеся лишь в ничтожном количестве, заслуживают только краткого упоминания.

Биотит всегда более или менее хлоритизирован и принимает зеленую окраску, причем двупреломление понижается до $Ng - Np =$ = около 0,020. Мелкие пластинки неправильны, обычно лапчатой формы, в некоторых образцах заметно увеличиваются в количестве, но иногда и совсем отсутствуют.

В одном из образцов кварцевого порфира Корсакаловки цветной минерал породы представлен красно-бурой слюдой, резко отличающейся от упомянутой; в ней нередки обильные плеохроичные дворики около включений циркона. Абсорбция минерала не очень сильная, плеохроизм от светложелтого до красно-бурого; двупреломление более высокое. Такая красно-бурая слюда находится иногда в отдельных пластинках, но чаще в сростках и небольших скоплениях, напоминающих псевдоморфозы по какому-то другому призматическому минералу, может быть роговой обманке.

Вообще же нередко, как уже было сказано, пластинки слюды образуют пучки. Кроме биотита присутствует и бесцветная слюда. Она рассеяна как в фенокристаллах полевого шпата, так и в основной массе, и ее развитие напоминает слабую степень березитизации.

Магнетит является совершенно ничтожной примесью; еще реже попадается циркон.

Флюорит, часто обильный, в мелких ксеноморфных зернышках, зажатых между зернами полевого шпата и кварца, образующими основную массу породы. В некоторых типах он представлен обильнее, чем в какой-либо другой из изверженных пород Бердяушского ком-

плекса. В порфире с красной слюдой крупные кристаллы флюорита, идиоморфные и достигающие размеров фенокристаллов кварца, т. е. около 0,5 *мм*.

Структура

По структуре наши породы в большинстве случаев надо отнести к мелкопорфировым типам, с полнокристаллической основной массой.

Размеры фенокристаллов полевого шпата обычно около 1—2 *мм*, а кварца — большею частью несколько меньше 1 *мм*, но иногда также доходят до 2 *мм*. Зерно основной массы от 0,05 до 0,03 *мм*.

Как уже было отмечено, по строению основной массы можно различить два типа среди наших порфиров. В одном основная масса микрогранулитовая или микроксеноморфнозернистая, из более или менее неправильных зернышек кварца и полевого шпата, размером от 0,05 до 0,1 *мм*. Она не представляет каких-либо особенностей. Другой тип микроструктуры основной массы характеризуется развитием взаимных прорастаний полевого шпата и кварца. Иногда это довольно хорошие тонкие графические прорастания, в которых толщина отдельных ихтиоглиптов кварца доходит до 0,01 *мм*; вростки кварца, однако, редко правильны и чаще радиально расходятся, имея довольно грубые и неправильные формы (см. рис. 15). Часто совсем нельзя подметить тех кристаллографических очертаний, которые свойственны хорошим письменным прорастаниям, и такого рода микроструктуру может быть удобно было бы назвать термином Попова — микропойкилопегматитовой. Размеры графических пегматитовых и пойкилопегматитовых сростков основной массы обычно колеблются в пределах 0,1—0,3 *мм*.

Между обоими типами микроструктуры существуют постепенные переходы.

Несколько особый тип представляет уже упомянутый образец, богатый порфировыми выделениями микропертита. В нем гранулитовая основная масса, присутствующая в относительно небольшом количестве, обладает микрогранулитовой структурой с более мелкими размерами зернышек, образующих ее минералов.

Некоторым своеобразием микроструктуры основной массы отличается кварцевый порфир с буро-красным биотитом, упомянутый выше. В основной массе, кроме кварца и калиевого полевого шпата, присутствуют в порядочном количестве идиоморфные призматические кристаллики кислого плагиоклаза (альбита?). Вследствие этого, микроструктура утрачивает вид микрогранулитовой, скорее приближаясь к микрогранитовой. Еще большее своеобразие вносит обильное развитие пластинок бесцветной слюды.

Переходы в зернистые типы петрографически прослеживаются очень хорошо. Мы уже видели, что склонность к порфировидному строению свойственна гранитам Корсакаловки. Однако, проследить геологически на месте эти переходы довольно трудно, вследствие плохих обнажений.

КВАРЦЕВЫЙ ПОРФИР ЖИЛЫ К СЕВЕРО-ВОСТОКУ ОТ МАССИВА

(Табл. II, фиг. 6)

Условия залегания этой породы уже были указаны выше (стр. 34). Она образует жилу около 1 *м* мощности, пересекающую доломиты. В типичном виде порода кажется довольно сильно разложенной, со-

стоящей из беловатой основной массы с неровным фарфоровидным изломом с довольно сильным глинистым запахом, в которой выделяются темные серые фенокристаллы полевого шпата и более светлые фенокристаллы кварца. Вид полированной поверхности куска представлен на табл. II, фиг. 6.

В более свежих образцах основная масса несколько темнее, но все же гораздо светлее, чем серые выделения полевого шпата.

В контактах с доломитом порода представляет беловатую фельзитовидную массу с редкими белыми выделениями кварца и еще более редкими выделениями полевого шпата.

Фенокристаллы

Полевой шпат в фенокристаллах достигает размера 15 *мм*, реже до 20 *мм* и больше. Форма кристаллов изометрическая или толстотаблитчатая; иногда они оплавленные, с округлыми углами; обычные грани — (001), (010), ($\bar{2}$01) и (110). Окраска макроскопически серая, иногда неоднородная.

Под микроскопом полевой шпат главным образом оказывается калиевым полевым шпатом, но кроме его фенокристаллов присутствуют также и фенокристаллы альбита. Их разрезы несколько более вытянуты, чем сечения калиевого полевого шпата, и представляют, как обычно, двойники по альбитовому и карлсбадскому законам, причем альбитовые двойниковые вростки тонкие и немногочисленные. Исследование карлсбадского двойника дало $BNg = 75°$; $BNm = 18°$; $BNp =$ = около 85°, что отвечает № 5. На тот же состав указывают и углы погасания в сечениях $\perp$ [100], равные около 15°.

Фенокристаллы калиевого полевого шпата более крупные и более изометрических очертаний; отличаются часто несколько неоднородным волокнистым или пятнисто-волнистым угасанием. В однородных участках было определено $2V = -60$, -64 и $-70°$; угол между $\perp$ к (001) и Nm равен около 6°. По отношению к следам граней (010), приводя в совмещение с осью I ось Ng, минерал погасает прямо. Все это согласно указывает на ортоклаз. Однако, в некоторых неоднородно гаснущих зернах заметно в отдельных пятнах некоторое уклонение от прямого угасания; затем, в одном из таких волнисто гаснущих зерен найдено $2V = -88°$. Может быть, это указывает на частичную микроклинизацию ортоклаза; однако, нигде не удается ни рассмотреть двойникового решетчатого строения, ни установить достаточно полно констант, свойственных микроклину.

Кварц в фенокристаллах имеет типичную форму «бипирамидальных» кристаллов β-кварца, более или менее оплавленных, с закругленными углами и иногда бухтообразными втеками основной массы. Размеры его зерен обыкновенно около 1 *мм*, часто мельче, а изредка крупнее, до 2 *мм*. Небольшие фенокристаллы иногда срастаются группами; попадаются также обломанные выделения.

Бесцветная слюда также в небольшом количестве встречается в виде фенокристаллов. Несомненно однако, что она замещает здесь биотит, так как ее таблицы переполнены по спайности мельчайшими зернышками рудного минерала, вероятно, магнетита. Кроме этих зернышек, в виде включений в нашем мусковите, а особенно в виде нарастающих на его пластинках снаружи мелких зернышек, наблюдается флюорит. Около некоторых, неопределенных вследствие мел-

кости, зернышек, включенных в мусковите, наблюдаются плеохроичные дворики своеобразного лимонно-желтого цвета, а некоторые более мелкие таблички слюды целиком окрашены в этот цвет. Размеры фенокристаллов слюды в исключительных случаях доходят до 2—3 *мм*, обычно гораздо меньше.

Основная масса

Микроструктуру основной массы скорее всего можно назвать грубомикрофельзитовой. Она состоит существенно из зернышек полевого шпата и кварца, размеры которых не превышают большей частью 10 *μ*, в значительной части меньше этой величины, и поэтому эти зернышки в шлифе перекрывают друг друга. Среди такой фельзитовой массы рассеяны округлые симплектические сростки тоже кварца и полевого шпата, размера от 80 до 160 *μ*. Они не имеют вида графических прорастаний; скорее мы имеем в них более крупные зернышки губчатого кварца, подобного кварцу микропойкилитов. Около некоторых кварцевых фенокристаллов можно видеть каемку подобных срастаний, а может быть и настоящих криптографических сростков кварца и полевого шпата, причем нередко кварц каймы ориентирован одинаково с фенокристаллом.

Изредка в основной массе попадаются мелкие радиально-лучистые грубо-сферолитовые сростки калиевого полевого шпата, размером до 0,2 *мм*.

По такому кварцево-полевошпатовому фельзитовому фону обычно рассеяны мельчайшие чешуйки и более крупные пластинки (до 0,1—0,2 *мм*) слюды или совершенно бесцветной или желтоватой. Мелкие чешуйки отчасти сбиваются в округлые комочки, по формам и размерам похожие на указанные сростки кварца и полевого шпата. Следует также отметить, что слюда охотно образует мелкочешуйчатые оторочки вокруг фенокристаллов кварца и полевого шпата и отчасти испещряет полевошпатовые выделения как ортоклаза, так и альбита.

Как акцессорные минералы в небольшом количестве встречены: магнетит и очень редко циркон. Флюорит, как и вообще в породах нашего массива, является характерной примесью и встречается в относительно большом количестве в мелких, обычно неправильных, зернышках, срастающихся часто группами.

МЕЛАНОКРАТОВЫЕ ЗЕРНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Как мы уже видели, среди площади распространения рапакивигранитов, реже среди выходов сиенитовых пород, встречены многочисленные выходы темных зернистых изверженных горных пород, которые по внешнему виду можно причислить к диабазам, диоритам и габбро, иногда даже более меланократовым типам пород.

В некоторых случаях обнажения этих пород вытягиваются точно выходы жил, в других, и пожалуй чаще, это — изолированные выходы, отдельные глыбы или небольшие участки, занятые россыпями глыб этих темных пород. Непосредственных контактов с вмещающими гранитами наблюдать не удалось, и взаимные отношения пород остаются недостаточно выясненными, очень часто совершенно неясна самая форма залегания меланократовых пород.

Может быть, мы здесь имеем дело не с одной формацией горных пород, но с разными образованиями, как об этом можно предполагать

на основании разнообразия петрографических особенностей таких меланократовых пород. Некоторые из них быть может являются аналогами так называемых тирилитов, известных в области распространения знаменитого выборгского рапакиви, образование которых тесно связано с образованием самих рапакиви. Другие, представляющие неизмененные диабазы, могут быть моложе рапакиви, или являясь по отношению к нему породами лампрофировой серии, или даже представляя самостоятельную интрузию. Находки диабазовых роговиков говорят и за присутствие более древних диабазов. К сожалению, обнаженность массива не позволила установить более определенных данных.

С узко петрографической точки зрения рассматриваемые темные породы можно разбить на следующие группы:

А. Одни из них обладают диабазовой структурой. Цветной минерал в них — авгит или титанистый авгит с ясно выраженной фиолетовой окраской. Этот минерал превращается в уралитовую роговую обманку и хлорит, как это обычно наблюдается в диабазах. Плагиоклаз в разных образцах сохранился в различной степени. Эту группу пород я описываю под именем диабазов. К ним примыкают такие породы, которые, сохраняя следы первоначальной офитовой структуры, превратились в целом в роговообманково-плагиоклазовые роговики и имеют вид пород контактово-измененных.

В некоторых типах диабазов попадается первичная роговая обманка красновато-бурого цвета и иногда оливин.

В. Породы плагиоклазово-роговообманковые без офитовой структуры, во многих случаях более всего похожи на диориты, но часто значительно более меланократовые, чем средний тип последних. Роговая обманка обычно буро-зеленая; иногда появляется авгит; есть типы кварц-содержащие.

С. С появлением в породе заметного, а иногда и довольно значительного, количества щелочного кали-натрового полевого шпата, породы принимают вид сиенито-диорита. При этом они обнаруживают более или менее ясные признаки гибридизма, и, таким образом, мы переходим к третьей группе явно-гибридных пород.

Объединение в одну группу столь разнообразных пород, конечно, искусственно, но у нас недостаточно оснований для того, чтобы дать естественную их классификацию. С этим, однако, мы встречаемся и в работах авторов, изучавших и финляндские рапакиви.

В недавней работе Хакмана (*38*) под общим названием «включений основных пород в рапакиви» описываются разные породы гипабиссальной до абиссальной фации серии диабаз-габбро, нориты, роговики, габброидные и диоритоподобные породы и гибридные породы. Хакман справедливо отмечает, так же, как и другие финляндские исследователи, что эти основные породы очевидно генетически связаны с рапакиви и по отношению к последнему их можно назвать аутолитами. Естественная история этих пород еще далеко не выяснена, и это заставляет нас в систематическом описании исходить из их чисто петрографических признаков.

ДИАБАЗЫ БЕРДЯУШСКОГО МАССИВА

Я ограничиваюсь здесь описанием пород этой группы, встреченных среди самого массива. Доломиты, окружающие Бердяушский массив, в изобилии пересечены дайками диабазов и инъецированы интрузив-

ными залежами этих пород. Если бы включить и эти породы в рассматриваемую группу, она бы приобрела еще большее разнообразие, и описание этого разнообразия загромоздило бы картину петрографического состава самого массива.

Диабазовая формация Саткинского района составляет часть формации диабазов западного склона Урала, и рассматривать ее лучше вместе с другими породами этой же группы, что, конечно, выходит за пределы настоящей работы.

Но и в том объеме, какой подлежит сейчас нашему рассмотрению, породы диабазовой группы довольно разнообразны. Поэтому, прежде чем перейти к более детальному описанию минералогического состава, структуры и других особенностей отдельных типов, полезно дать общую характеристику диабазов Бердяушского массива, отметив в ней те отличия разных типов, которые бросаются в глаза уже при первом знакомстве с микроскопическими особенностями этих пород.

Общая характеристика диабазов Бердяушского массива

Среди диабазов нашего массива можно выделить ряд типов прежде всего по структуре, которая является признаком, в данном случае наиболее резко бросающимся в глаза. Но, помимо этого, и минералогический состав их обнаруживает некоторые вариации: одни из них первичного характера, другие обязаны своим возникновением вторичным процессам. Главнейшими из первичных признаков различия являются присутствие или отсутствие оливина и переход диабазов в пикритовую фацию.

Мы начнем свое описание с безоливиновых типов диабазов и расположим их в порядке изменения структуры от более крупнозернистых к более мелкозернистым типам.

1. Прежде всего надо выделить своеобразные очень грубозернистые диабазовые породы, сильно измененные, с соссюритизированным полевым шпатом и обычно уралитизированным пироксеном (табл. XI, фиг. 1, и рис. 16).

Наиболее типичным представителем такой подгруппы является порода, встреченная на склоне на правой стороне речки Пятой, несколько ниже по течению, чем выходы нефелинового сиенита в русле этой речки.

Эта порода выступает в виде глыб, располагающихся полосой широтного направления. Ниже и выше по склону видны отдельные выходы и глыбы сиенитов. Диабаз этот состоит из разложенного плагиоклаза в таблицах около 2 *мм* толщиной и 2—3 *см* длиной, между которыми зажаты в виде ксеноморфных участков уралитовые псевдоморфозы по пироксену (табл. XI, фиг. 1). Обращает внимание развитое субпараллельное расположение плагиоклазовых таблиц, создающее вид своеобразной грубой трахитоидной текстуры (см. рис. 16).

Такая же порода встречена и по противоположной стороне Пятой речки. В других местах структура менее грубая, и существуют переходы к следующему типу.

В южной части массива, среди площади распространения рапакиви, наблюдались выходы грубозернистых диабазов, которые несомненно близки к упомянутому типу, хотя зерна минералов и не достигают таких размеров, обыкновенно они меньше 1 *см* в длину.

Плагиоклаз во всех почти имеющихся образцах соссюритизирован, пироксен то сохранился, то разложен, превращаясь во вторичные минералы (уралит, хлорит).

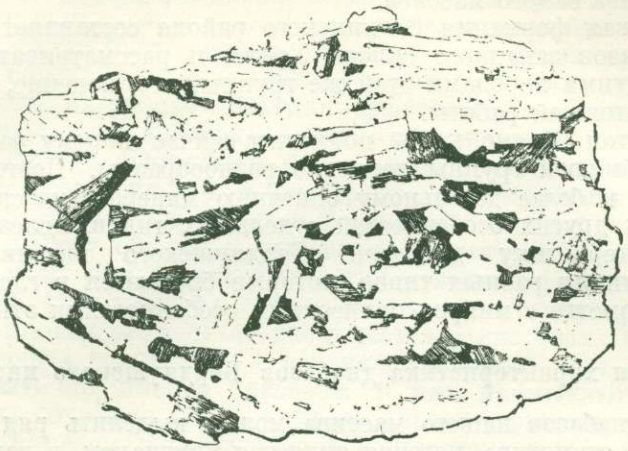


Рис. 16. Грубозернистый пегматоидный диабаз. Прозрачный шлиф в проходящем свете в натуральную величину.

Характерным является также присутствие крупных ксеноморфных зерен титано-магнетита, превращающегося в типичные лейкоксеновые псевдоморфозы.

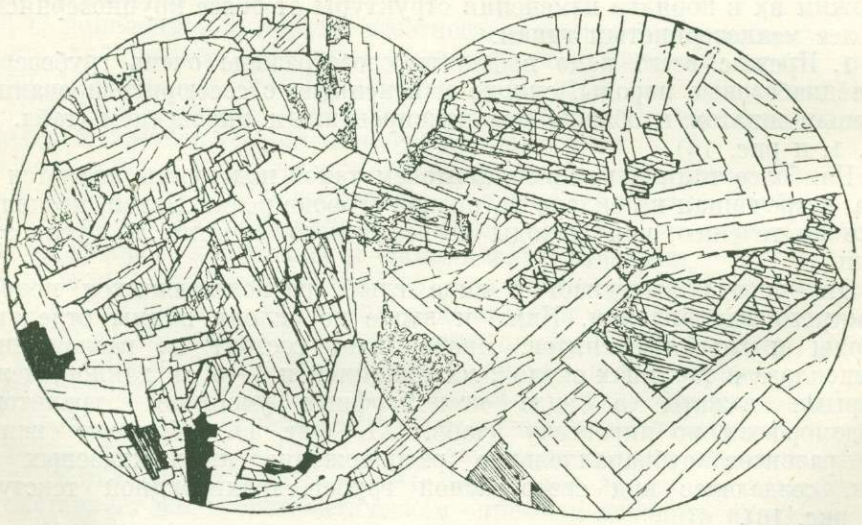


Рис. 17. Среднезернистые диабазы разной величины зерна. Показана частичная хлоритизация пироксена. × 10.

2. Зернистые диабазы более обычного вида. Средняя величина зерен плагиоклаза колеблется от 0,5 до 2 *мм*; зерна авгита несколько покрупнее. Структура типичная диабазовая офитовая (рис. 17), переходящая часто в пойкило-офитовую, иногда пятнисто-офитовая.

В этих породах обычно плагиоклаз разложен сильнее, чем пироксен, последний обнаруживает заметную фиолетовую окраску, но не всегда. Магнетита, большею частью превращенного в лейкоксен, в породе мало.

3. Несколько более мелкозернистый тип, чем предыдущий. Средняя величина зерна меньше 1 *мм*. Лейсты плагиоклаза более вытянуты. Структура офитовая, нередко переходящая в интергранулярную. Характерно довольно большое количество магнетита в отдельных зернах, часто в хорошо образованных кристаллах. Фиолетовая окраска пироксена более заметна, чем в предыдущем типе.

Как разновидность пород этой группы можно указать ряд образцов, которые, состоя из плагиоклаза и авгита с густой фиолетовой окраской и содержа большое количество магнетита, обладают типичной пойкило-офитовой структурой: мелкие, около 0,3 *мм*, лейсточки плагиоклаза включены в таблицах пироксена, достигающих 1 *мм*. Иногда появляются порфировидные вкрапленники плагиоклаза до 2 *мм*. Своей структурой эта разновидность резко отличается от других представителей этой группы, которая повидимому связана переходами с вышеуказанным типом (рис. 18).

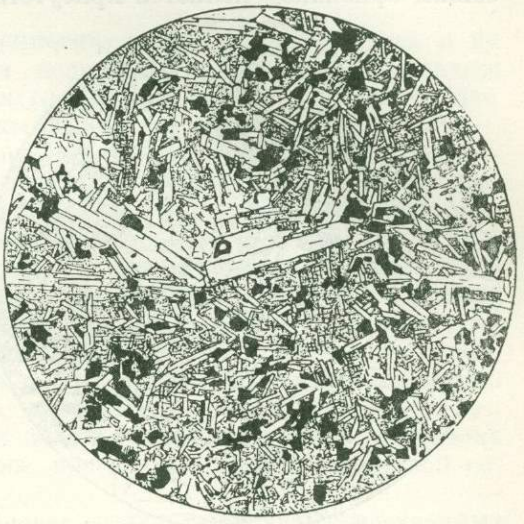


Рис. 18. Мелкозернистый, частью порфировидный диабаз с фиолетовым титанистым авгитом. × 32.

4. Мелкозернистые диабазы со структурой, большею частью средней между типичными офитовой и интергранулярной, иногда с идиоморфным авгитом. Последний не обнаруживает фиолетового оттенка. Плагиоклаз почти полностью разложен. Отсутствие типичной диабазовой структуры делает эти породы похожими на некоторые авгитовые диориты.

5. Тонкозернистые диабазы, макроскопически плотные, почти афанитовые породы, с едва различимой зернистостью. П. м. видно, что эти породы настолько сильно изменены, что их офитовая структура стала неясной.

В некоторых образцах сохранился авгит, и в общем диабазовая природа этих пород достаточно ясна, лишь в наиболее сильно измененных мы имеем таких представителей, которые близки к следующей и последней группе безоливиновых диабазовых пород — группе уралитовых диабазов и эпидиабазов.

6. Уралитовые диабазы можно выделить из всех остальных пород диабазовой группы на основании вторичных изменений в породе. Пироксен в них совершенно отсутствует, будучи замещен волокнистой уралитовой роговой обманкой; плагиоклаз иногда альбитизирован или, чаще, превращен в тонкие соссюритоподобные агрегаты.

По структуре эти диабазы относятся к мелкозернистым типам.

Развитие уралита делает первичную диабазовую структуру мало явственной, иногда ведет к совершенной ее потере, вследствие того, что первичные пироксеновые зерна теряют свои очертания и отдельные волокна замещающей его роговой обманки проникают в зерна полевого шпата. В одном из образцов порфировидного диабаза структура основной массы совершенно утратила свой первоначальный облик (табл. XII, фиг. 4).

7. Оливиновые диабазы. Эти среднезернистые породы несколько различаются между собою величиной зерна, относительным количеством цветного минерала и плагиоклаза и различной свежестью плагиоклаза.

Они обладают типичными для диабазов структурами. Характерным общим признаком является присутствие оливина в субгедральных зернах более или менее крупных (рис. 19). Авгит обнаруживает фиолетовый оттенок окраски, но слабый; иногда появляются биотит и бурая роговая обманка.



Рис. 19. Оливиновый диабаз. Неравномерное распределение минералов. Оливин показан точками. × 18.

8. Пикритовая фация диабазов. В числе меланократовых пород среди Бердяушского массива встречены типы, почти или совсем лишенные полевого шпата, которые надо отнести уже к пикритам. Залегают они в совершенно таких же условиях, как все перечисленные типы пород диабазовых.

Кроме авгита, имеющего в наших пикритах слабый фиолетовый оттенок окраски, присутствует в небольшом количестве бурая роговая обманка, которую иногда обрастает и замещает сине-зеленая разновидность амфибола. Между зернами авгита заключены агрегаты тонко- или грубоволокнистые, образованные бесцветной или почти бесцветной тремолитовой роговой обманкой, которая без сомнения замещает какой-то другой минерал. Округлые формы и общие очертания бывших кристаллических зерен этого замещенного тремолитом минерала, а также отношение его к пироксену указывают на то, что вероятно это был оливин и потому породу надо считать пикритом. В одном только шлифе встречен тонковолокнистый серпентин в формах обычных серпентиновых псевдоморфоз по оливину (табл. XII, фиг. 3).

Отметим также богатство породы магнетитом.

9. Перечень пород диабазовой группы вместе со связанными с ними пикритами был бы неполным, если бы мы не упомянули о метаморфизованных диабазах и диабазовых роговиках, встреченных в тех же самых условиях среди гранитов массива. Эти породы, однако, настолько отличны от остальных диабазовых пород, что удобнее их описать совершенно особо.

Минералогический состав

Для того, чтобы удобнее было сравнивать между собою разные виды диабазовых пород Бердяушского массива в отношении их минералогического состава, мы коснемся особенностей образующих их минералов для всей группы в целом.

Следующие минералы входят в состав пород этой группы: плагиоклаз и продукты его разложения, авгит, амфибол, представленный несколькими разновидностями и лишь частью первичный, оливин, магнетит и титано-магнетит, апатит, иногда красно-бурая слюда, изредка в ничтожном количестве кварц и может быть ортоклаз; вторичные минералы: уралит, минералы группы эпидот-цоизита, пренит, лейкоксен, хлорит, серпентин, встречены в одном случае цеолиты, иногда кальцит и др.

Плагиоклаз. Только в немногих, сравнительно, случаях и не во всех типах пород сохранился первичный плагиоклаз. Большею частью этот минерал, являющийся главной составной частью породы, превращен во вторичные минералы.

Первичный плагиоклаз сравнительно хорошо сохранился в оливиновых диабазах (обр. 17). Он является основным плагиоклазом, главным образом битовнитом. Хотя подробное исследование двойников его, вследствие их мелких размеров, затруднительно (двойниковые пластинки нередко тоньше 0,1 *мм*), однако целый ряд измерений угла между полюсом (010) и *Ng* в альбитовых двойниках и угла погасания в сечениях, перпендикулярных [100], позволил определить состав плагиоклаза в большинстве случаев как битовнит № 80; только в сравнительно лейкократовом типе из жилы (?) по Пятой речке плагиоклаз имеет состав основного лабрадора или лабрадор-битовнита № 65—70°. В некоторых случаях плагиоклаз зональный, именно: на кристаллах битовнита появляется узкая кайма, постепенно изменяющая свой состав до лабрадора.

В следующей табличке сведены результаты непосредственных наблюдений.

№ обр.	51	59	145	17
Ng (100)	35—40	41		37, 40
⊥ [100]	35	40	45 и 40	40
max. ⊥ (010)		46—47		
№ плаг.	40	80	90—100 и 80	80, 75, 78

Двойники, которые удалось установить, образованы по законам альбитовому, карлсбадскому, частью в комбинации с альбитовым, и периклиновому.

Размеры двойниковых кристаллов 0,3—1,0 *мм* в длину и от 0,5—1 до 1,5 *мм* в толщину. Они имеют таблитчатую, реже брусковидную форму и в общем идиоморфны, как это типично для диабазов.

В свежих кристаллах, кроме спайных трещин по (001), в местах соприкосновения с оливином наблюдаются радиально расходящиеся от оливинового зерна трещины, как это мы обыкновенно встречаем в плагиоклазе троктолитов и некоторых оливиновых габбро.

Разложение захватывает плагиоклаз наших оливиновых диабазов в неодинаковой степени, обыкновенно оно имеет вид пелитизации, но в некоторых случаях плагиоклаз испещряется, а в отдельных участках и совершенно замещается, тонкочешуйчатыми агрегатами со сравнительно высоким двупреломлением чешуек и волокон, его образующих; цвета поляризации до оранжевых и удлинение оптически положительно. В меньшем количестве к этим чешуйкам (серицит?) присоединяется рельефная непрозрачная муть.

В диабазах безоливиновых с грубозернистой структурой (тип I) кристаллы плагиоклаза толстотаблитчатой формы достигают 2 и даже 3 *см* в длину и 3 *мм* в толщину. Они в очень сильной степени разложены. Среди тонкозернистых агрегатов вторичных минералов, замещающих плагиоклаз, выделяются участки, выступающие обыкновенно как основной фон, в котором заключены вторичные минералы, и представляющие свежий на вид плагиоклаз. При ближайшем рассмотрении он оказывается альбитом с показателем преломления Ng таким же, а Np более низким, чем у канадского бальзама, и с такими координатами двойниковой оси альбитового закона: $BNg = 14°$; $BNm = 77°$; $BNp = 87°$. Угол $2V = +74°$.

Однако, в одном из обнажений грубозернистого диабаза в южной части массива сохранился и первичный лабрадор. Для альбитового двойника его найдены координаты двойниковой оси: $BNg = 30°$; $BNm = 64°$; $BNp = 76°$, причем угол погасания в сечении $\perp [100] = 30°$ и $2V = +70°$.

Величина угла оптических осей, хотя определяется не очень точно, все же, несомненно, является относительно низкой для этого номера плагиоклаза.

Вторичными минералами, замещающими плагиоклаз крупнозернистых диабазов данного типа, являются, главным образом, цоизит в мелких высоко преломляющих зернышках с низкими и при том синими дисперсионными цветами поляризации, иногда кажущийся почти изотропным, и чешуйчатый слюдообразный ярко поляризующий минерал. В некоторых случаях, около зерен превращенного в лейкоксен титаномагнетита, этот чешуйчатый, замещающий полевой шпат, минерал принимает довольно интенсивную желтую окраску. Распределяются вторичные минералы в теле замещаемого ими полевого шпата неравномерно, иногда полосчато вдоль спайности плагиоклаза. В разных образцах они развиты не в одинаковом соотношении и в неодинаковых по размеру зернах. Иногда цоизит образует довольно крупные кристаллические зерна.

В диабазах среднезернистых типа 2 плагиоклаз во всех почти образцах целиком разложен: или пелитизирован или подвергся перерождению в соссюритовые агрегаты из тонких ярко поляризующих чешуек серицитового минерала, мелких зернышек, вероятно, цоизита, к которым присоединяются, повидимому, и другие минералы, неопределимые, вследствие мелкости их зернышек; отдельные мелкие зерна альбита, беспорядочно ориентированные, составляют редкую примесь. Только в одном из образцов наблюдалась альбитизация плагиоклаза с сохранением размеров и кристаллографической ориентировкой замещаемого альбитом плагиоклаза, центральная часть которого или неправильные участки пелитизированы и соссюритизированы.

Альбит легко узнать по малому преломлению (Ng как у канадского бальзама, Np — ниже) и характерной ориентировке: в альбито-

вых двойниках $NgNg' = 30°$ и Np и Np' почти совпадают. Двойниковое строение в новообразующемся альбите или правильно полисинтетическое или типа шахматного альбита, иногда с выклинивающимися двойниковыми полосками. Этот образец диабаза замечателен наличием амфиболизации авгита, превращающегося в зеленую, повидимому, щелочную роговую обманку (см. ниже).

В мелкозернистых диабазах (тип 3) в большинстве случаев плагиоклаз тоже разложен и замещается тонкочешуйчатым мутным агрегатом, как и в предыдущем типе. В некоторых случаях зернышки вторичных минералов различимы настолько, что можно предполагать среди них цоизит, серицит; обычно они слишком тонки для этого.

Вместе с таким разложением в некоторых образцах наблюдается альбитизация плагиоклаза. Нередко центральная часть кристаллов разложена и помутнела, а периферическая альбитизирована. Исследование альбита затрудняется мелкостью зерен, но все же в одном образце можно было установить, что в альбитовых двойниках угол $NgNg' = 25$ и $26°$, что отвечает № 5, в другом удалось подробно исследовать двойник по закону Ала-В, давший состав № 13, при угле оптических осей $2V = +88°$.

В других представителях этого типа был встречен и первичный натровоизвестковый плагиоклаз. Породы, в которых он установлен, несколько отличаются одна от другой. Одна из них представляет мезократовый тип диабаза, в котором количество плагиоклаза не менее 50%. Плагиоклаз здесь, судя по углам погасания в сечениях, перпендикулярных [100], имеет состав лабрадора № 60, нередко зональный, и тогда в краевой зоне состав доходит до состава олигоклаза № 27.

Другие два типа — меланократовые диабазы, с относительно сильно окрашенным фиолетовым авгитом. В одном структура порфировидная. В сильно разложенном плагиоклазе сохранились свежие участки, обнаруживающие угол между полюсом (010) и $Ng = 38°$ и $Ng - Np = 0{,}008$, что отвечает № 75. Основная масса с пойкилоофитовой структурой, в ней лейсты плагиоклаза имеют состав лабрадора № 50—55 (по углу погасания в сечении $\perp$ [100] = около 30°.

Другой образец диабаза с своеобразной структурой, приближающейся к интергранулярной, но с крупными зернами фиолетового авгита, окружаемыми лейсточками плагиоклаза, тип тоже меланократовый. В нем состав плагиоклаза определяется как битовнит № 80 до № 85, причем в зональных кристаллах узкая краевая зона доходит до состава андезина № 38.

В следующей группе мелкозернистых диабазов (4) плагиоклаз разложен по тому же типу, частью альбитизирован. В таком альбитизированном плагиоклазе найдено в альбитовом двойнике $BNg = 14°$; Np обеих неделимых совпадающих $2V = +82°$. Все это отвечает № 7.

Ту же самую картину разложения мы видим в следующей группе (5) наших пород.

В уралитизированных диабазах (группа 6), которые мы условно объединили в одну группу, может быть недостаточно однородную по существу, плагиоклаз в большинстве случаев также разложен, помутнел и замещается тонкими агрегатами ярко поляризующих чешуек. Наблюдалась и альбитизация плагиоклаза, причем образуется альбит с 7% An, обладающий углом $\perp$ (010) $Ng = 13°$.

В одном из образцов породы, которую я отнес в ту же группу на основании характера уралитизации, сохранился и первичный пла-

гиоклаз; порода эта порфировидная, как фенокристаллы, так и лейсты плагиоклаза основной массы (диабазовой структуры) обнаруживают тонкую полисинтетически двойниковую штриховку по альбитовому закону, комбинирующемуся обычно с карлсбадским, угол между $\perp$ (010) и $Ng = 20—25°$, показатели преломления Ng и Np — оба явно выше, чем у канадского бальзама; этот плагиоклаз, без сомнения, мы должны отнести к андезину № 40—45. Он в значительной части также затронут разложением.

В одном из образцов пикрита в незначительном количестве примешан плагиоклаз, слегка помутневший и повидимому альбитизированный; его исследование обнаружило, что в альбитовом двойнике $BNg = 10—12°$; других данных не удалось получить; из двух возможных предположений (№№ 10 и 32) останавливаюсь на олигоклаз-альбите.

Авгит, являющийся вторым главным минералом пород рассматриваемой группы, различается в разных породах прежде всего по окраске, по формам и степени разложенности.

В грубозернистых диабазах авгит частью сохранился лишь в незначительных остатках. В главной своей массе он превращен в агрегаты грубых волокон вторичной роговой обманки. Исследование сохранившихся остатков его дало такие результаты:

1. Угол погасания 48°, $Ng — Np = 0{,}027$ и в другом зерне того же шлифа $2V = +48°$. В двойнике по (100) угол погасания в одном неделимом 48°, в другом 45°; $2V$ в первом $= +50°$, во втором $+45°$.

2. Угол погасания 40°, $Ng — Np = 0{,}026$ и в другом зерне $2V = +50$. Во всех случаях $2V$ определялся по двум осям. По одной из них заметна (наклонная) дисперсия $> a$.

Авгит слабо окрашен в буроватый цвет (по Оствальду $1ec$ до $2gc$ при толщине шлифа 0,035 *мм*).

Плеохроизма незаметно.

Авгит следующей группы (2) среднезернистых диабазов представляет в шлифе ксеноморфные таблицы с очень слабой буроватой окраской от почти бесцветного до 2—3 *ce*, при толщине шлифа 30—35 μ и без всяких следов плеохроизма. Фиолетового оттенка окраски незаметно. Наблюдались такие свойства:

Шлиф № 5. Угол погас. около 40°; $Ng — Np = 0{,}028$.

101. Угол погас. от 40°; $Ng — Np = 0{,}028$; $2V = +45°$ и $+46°$.

89. Угол погас. от 45°; $Ng — Np = 0{,}028—0{,}029$.

VI-2. 1) $2V = +46$; спайн. из зоны [010] образует угол $PNg = 61°$.

2) $Ng — Np = 0{,}030$; спайн. $PNg = 61°$; $PNm = 66°$; $PNp = 39°$.

3) Уг. погас. около 45° (по одн. сп.); $2V = +46°$.

137. Угол погас. 44°; $Ng — Np = 0{,}026$; $2V = +46°$.

72. Угол погас. 40°; $Ng — Np = 0{,}026$; $2V = +45°$.

35. Угол погас. от 40°; $2V = +46½°$.

Из этого ряда измерений несомненно, что наш авгит отличается низкой величиной $2V$ и углом погасания, колеблющимся в пределах 40—45°, ближе к первому.

Двупреломление определяется с точностью, допускаемой точностью измерения толщины шлифа, но во всяком случае величины 0,026—0,028 близки к действительности, не отличаясь более чем на 0,001—0,002.

Сопоставляя все эти признаки и сравнивая наши данные с диаграммой Винчела, надо считать, что в составе нашего плагиоклаза клиноэнстатитовый, диопсидовый и геденбергитовый компоненты встречаются почти в равном количестве.

Авгит этот разлагается с образованием или хлорита или уралита, но разложение это захватывает его слабо.

В третьей группе (3) наших диабазов авгит имеет характерную фиолетовую окраску, иногда довольно интенсивную — 5—6 до 7 *ec* и заметный плеохроизм по *Np* буроватый 2 *ea—ec*, *Ng* и *Nm* почти одинаковой фиолетово-бурой *ge* до 7 *ec*. Окраска в некоторых случаях неравномерно-пятнистая.

Формы ксеноморфные, свойственные типичной офитовой структуре, переходящие в округло идиоморфные зерна интергранулярной структуры или в ойкокристаллы пойкилоофитовых сростков с плагиоклазом (табл. XII, фиг. 3). Обыкновенная спайность его — (110), к которой присоединяются трещины спайности (010), очень облегчающие точную установку плоскости оптических осей, с ней совпадающей. В некоторых случаях в зернах авгита в породе интергранулярной структуры наблюдается неоднородное строение типа песочных часов и очень часто зональное строение. Исследование оптических свойств дало такие результаты:

Угол погасания = 44°, может быть иногда несколько больше; $Ng - Np = 0{,}25$. — найдено в двух случаях и в одном 0,020. $2V$ меняется в ядре и на периферии. В ядре обычно $2V = +48°$, иногда немного ниже, до +47°; в краевой зоне $2V = +52°$ и даже до +53°. Было произведено до 20 измерений $2V$, и все они согласно дали в разных шлифах одни и те же результаты. Наружная зона довольно узкая, иногда отсутствует, и переход в изменении $2V$ от центра и периферии очень плавный, хотя и быстрый. Наблюдается сильная дисперсия оптической оси, ближайшей к (001); положение ее для синих и красных лучей расходится не меньше, чем на 5°. В другой оси дисперсия еле заметна. Характер дисперсии $\rho > \upsilon$. Встречены были двойниковые срастания и прорастания по плоскостям (100) и (110).

Иногда фиолетовый авгит в диабазах этой группы обрастается каемкой бурой магматической роговой обманки. Разлагаясь, переходит в хлорит и волокнистую вторичную, почти бесцветную, роговую обманку.

В следующей группе (4), в отличие от только что упомянутой, моноклинный пироксен почти бесцветен, не обладает той характерной фиолетовой окраской и с менее резко выраженным ксеноморфизмом. Другие оптические свойства как будто тоже несколько отличаются.

Угол погасания не более 43°; получались разные величины от 40 до 43°. $Ng - Np =$ около 0.030.

Угол оптических осей иногда такой же низкий, как в других представителях диабазов. $2V = +48°$, даже $+46°$, но это всегда в центральной части зональных кристаллов.

Обыкновенно $2V =$ от +52° до +56°, чаще имеет первую цифру. Дисперсия оптических осей имеет тот же характер, как и в авгите других типов наших диабазов, но заметно слабее.

В более мелкозернистых диабазах (5) и в диабазах уралитизированных, где моноклинный пироксен сохранился только в небольших остатках, не удалось произвести достаточно точных измерений, чтобы можно было заметить небольшие в общем, как видим, отличия.

В оливиновых диабазах (7) авгит буроватый, со слабым фиолетовым оттенком. Приблизительно, окраска его по Оствальду *ca* 2—3, переходящая в *gc* 2 и в *ec* 4. Оптические свойства его обнаруживают некоторые особенности, именно в зональных кристаллах $2V$ ядра бо́льшие, чем в краевой зоне. Было измерено в разных шлифах более десятка зерен, давших один и тот же результат. В ядре: $2V = +51$ до $+52°$, возрастая иногда до $+54°$ и даже $+59°$; в краевой зоне: $2V = +48°$ в одном случае даже до $+46°$, причем во всех случаях $2V$ определялся по выходам обеих осей. Наблюдается обычная дисперсия $\rho > \upsilon$, более сильная в оси, ближайшей к [001]. Угол погасания в центральной части 42°, иногда опускается до 40°; в краевой зоне обычно несколько больше 44 до 45°. Двупреломление $Ng - Np = 0{,}028$—$0{,}029$, иногда до 0,027 в центральной части и несколько ниже — около 0,025 — в краевой зоне.

Эти данные несомненно указывают на несколько другое изменение состава зон, чем в среднезернистых диабазах, о которых мы говорили выше. Судя по оптическим свойствам, ядро кристаллов авгита оливиновых диабазов нашего массива приближается к диопсиду.

Были еще исследованы авгиты в породе пикритовой фации диабазов. Здесь минерал обнаруживает слабый фиолетовый оттенок в окраске. Его кристаллы часто идиоморфны и хорошо образованы, в поперечных сечениях будучи несколько более развиты в направлении [010], чем [100]; обычная спайность по (110) и реже по (010); изредка двойники (100) и (110).

Угол погасания, лучше всего определенный, $= 43°$; другие измерения дают в пределах 42—45°. $2V$ в трех из шести измеренных зерен равен 51°, в двух 48° и в одном $+43°$. Во всех случаях измерения сделаны по наблюдению обеих осей, и несомненно колебания в величине угла далеко выходят за пределы ошибки. Дисперсия осей обычного характера.

Оливин и продукты его изменения встречены только в двух типах диабазов, перечисленных раньше: 1) в оливиновых диабазах собственно и 2) в пикритовой фации, причем в этих пикритах оливин совершенно разложен и замещен вторичными минералами. В оливиновых диабазах оливин иногда свеж. Зерна его или такой же величины, как зерна авгита, или немного крупнее (табл. XII, фиг. 5 и 6). Они имеют субгедральные очертания, иногда округло-идиоморфные. В пикритах псевдоморфозы по оливину нередко обнаруживают ясные кристаллические очертания последнего. В диабазах иногда зерна оливина неправильны. По отношению к авгиту оливин всегда идиоморфен; наоборот, иногда можно видеть идиоморфизм призм плагиоклаза, внедряющегося снаружи в зерна оливина.

Судя по оптическим свойствам, оливин наших пород богат железом и обладает, повидимому, неодинаковым составом в разных породах. Наблюдались такие константы оливина диабазов.

Обр.
59. 1) $2V = \pm 90°$, 2) $Ng - Np = 0{,}037$.
51-е. 1) $2V = -75°$; 2) $2V = -80°$; 3) $Ng - Np = 0{,}045(?)$
145-е. 1) $2V = -84°$; 2) $Ng - Np = 0{,}037$.
17. 1) $2V = -75°$.

Отрицательный оптический знак и довольно низкая (—75°) величина $2V$ указывают, вероятно, на повышенное содержание железа.

С этим вполне согласуется характер разложения этих оливинов: по трещинам минерала выделяется магнетит, при отсутствии серпентинизации; заметна также слегка зеленоватая окраска минерала в шлифе (в обр. 17 и 51-е). Таким образом, оливин в этих случаях скорее всего надо отнести к гортонолиту.

Зерна оливина отличаются в шлифе от пироксена не только по окраске последнего и форме зерен, но и по характерной неправильной трещиноватости оливина; кроме неправильных трещин, наблюдается иногда и спайность, совпадающая с *Ng Np*.

Кроме упомянутого типа разложения оливина с выделением непрозрачных черных окислов железа по трещинкам, в других образцах наблюдалась более обычная серпентинизация с образованием петельчатой структуры в псевдоморфозах по оливину из зеленоватого серпентинового волокнистого вещества. Петли этой структуры хорошо очерчиваются выделяющимися по ним рядами пылинок магнетита.

Наконец, особенно в пикритах, оливин замещается спутанно волокнистыми агрегатами иголочек тремолита, иногда выходящих за пределы псевдоморфоз, отчего очертания их утрачивают свой характерный вид.

Акцессорные минералы магматической стадии: апатит и магнетит. Описанные выше минералы являются главными первичными минералами рассматриваемой группы пород, образовавшимися в магматическую стадию их возникновения. К числу акцессорных минералов этой стадии надо отнести апатит и магнетит, который в большинстве случаев является несомненно титанистым.

Апатит наблюдался далеко не во всех шлифах, и там, где он замечен, не в одинаковом количестве; таким образом, он, повидимому, распространен в наших породах неравномерно. Формы апатита — обычные тонкие гексагональные иголочки, размер которых связан со средним размером зерна породы вообще: в наиболее крупнозернистых типах иголочки апатита в длину достигают 2 *мм*. Может быть, от этого обстоятельства зависит то, что в тонкозернистых диабазах реже можно заметить под микроскопом этот минерал. Кристаллики апатита встречаются вросшими во всех остальных минералах породы.

Магнетит и титаномагнетит, в противоположность апатиту, встречены решительно во всех шлифах.

Совершенно ясно различаются две другие формы нахождения этого минерала в породе, и эти две формы связаны с определенными типами диабазов. В грубозернистых и среднезернистых диабазах (гр. 1 и 2) мы встречаемся почти исключительно с ксеноморфным «сидеронитовым» магнетитом. Его ксеноморфные зерна, достигающие величины 1—2 *мм* в более крупнозернистых породах и более мелкие в среднезернистых, выполняют промежутки между силикатовыми минералами, проявляя особенно отчетливый ксеноморфизм по отношению к плагиоклазу. Иногда встречаются неправильные, точно скелетовидные, зерна магнетита, где сидеронитовый характер менее резко выражен, и изредка в тех же породах попадаются вытянутые непрозрачные зерна рудного минерала, может быть ильменита.

В более мелкозернистых диабазах, особенно в тех, где присутствует авгит с фиолетовым оттенком окраски, обильны зерна магнетита, частью неправильные, но, пожалуй, преобладающе обнаруживающие хорошие кристаллические очертания и идиоморфные по отношению к силикатовым минералам, в том числе и к плагиоклазу. Магне-

тит в этих породах в особенности обилен. Размеры зернышек его раза в 3—5 мельче, чем силикатов.

Ксеноморфный титаномагнетит грубозернистых и среднезернистых диабазов в значительной части перешел в лейкоксен. Можно различить два типа этого превращения. В одном случае внутри псевдоморфозы лейкоксена по первоначальному зерну рудного минерала наблюдается ясная решетка темных непрозрачных вростков пластинок, располагающихся по определенным кристаллическим плоскостям; это отвечает картине, изображенной на известной фототипии в «Mikroskopische Physiographie» Розенбуша. В другом случае лейкоксен замещает, иногда по периферии, иногда неправильно, рудный минерал, не оставляя таких вростков.

Мне кажется вероятным, что пластинчатые вростки внутри лейкоксеновых псевдоморфоз скорее всего представляют сохранившиеся при этом процессе более прочные таблички, повидимому, гематита, какие известны в титаномагнетите.

Магнетит в наших породах очень часто ассоциируется с биотитом, обрастающим его с периферии. Об этом будет упомянуто дальше.

Кроме первичного магнетита и титаномагнетита, встречаются выделения вторичного магнетита в виде пылинок, отдельных зернышек и жилочек, в особенности среди серпентина, эпигенизирующего оливин.

Амфибол. Эта группа минералов представлена в наших диабазах несколькими видами, образовавшимися в разные стадии формирования породы, начиная от позднемагматической до значительно более поздних, вероятно, до гидротермальной. Для удобства описания и сравнения мы здесь рассмотрим все виды амфибола, следуя тем группам пород, которые были выделены выше (отмечая их соответственными цифрами).

1. В грубозернистых диабазах, как уже было упомянуто, пироксен превращен целиком в уралитовую, почти бесцветную роговую обманку. Псевдоморфозы, образованные им, имеют или параллельно-волокнистое строение, или волокна роговой обманки переплетаются, перекрещиваются между собою. Иногда заметна зеленая окраска.

В окрашенных разновидностях наблюдался плеохроизм.

Ng — зеленый 22 *ga* — *ic*; Nm — зеленоватый 22 *ga*; Np — желтоватый 1 *ea*, почти бесцветный.

Ng — зеленый 23 *ic*; Np — 23 *gc*.

Ng — зеленый 22 *ic* — 23 *ga*; Np — 22 *ga*.

Повидимому, существует ряд переходов в оттенках.

Угол погасания в нашей роговой обманке 15—16°.

Угол оптических осей $2V = -70°$ (прибл.) и двупреломление высокое $Ng - Np = 0{,}027—0{,}030$, причем оно уменьшается с усилением окраски.

Вероятно этот амфибол следует отнести к актинолитовому ряду.

В некоторых образцах крупнозернистых диабазов в виде остатков попалась и бурая, вероятно магматическая или эпимагматическая, роговая обманка в ксеноморфных зернах, образовавшихся несомненно раньше уралита. Она плеохроирует в таких тонах:

Ng — бурый 2 *pg* до 4 *pg*; Nm — почти такой же; Np — бледная желтоватая окраска.

В некоторых случаях можно наблюдать превращение бурой роговой обманки сначала в зеленую, а затем в бесцветную. Угол погасания бурой роговой обманки несколько меньше (на 1—2°), чем у зе-

леной и бесцветной, и двупреломление немного ниже $Ng - Np = 0{,}026$ (прибл.).

2. В среднезернистых диабазах (группа 2) уралитизация развита гораздо слабее, чем в предыдущей группе; многие образцы совершенно лишены вторичной роговой обманки. Уралитовая волокнистая роговая обманка представлена теми же разновидностями, что и в грубозернистых диабазах, обнаруживая в разных шлифах неодинаковую окраску и изменяясь от бледной, почти бесцветной, до желтовато-зеленой, плеохроирующей приблизительно от зеленого 23 *ie* до желтовато-зеленоватого 24 *ea — ga*; как параллельно-волокнистые, так и спутанно-волокнистые псевдоморфозы одинаково распространены. Иногда заметна разница в окраске разных волокон, причем более густо окрашенные преобладают в периферических частях. Угол оптических осей $2V = -78$ до $-80°$ одинаков или почти одинаков в различно окрашенных призмочках. Угол погасания 15—17° и измеренное $Ng - Np = 0{,}027—0{,}028$.

Встречена также и бурая роговая обманка. В одном из образцов определен плеохроизм:

Ng почти одинаково с *Nm* бурый 4—5 *pi* и по *Np* желтоватый 2 *ic*.

В этой роговой обманке определен также $2V = -78°$. Угол погасания 14°, и $Ng - Np = 0{,}026$.

Она переходит в зеленую, плеохроирующую от зеленого 22 *ng* по *Ng* до желтоватого по *Np*, с несколько более значительным углом погасания и более высоким двупреломлением. В свою очередь снаружи эта роговая обманка обрастается голубоватой слабо окрашенной, с плеохроизмом от бледноголубоватого 20 *ca* (по *Ng*) до 24 *ec* (по *Np*), с еще более высоким двупреломлением, $Ng - Np =$ около 0,030.

Заслуживает упоминания встреченная в одном из образцов зеленая роговая обманка, по форме своей и по отношению к другим минералам обнаруживающая очевидное сходство с бурой роговою обманкой, но отличающаяся и цветами плеохроизма и другими оптическими свойствами.

Плеохроизм ее:

Ng — зеленый 22 *pi*, переходящий местами то в 24 *pi*, то в более синие тона; *Np* оливково-зеленый, близкий к *Ng*, и *Np* — желтоватый 24 *gc* до 1 *ic*.

Она отличается малым $2V = -60°$ и даже до $-45°$ и сравнительно низким двупреломлением, $Ng - Np = 0{,}015$ (?). Эта роговая обманка превращается в зеленовато-голубую, более светлую разновидность, также отличающуюся низким двупреломлением, $Ng - Np = 0{,}011$.

Низкое двупреломление, малый угол $2V$ и голубые тона окраски позволяют высказать догадку, что в этой зеленой и голубой роговой обманке мы имеем щелочную разновидность.

3. В следующей группе диабазов, для которых особенно характерна фиолетовая окраска авгита, уралитизация развита слабо. В некоторых образцах нет и следов вторичной роговой обманки, в других мы встречаем порядочное количество псевдоморфоз, образованных спутанно-волокнистыми агрегатами бесцветного или слабо окрашенного зеленого амфибола с углом погасания, равным около 15°, двупреломлением $Ng - Np =$ около 0,020 и до 0,026; волокна мелкие, но удалось все же измерить в одном случае $2V =$ около $-72°$.

Наряду с этим амфиболом, но еще более редко и в незначительном количестве, наблюдалось развитие той же бурой роговой обманки, более раннего образования, какую мы видели в предыдущей группе. Плеохроизм (приблизительно): *Ng* — бурый 2 *pi* — *mi*; *Nm* — бурый 4 *pi*—*ni*, *Np* — желтоватый 2 *ic*.

Угол погасания 13—14°; сравнительно низкое двупреломление, $Ng - Np = 0{,}018$ (?), $2V = -56°$ (по одной оси). Такая бурая роговая обманка обрастает снаружи авгит; наблюдались идиоморфные грани (110), что и заставляет относить ее к относительно раннему образованию по сравнению с уралитом.

Бурая роговая обманка так же, как в породах предыдущей группы, иногда превращается с периферии в сине-зеленую с низким двупреломлением. Был встречен также случай, когда непосредственно на фиолетовом авгите нарастает кайма густо окрашенной синезеленой роговой обманки с очень малым углом $2V$, оптически отрицательной и с слабым двупреломлением, — повидимому, щелочной.

4. В небольшой сравнительно группе диабазов с интергранулярной структурой и бесцветным диопсидовым авгитом уралитовая роговая обманка развивается, замещая пироксен беспорядочно расположенными призмочками, в ориентировке которых только иногда отражаются очертания замещаемого ими зерна. Окраска амфибола слабая, в одних кристаллах она почти бесцветная, в других зеленоватая с голубым оттенком плеохроизма.

Ng — голубовато-зеленый 21 *ge*; *Nm* — зеленый 23 *gc*: *Np* — почти бесцветный. Угол погасания 15—20° и двупреломление *Ng* — —*Np* = около 0,021 для слабо окрашенной роговой обманки и несколько ниже для зеленоватых ее зерен. $2V = -84°$.

6. Мы выделили выше особую группу уралитизированных диабазов (6). В этих породах авгит целиком превращен в уралитовую роговую обманку. Она обладает здесь несомненно переменным составом, что ясно видно из колебания интенсивности окраски от очень слабой, почти бесцветной, до зеленой с плеохроизмом:

Ng — зеленый 23 *ng*; *Nm* — бурый 1 *pg*; *Np* — желтоватый 1—2 *gc*, при толщине шлифа около 20 μ. Угол погасания 15—16°. Двупреломление в зеленой роговой обманке, достигая $Ng - Np = 0{,}024$, в светлой желтоватой несколько ниже: $Ng - Np =$ около 0,022.

Минерал в грубых волокнах, призматических кристаллах без конечных граней, с развитыми (110) и без (010); распространены двойники и субпараллельные сростки пучками.

Местами заметна хлоритизация этого амфибола.

7. В оливиновых диабазах Бердяушского массива была встречена (145-е) бурая с красноватым оттенком роговая обманка, обнаруживающая такие цвета плеохроизма в шлифе толщиной около 25 μ:

Ng — бурый 4 *ne*; *Nm* — бурый 41 *e*; *Np* — желтоватый 2 *ge*.

Эта роговая обманка превращается в сине-зеленую, подобную той, какую мы видели в других диабазах. Зерна бурой роговой обманки ксеноморфны по отношению к оливину и плагиоклазу, нередко обрастая пироксеном, и идиоморфны по отношению к сопровождающей ее слюде.

8. В пикритовой фации диабазов нашего массива присутствует несколько видов амфибола (табл. XIII, фиг. 3).

а) Бурая роговая обманка, тесно связанная с авгитом, обрастающая его каймами или просто срастающаяся с ним. Цвета плеохроизма

такие же, как в подобной роговой обманке диабазов оливиновых и без оливина. Они несколько колеблются в разных образцах так же, как и другие оптические свойства. $2V = -72$ до $-82°$; $Ng - Np =$ около 0,018 до 0,025 и угол погасания 13 до 15°. Волокнистого строения этот амфибол никогда не обнаруживал, но превращается местами в густо окрашенную сине-зеленую роговую обманку, иногда со следами волокнистого строения.

b) Слабо окрашенная, почти бесцветная, а местами даже совершенно бесцветная роговая обманка, образующая спутанно-волокнистые агрегаты, замещающие оливин в виде довольно ясных псевдоморфоз по этому минералу.

Сравнительно редко в этих псевдоморфозах призмы такой роговой обманки достигают размеров, допускающих более или менее точные измерения констант. В некоторых случаях еще более крупные призмы такой же роговой обманки, ограниченные обычно (110) и без конечных граней, и более неправильные сростки с волокнистым строением встречаются независимо от псевдоморфоз по оливину. Кое-где такая роговая обманка замещает авгит. В более крупных зернах, а иногда и в мелких волокнах, роговая обманка эта принимает ясную зеленоватую окраску и несколько изменяет и другие свои свойства. Повидимому, имеются непрерывные переходы, вплоть до голубовато-зеленой роговой обманки, замещающей бурую. Волокнистая бесцветная или слабоокремненная роговая обманка обладает более высоким двупреломлением, чем бурая: $Ng—Np = 0{,}025$; угол оптических осей в ней около — 80°. Угол погасания 15—17°. В окрашенной волокнистой, когда она обнаруживает голубые оттенки плеохроизма, двупреломление заметно понижается.

Наконец следует упомянуть о роговой обманке в сильно метаморфизованных диабазах и диабазовых роговиках. Она отличается от описанных выше видов, и подробнее о ней мы скажем при характеристике этих метаморфических пород.

Биотит. В некоторых диабазах, особенно оливиновых, в незначительном количестве встречаются пластинки темно окрашенной слюды. Ее появление тесно связано с появлением бурой роговой обманки; почти всегда эти два минерала присутствуют совместно. По формам нахождения биотит также обнаруживает сходство с бурой роговой обманкой, но особенно типично обрастание им зерен магнетита, что, однако, нередко наблюдается и для амфибола.

В оливиновых диабазах биотит встречен почти во всех образцах, в других зонах он является редкостью.

Характерными являются красные оттенки цветов плеохроизма, свойственные биотитам щелочных габброидных пород. В оливиновых диабазах наблюдались также следующие оттенки:

51-е	Ng — буро-красный	6	*pg*	$Nm = Np$ — желтоватый	4	*ea—ga*
	„ „	6—7	*pg*	„ „ „	3	*ea*
145-а	„ „	6	*le—ne*	„ „ „	2	*ca*
	„ „	6	*ne*	„ „ „	2	*ca*
	„ „	7	*pg*	„ „ „	2	*ca*

Только в одном из образцов среднезернистого диабаза с фиолетовым авгитом был встречен биотит с более сильной абсорбцией, доходящей почти до непрозрачности по Ng. Этот биотит здесь подвергается

изменению с появлением зеленых (вместо красных) тонов плеохроизма и понижением величины двупреломления.

Что касается других оптических констант биотита в диабазах, то можно только убедиться в почти одноосности этого минерала. Высокое двупреломление минерала не удается компенсировать, вследствие сильной дисперсии двупреломления.

Биотит разлагается различным образом. В оливиновом диабазе наблюдался непосредственный переход в бесцветный хлорит, слабо двупреломляющий; в других случаях развивается зеленый хлорит и, наконец, наблюдалось выцветание слюды с выделением магнетита и лейкоксена (?).

По всей вероятности, по условиям образования, биотит в наших породах надо отнести к той же ранней эпимагматической стадии, к которой относится и бурая роговая обманка. Возникновение этих минералов, очевидно, связано с накоплением щелочного остатка, получавшегося при кристаллизации магмы.

Цеолиты и кальцит были встречены в ничтожном количестве в двух образцах оливинового диабаза, как минералы, выполняющие маленькие промежутки между кристалликами полевого шпата.

Цеолит образует или спутанно-волокнистые скопления и радиальные пучки, или мельчайшие сферолиты, в которых можно убедиться в оптически положительном характере удлинения волокон. Любопытно, что на стенке пустоты, заполненной цеолитом, наросли хорошо образованные пластинки красно-бурой слюды, снаружи, в сторону полости, слегка хлоритированные. Кальцит выполняет подобные промежутки или вместе с цеолитом или один.

Несомненно, что эти минералы образовались после красно-бурой слюды и отмечают, по всей вероятности, начало гидротермальных процессов в диабазах.

Вторичные минералы в наших диабазах не очень разнообразны. Прежде всего сюда надо отнести волокнистую роговую обманку, которая уже была описана выше, и на ней нет надобности здесь останавливаться. Отмечу только, что главным образом мы имеем дело с волнистым уралитом, замещающим авгит, но нередко волокна и более грубые призмы роговой обманки расползаются, метасоматически развиваясь и в полевом шпате.

Хлорит является наиболее распространенным из остальных вторичных минералов. Он представлен большей частью бледно окрашенным желтовато-зеленым минералом, с не очень низкими серыми, белыми и даже желтоватыми цветами поляризации, оптический знак главной зоны. Заметно косое угасание.

Хлорит этот развивается пятнами чешуйчатых скоплений, иногда не вполне образованных сферолитов, замещая пироксен один или вместе с актинолитом, а также выполняя промежутки между зернами породы и наконец оторачивая миндалины, заполненные обычно кальцитом. По оптическим свойствам этот наиболее распространенный вид хлорита я отношу к делесситу.

Изредка в виде пятен тонкочешуйчатого строения, поросших тонкими и мелкими иглами актинолита, встречается другой вид хлорита, отличающийся голубовато-зеленым оттенком окраски, иногда бесцветной, с более низкими и при том аномально буроватыми цветами плеохроизма и оптически отрицательным знаком главной зоны. Его можно,

скорее, считать за пеннин. Этот хлорит встречен в среднезернистых диабазах и в породах пикритовой фации, но вообще он у нас редок.

Серпентин, замещающий в оливиновых диабазах оливин, почти всегда окрашен в более или менее интенсивный зеленый цвет и сопровождается обычным выделением вторичного магнетита в виде зернышек, скоплений и «цепочек». Как исключение встречаются псевдоморфозы по оливину, образованные пластинчатым желтоватым минералом, с высокими цветами поляризации, одним из тех мало изученных минералов, которые, вероятно, принадлежат к железистым видам серпентиновой группы (бовлингит).

В пикритах, как мы видим, оливин замещается роговой обманкой тремолит-актинолитовой группы.

Эпидот и цоизит в ясных зернышках являются довольно редкими минералами в наших диабазах.

Можно, конечно, условно относить к цоизиту тонкую рельефную муть, получающуюся при разложении плагиоклаза, и тогда распространенность этой группы надо считать значительной; но в более крупных, ясно различимых зернах эпидот и цоизит попадаются не часто, и в этом случае для них особенно характерно нахождение в виде групп зерен, иногда радиально расходящихся сростков, как бы заполняющих промежутки между зернами первичных минералов, особенно полевого шпата, обычно разложенного и совершенно мутного. Прекрасные образцы такого цоизита и клиноцоизита можно видеть в некоторых образцах крупнозернистых диабазов (группа 1). Измерения, произведенные в одном из образцов диабаза, дали для клиноцоизита такие константы: 1) $2V = +74^\circ$ и угол погасания $= 26^\circ$; 2) $2V = +68^\circ$ и угол погасания 21°; 3) $Ng - Np = 0{,}005$ и 4) $Ng - Np = 0{,}006$ и угол погасания $= 23^\circ$.

Минерал заполнил промежутки между зернами плагиоклаза. Развитие зерен эпидота иногда сопровождает альбитизацию.

Превращение плагиоклаза в типичный соссюрит или соссюритоподобные агрегаты является очень распространенным в наших диабазах, и по распространенности этот тип превращения конкурирует с пелитизацией. Минералогический состав соссюрита, как обычно, трудно установить: преобладающими являются чешуйки слюдообразного минерала, к которому присоединяются рельефные зернышки цоизита. Замечены были также пренит, в одном случае гранат. Альбит присутствует иногда как равноправный член среди таких агрегатов.

Кварц в наших диабазах встречается крайне редко в виде мелких ксеноморфных зерен; скорее всего, они являются вторичными, и образование этого минерала относится к той же стадии, как образование эпидота, хлорита.

Лейкоксен. При описании магнетита и титано-магнетита уже было упомянуто о превращении этих минералов в лейкоксен и были отмечены возникающие при этом структуры.

Структура и разновидности диабазов

В общем обзоре разновидностей диабазов уже было сказано, что главным образом они выделены на основании структурных особенностей, а затем и минералогического состава. Здесь придется несколько подробнее остановиться на деталях структуры в каждом из выделен-

ных типов, на индивидуальных особенностях минералогического состава и дать этим типам более законченную характеристику.

Как известно, в диабазовых породах две особенности определяют структуру: средний размер зерна и характер взаимных отношений главных минералов: плагиоклаза и авгита.

1. Главные черты первой из выделенных групп диабаза уже были указаны: в эту группу мы объединим породы, крайним представителем которых является грубозернистый диабаз из выходов по Пятой речке. В этой породе, с характерной для нее «трахитоидной» текстурой, размеры кристаллов плагиоклаза достигают 2—3 *см* (табл. XI, фиг. 1). В других представителях наиболее обычные размеры около 5 *мм*, только в отдельных зернах опускаются до 2 *мм*. Структура превосходно выраженная, типичная диабазовая в узком смысле этого слова, и если иногда, вследствие сильного разложения породы и крупности зерен, она не бросается в глаза в шлифе, ее отлично можно видеть на полированной поверхности кусков.

Первичный минералогический состав, как мы тоже уже видели, сохранился только в некоторых образцах; особенно сильно разложен плагиоклаз, авгит сохраняется лучше. Эта разложенность породы состоит в образовании таких минералов, как волокнистый уралит или хлорит, замещающих авгит, и в возникновении соссюритоподобных агрегатов, развивающихся на месте плагиоклаза. Редкой является альбитизация плагиоклаза. Очень характерно также присутствие лейкоксена, эпигенезирующего крупные ксеноморфные зерна рудного минерала, и для некоторых образцов, главным образом наиболее крупнозернистой разности, надо отметить появление клиноцоизита в относительно крупных кристалликах.

Максимального развития вторичные минералы (уралит, соссюрит) достигают в этой последней разновидности диабазов. Мне кажется, скорее всего такое изменение в этой породе можно приписывать автометаморфизму, являющемуся, так сказать, последним проявлением той деятельности летучих агентов, с которой связана и необычайная крупность зерна этой породы (см. рис. 16), и быть может с этим связано и присутствие своеобразных пустот, скорее напоминающих миаролитовые полосы, чем обычные в диабазах миндалины. В нашей породе эти пустоты неправильно угловатых очертаний и ограничены гранями, окружающими полость минералов породы. Кристаллы клиноцоизита, о которых упоминалось, кажутся иногда выполняющими такие пустоты.

Необыкновенная грубозернистость породы и наличие миаролитовых пустот, свидетельствующие о возможной роли газовой концентрации в магме, позволяют, может быть, рассматривать нашу породу как пегматоидную фацию диабазов, подобную той, которая отмечалась в последнее время некоторыми шотландскими исследователями.

Довольно заметным признаком отличия разных групп диабазов Бердяушского массива являются особенности авгита. В этом отношении рассматриваемая группа характеризуется авгитом без фиолетовых оттенков окраски.

2. Среднезернистые диабазы, объединенные во вторую группу, обладают средней величиной зерна от 1 до 3 *мм*, плагиоклаз чаще всего размером 0,5—2 *мм* (см. рис. 17 и табл. XII, фиг. 1 и 2).

К той общей характеристике их, которая была дана выше (стр. 112), можно еще добавить следующее. Эти диабазы занимают петрографи-

чески промежуточное положение между крупнозернистыми диабазами и следующей группой мелкозернистых диабазов не только по величине зерна, но и по ряду других признаков. В них иногда авгит принимает слабую фиолетовую окраску; в некоторых образцах на пироксене появляются каймы бурой и зеленой компактной роговой обманки. В то же время обычным является такой же характер разложения, который в особенности резко выражен в более крупнозернистых диабазах первой группы.

В большинстве наших среднезернистых диабазов плагиоклаз входит в несколько большем количестве, чем пироксен, хотя эти минералы иногда распределяются неравномерно. Породы относительно не богаты магнетитом.

3 и 4. Мелкозернистые диабазы с величиной зерна, меньшей 1 *мм*, разделили на две группы, основываясь на двоякого рода признаках, вероятно связанных между собой, а именно: на оптических свойствах авгита и на его отношении к плагиоклазу. В типичных образцах эти два вида авгита представляют, с одной стороны, интенсивно окрашенный под микроскопом фиолетово-бурый авгит в ксеноморфных формах, свойственных офитовой и даже пойкилоофитовой структуре; с другой, — это бесцветный диопсидовый авгит в формах с тенденцией к идиоморфизму, так что структура скорее имеет вид интергранулярно-диабазовой.

В диабазах с фиолетовым авгитом тоже замечены были уклонения от типичной диабазовой структуры в сторону более ясных кристаллических форм авгита: в меланократовой разновидности структура приближается к обычной интергранулярной, причем авгит здесь более бурого оттенка (табл. XII, фиг. 3); в другом случае густо окрашенный фиолетовый авгит обнаруживает тенденцию к образованию вытянутых идиоморфно призматических кристаллов, местами в шлифе получаются своеобразные участки панидиоморфно-зернистого строения; промежутки между призматическими кристаллами плагиоклаза и авгита заполнены желто-зеленым хлоритом. Напомню также отмечавшийся выше признак диабазов с фиолетовым авгитом, именно: обилие мелких, меньше 0,1 *мм*, идиоморфных кристалликов магнетита; затем часто присутствие бурой роговой обманки. Хлоритизация обычна, но не сильно развита; хлорит выступает в шлифе как бы отдельными пятнами.

5 и 6. Пятый тип, выделенный выше, представляет лишь мелкозернистую, частью порфировую структурную разновидность. Размеры зерна спускаются до 0,1 *мм* и меньше. В одном из представителей этой породы мы имеем микропорфировый тип с выделениями плагиоклаза и авгита около 0,5 *мм* в полуразложенной пилотакситового или гиалопилитового облика основной массе. Уралитовые диабазы (тип 6) принадлежат частью к среднезернистым и главным образом мелкозернистым разновидностям (табл. XII, фиг. 4). Отличительная черта их — зеленокаменное перерождение породы, о котором мы уже говорили выше. Альбитизация плагиоклаза в этих измененных диабазах распространена, пожалуй, больше, чем в каком-либо другом типе. Первичная диабазовая структура сохраняется в виде реликтовой. По совокупности своих признаков такие измененные диабазы ничем не отличаются от зеленокаменных диабазов, широко вообще распространенных, и останавливаться на них подробнее нет надобности.

7. Оливиновые диабазы Бердяушского массива (табл. XII, фиг. 5 и 6), наряду с описанной пегматитовой фацией, привлекают наиболь-

шее внимание. Некоторые их представители совершенно свежи, в других минералы, главным образом плагиоклаз, разложены. Относительное количество главных минералов подвержено некоторым колебаниям: имеются и более лейкократовые и более меланократовые разновидности. Минералогический состав характеризует высокой основностью плагиоклаз (№ 70—100), авгит слегка фиолетовый, с характерным уменьшением $2V$ к периферии в зональных кристаллах, оливин по всей вероятности богат железом, его свойства и структурные отношения указаны выше, часто присутствует бурая в шлифе, баркевикитоподобная роговая обманка и красно-бурый биотит, иногда появляются цеолиты. Как будто бы в этих признаках замечается уклонение породы в сторону несколько щелочного эссексит-диабазового типа.

Структура обычно типично диабазовая, средняя величина зерна главных минералов, плагиоклаза и пироксена, — 0,2—1 *мм*. Оливиновые и пироксеновые зерна нередко более крупные, в некоторых случаях до 2 *мм*, и выделяются тогда порфировидно, но не являются настоящими фенокристаллами, не обладая гранями хорошо развитых кристаллов. Наблюдается склонность к образованию гломерокристаллической текстуры. В других случаях структура уклоняется от этого типа: встречен был оливиновый диабаз с типичной пойкилоофитовой структурой с ойкокристаллами авгита, достигающими 5 *мм* в поперечнике, содержащими хадакристаллы плагиоклаза около 0,7 *мм* в длину и с серпентинизированным оливином; в другом случае богатый оливином диабаз обладает структурой, переходной к интергранулярной, величина зерна в нем около 0,5 *мм*.

8. Пикритовую фацию диабазов, характеризующуюся почти совершенным исчезновением из состава породы плагиоклаза, я не выделяю из группы диабазов, вследствие тесной связи с остальными диабазовыми породами. Пикритовая фация наших диабазов (табл. XIII, фиг. 3) отличается, однако, довольно существенно от типичных пикритов. Оливина в неизмененном виде в ней не было встречено; нет также и обычных серпентиновых псевдоморфоз по оливину. Однако, присутствие последнего в первоначальном составе породы весьма вероятно, судя по формам скоплений волокон тремолитоподобной роговой обманки, очень похожих на псевдоморфозы по оливину. С другой стороны, плагиоклаз в породе почти совершенно или совершенно отсутствовал и в неизмененном виде, отсутствует и в теперешнем. Очень типично присутствие, не всегда, бурой роговой обманки, такой же, как и в диабазах, и так же, как там, развивающейся за счет авгита.

Исследованные пикритовые породы обладают величиной зерна 0,5—1 *мм*, и только иногда отдельные зерна доходят до величины 2 *мм* или немного больше. Первоначальная структура породы панидиоморфно-зернистая, свойственная бесполевошпатовым породам. Минералы раннего выделения: магнетит в идиоморфных кристаллах и более неправильных зернах, в небольшом количестве попадаются мелкие иголочки апатита. Оливин в округло идиоморфных зернах полностью замещен вторичными минералами; авгит в более неправильных зернах, иногда обнаруживающих тенденцию к призматическим очертаниям. В некоторых случаях зерна пироксена несколько крупнее остальной массы. Бурая роговая обманка развивается, замещая пироксен по периферии его зерен и в стыках их; развитие тремолитовой волокнистой роговой обманки, а также образование зеленого хлорит-серпентинового минерала являются позднейшими процессами.

Диабазовые роговики

(Табл. XIII, фиг. 1 и 2)

Нахождение диабазовых роговиков внутри Бердяушского массива, без сомнения, представляет исключительный интерес для выяснения взаимных отношений пород. Эти роговики были встречены в трех местах: 1) в вершинах речки Пятой среди массива; 2) у северной окраины массива в классических обнажениях железнодорожной выемки у станции Бердяуш, где жилы диабазов и рапакиви выступают среди окружающих массивов доломитов. К сожалению в обоих этих случаях образцы породы удалось собрать только в виде обломков.

Во всех случаях мы имеем темные плотные породы, которые невооруженным глазом почти невозможно отличить от тонкозернистых диабазов.

Общий признак метаморфизма в наших диабазовых роговиках, прежде всего, — амфиболизация авгита, причем этот минерал замещается компактной, не волокнистой, буро-зеленой роговой обманкой, резко отличающейся от вторичной уралитовой роговой обманки, которая встречается в описанном выше типе уралитовых диабазов и других.

В наименее измененном ороговикованием образце диабаза, который относится к данной группе, все ограничивается этим развитием амфибола. При дальнейшем изменении появляются дальнейшие минеральные новообразования и перекристаллизация. Роговая обманка, замещающая пироксен, образует зернистые сростки; своеобразные срастания магнетита и биотита также, повидимому, являются одним из таких метаморфических новообразований. Превращение пироксена в зернистые агрегаты из роговой обманки и биотита относятся, очевидно, тоже к изменениям этого рода. Наиболее сильно измененными представляются породы, в которых первоначальная офитовая структура сохраняется в виде реликтов на фоне вновь возникшей кристаллобластической мелкозернистой структуры; это уже настоящие типичные диабазовые роговики (табл. XIII, фиг. 1 и 2).

По минералогическому составу наиболее сильно метаморфизованные породы следует причислить к плагиоклазово-роговообманковым роговикам; но в них развиваются также диопсид, биотит, появляется иногда скаполит.

Для структуры характерно то, что плагиоклазы, сохраняя в общем свои очертания призм, в деталях, соприкасаясь с другими минералами, обнаруживают кристаллобластические отношения к роговой обманке и пироксену, образующим агрегат мелкозернистой роговиковой структуры. Плагиоклаз в данных породах часто альбитизирован и поэтому кажется прозрачным и свежим (см. табл. XIII, фиг. 1 и 2).

Минералогический состав диабазовых роговиков

В состав роговиков и близких к ним метаморфизованных диабазов входят такие минералы: плагиоклаз, роговая обманка в нескольких видах, диопсид, биотит, скаполит, рудный минерал, титанит, апатит.

Плагиоклаз. Среди метаморфизованных диабазов и диабазовых роговиков мы имеем, с одной стороны, сравнительно мало измененные типы с волокнистой роговой обманкой — они примыкают непосредственно к уралитовым диабазам, описанным выше; в них плагиоклаз мутный, разложенный, иногда ядро замещено тонкозернистым

агрегатом цоизитовидного минерала, а краевая, более кислая, зона сохранилась. В таком образце в сохранившихся местами ядрах состав доходит до андезина № 30—35, судя по углам погасания в сечениях $\perp$ [100] равным 15—19°, а периферия имеет состав олигоклаза № 10, с соответственным углом равным 5—10°.

Другой тип этих пород представляют настоящие роговики с бластоофитовой структурой; в них плагиоклаз совершенно свежий, часто зональный. Исследование его заставляет отнести состав минерала к лабрадору № 55—60 в ядре и к олигоклазу и даже олигоклаз-альбиту № 10 в краевой части. Для ядра имеем в двойнике по олигоклазовому закону координаты двойников оси: $Ng = 35°$; $Nm = 64°$; $Np = 70°$; $2V = +75°$, это отвечает № 62; в другом зерне по спайности определены углы $\perp$ (010) с $Ng = 30°$ и $\perp$ (001) с $Nm = 45°$, отвечая № 55; углы погасания в сечениях $\perp$ [100] = 28—30°, максимальный угол погасания в зоне $\perp$ (010) = 34°. Для краевой части по углам погасания в сечении $\perp$ [100] и по максимальному углу погасания в зоне $\perp$ (010) имеем разные значения для состава от № 10 до № 20, в других случаях до № 30.

Нельзя не отметить одну особенность плагиоклаза в некоторых из роговиков (с диопсидом), именно ту своеобразную буроватую окраску, на которую Е. С. Федоров обращал внимание в друзитах. Она сосредоточивается главным образом в центральной части кристалла и при этом не нарушает его прозрачности. В отраженном свете, при косом освещении, такие окрашенные ядра представляются темными, даже темнее, чем бесцветная периферическая часть. Этим она отличается от окраски плагиоклаза в некоторых друзитах, где бурые в проходящем свете плагиоклазы в отраженном свете представляются белыми.

Роговая обманка, как отмечалось, представлена несколькими видами. Главнейшей является буровато-зеленая не волокнистая роговая обманка с цветами плеохроизма: Ng — буро-зеленый 23 pi — pg; Nm — зелено-бурый 24 pl — 1 pi; Np — желто-бурый 2 eg — 1 ge с углом погасания около 14°, двупреломлением $Ng - Np = 0{,}022$ (?) и с углом оптических осей $2V = -65°$ (около).

Эта роговая обманка встречается в виде мелких и неправильных зернышек, обычно своими агрегатами замещающих авгит диабаза. Некоторые зерна, более крупные, содержат очень мелкие (около 20 μ) бесцветные включения с более высоким двупреломлением и погасанием около 40° по отношению к [001] роговой обманки; очевидно, это остатки пироксена.

В одном из образцов вместо такой роговой обманки встречаем более светлую и с более желтыми тонами плеохроизма Ng и Np — зеленовато-бурый 2 ec и Np — желтоватый 1 pg.

Угол оптических осей в ней $2V = -60°$ и угол погасания около 12°.

В породе с вершин Пятой речки, являющейся как бы переходной от диабазовых роговиков к группе меланократовых гибридных диоритовых пород, наблюдалось превращение зеленой обыкновенной роговой обманки в синевато-зеленую и бесцветную волокнистые разности, с более высоким двупреломлением, вероятно, из группы актинолита. Двупреломление в этой разности достигает $Ng - Np = 0{,}025$ и даже несколько выше, и угол погасания 16°.

Диопсид. Этот минерал иногда в наших роговиках играет такую же роль, как роговая обманка, он в таких же как она зернах и иногда в тесной смеси с нею. Минерал почти бесцветен, с слабой зеле-

новатой окраской и с углом погасания около 40°. Количество его обычно меньше, чем количество роговой обманки (табл. XIII, фиг. 1).

Биотит встречен в двух образцах в небольшом количестве. Он в мелких пластинках (около 0,1 *мм*), тесно смешан с роговой обманкой. В одном образце, содержащем довольно много диопсида, биотит обнаруживает зеленоватые оттенки плеохроизма от зеленовато-бурого по *Ng* и *Nm* до желтого по *Np*, в другом случае — с рыжими тонами плеохроизма. Тех красноватых тонов, которые свойственны биотиту диабазов, нет.

Таблички биотита в шлифе неправильной формы и распределены неравномерно.

Скаполит был встречен в одном из образцов роговика (табл. XIII, фиг. 2). Здесь он замещает плагиоклаз. Порода представляет роговик, богатый диопсидом, содержащий биотит и являющийся вполне перекристаллизованной метаморфической породой. Скаполит, бросающийся в глаза более высокими, чем у плагиоклаза, желтыми до фиолетовых, цветами поляризации. Он замещает призмочки плагиоклаза неправильными пятнами, которые, разрастаясь, захватывают все зерно полностью.

Местами несколько замещенных скаполитом зерен плагиоклаза сливаются в одно неделимое зерно скаполита с одной оптической ориентировкой и разделяющие зерна плагиоклаза кристаллики цветных минералов оказываются захваченными в скаполите в виде пойкилитовых вростков.

Такие ойкокристаллы скаполита обнаруживают тенденцию к идиоморфным короткопризматическим очертаниям с квадратными поперечными разрезами. Из оптических свойств нетрудно установить одноосности и отрицательный оптический знак. Двупреломление $Ng - Np =$ около 0,015, определяется плохо, вследствие трудности измерения толщины шлифа. Минерал, во всяком случае, относится к средним членам скаполитового ряда.

Магнетит встречается в ничтожном количестве. В роговиках с диопсидом он совсем или почти совсем отсутствует. Зерна магнетита — очень мелкие идиоморфные октаэдрические кристаллы или, реже, неправильные зернышки, иногда скелетные сростки. В одном из образцов магнетит распределяется довольно своеобразно: кучками в тесной связи с биотитом.

Титанит встречен в роговиках с диопсидом; иногда он образует тонкие каемочки на магнетите, но чаще в виде отдельных неправильных зернышек, по размерам мало уступающих средней величине зерна породы; буроватый с обычными оптическими свойствами.

Апатит наблюдается редко и в ничтожном количестве в виде мельчайших иголочек.

Структура, текстура и разновидности диабазовых роговиков Бердяушского массива

Общий облик каждой из пород этой группы зависит, кроме особенностей минералогического состава, главным образом от соотношения между развитием кристаллобластической, роговиковой структуры, возникающей при метаморфизме, и реликтами первоначальной офитовой структуры. В случае, когда кристаллобластез при превращении авгита в роговую обманку не нарушает правильности граней плагиоклаза, мы имеем породу с особенно хорошо сохранившимися признаками перво-

начальной офитовой структуры. Метаморфизм выражается, главным образом, в амфиболизации, сопровождаемой гранулитизацией цветного минерала. В этом образце мы встречаем относительно слабо окрашенную буроватую роговую обманку, о которой было сказано.

В образцах с зеленой роговой обманкой грани кристаллов плагиоклаза нарушаются кристаллобластическими отношениями этого минерала и амфибола, но особенно резко это проявляется в образцах, где присутствует диопсид, обычно встречающийся в идиобластических угловато-округлых зернах. От кристаллов бывшего плагиоклаза остаются только общие очертания. Необходимо заметить, что грануляции плагиоклаза при этом изменении не происходит, и каждому плагиоклазовому кристаллу диабаза отвечает одно кристаллическое неделимое и в роговике.

Взаимные отношения минералов всецело подчиняются известному кристаллобластическому ряду. Мелкие размеры и неправильная форма зерен хорошо подходят к той разновидности гранобластической структуры, которую называют собственно роговиковой.

Несколько особо в структурном отношении стоит порода из верховьев Пятой речки. В этой породе типичная грануляция отсутствует и структура близка к той, какую мы встречаем в некоторых типах диоритовых пород, описываемых дальше. К сожалению, позднейшие процессы разложения и отчасти и раздробление (?) породы маскируют отношения минералов.

Химический состав диабазов

Как мы видели из описания, бо́льшая часть диабазов подверглась значительным процессам вторичных изменений. Поэтому их химический анализ едва ли может дать ясное представление о первоначальном характере вещественного состава породы.

Поэтому при выборе образцов для химического анализа я ограничился только типами менее измененных диабазов. Из них, без сомнения, наиболее интересными являются оливиновые диабазы, с одной

	17		145-а		129-а	
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO_2	47,40	790	43,79	730	43,44	724
TiO_2	1,10	014	1,63	020	2,84	035
Al_2O_3	17,87	175	10,38	102	14,33	140
Fe_2O_3	2,82	018	3,82	024	6,92	043
FeO	5,82	081	9,48	132	10,64	148
MnO	0,16	002	0,20	003	0,21	003
MgO	5,98	149	15,95	399	0,30	157
CaO	13,76	246	10,30	184	8,80	157
Na_2O	1,70	027	1,58	026	2,16	035
K_2O	0,82	009	0,32	003	0,74	008
P_2O_5	0,14		0,13		0,12	
H_2O+	2,45		2,65		3.18	
H_2O-	0,27		0,09		0,59	
Сумма	100,29		100,30		100,27	

стороны, и мелкозернистые диабазы с фиолетовым в шлифе титанистым авгитом, с другой. В свою очередь, среди оливиновых диабазов различаются типы более лейкократовые и более меланократовые. Три типичных образца этих пород и были анализированы. См. таблицу на предыдущей странице.

17. Оливиновый диабаз лейкократовый. Довольно крупнозернистая порода, с несколько неправильным распределением полевого шпата и цветного минерала.

Под микроскопом видно, что порода состоит из полуразложенного плагиоклаза и крупных таблиц моноклинного пироксена, образующих с плагиоклазом пойкилоофитовые срастания, в отдельных пятнах (пятнистоофитовая структура). Как существенный минерал также входит оливин, большей частью сохранившийся, но местами превращенный в псевдоморфозы или хлорит-серпентина или в высокопреломляющее вещество, с характерным выделением магнетита по трещинам (может быть иддингситовое).

Ксеноморфные зерна рудного минерала местами обрастают биотитом. Вследствие неравномерного распределения минералов, структура имеет характер пятнисто-офитовой.

В промежутках между плагиоклазами зажаты сростки эпидота.

145-а. Меланократовый оливиновый диабаз. Беловатые разложенные полевые шпаты по количеству уступают цветным минералам.

Под микроскопом только местами сохранился плагиоклаз, относящийся к битовниту. Его разложенность особенно обращает внимание наряду с относительно очень свежим оливином, лишь слабо затронутым серпентинизацией.

Оливин, выделившийся одним из первых, в сравнительно очень большом количестве. К нему присоединяется затем авгит с фиолетовым оттенком окраски. Далее, в небольшом количестве бурая роговая обманка, баркевикито-подобная, наконец, красноватая слюда, похожая на слюду щелочных габброидных пород. Немного магнетита, большей частью сидеронитового и частью вторичного.

Интересно присутствие в промежутках между плагиоклазами и другими минералами скоплений цеолитовых (?) минералов, напоминающих по форме анальцим тешенита. Среди цеолитов встречен кальцит. В породе много других интересных деталей.

129-а. Порфировый диабаз. Микроскопически редкие кристаллы полевого шпата в мелкозернистой основной массе и сферические миндалины.

Под микроскопом фенокристаллы плагиоклаза частью разложены, превратились в соссюрито-подобные агрегаты. Есть, повидимому, выделения авгита, замещенные почти бесцветной роговой обманкой. Основная масса, как сказано, пойкилоофитовой структуры. Плагиоклаз очень свеж, так же, как пироксен, отличающийся относительно густой фиолетовой окраской. Много магнетита в относительно крупных кристаллических и неправильных зернах. Пятнами развивается хлоритизация в породе.

Миндалины представляют некоторый интерес: с наружной части — альбит, а во внутренней — актинолитовая роговая обманка, эпидот и иногда рудный минерал и кварц. Вокруг некоторых миндалин — ореол пылинок в окружающей породе.

ДИОРИТОВЫЕ ПОРОДЫ БЕРДЯУШСКОГО МАССИВА, ВЕРОЯТНО ГИБРИДНЫЕ

По своему характеру нахождения эти породы не отличаются от диабазов, несмотря на петрографическое различие тех и других. Разделить их на геологической карте не удается. Диоритовые породы, так же, как и рассмотренные выше диабазы, обладают довольно значительным разнообразием, но среди них заметно преобладает один тип меладиоритов.

Вообще породы, объединенные нами здесь в группу «диоритовых пород», характеризуются отсутствием офитовой структуры, свойственной диабазам. Цветной минерал в этих породах главным образом буро-зеленая или зеленовато-бурая роговая обманка; плагиоклаз разложен, реже свеж, иногда альбитизирован. В некоторых представителях в более или менее значительном количестве присутствует диопсид в разных стадиях превращения его в буро-зеленую роговую обманку. Редки типы, содержащие поры. Вообще породы эти довольно меланократовые, обычно более темные, чем нормальные диориты, и по внешнему виду скорее походят на среднезернистые амфиболовые габбро.

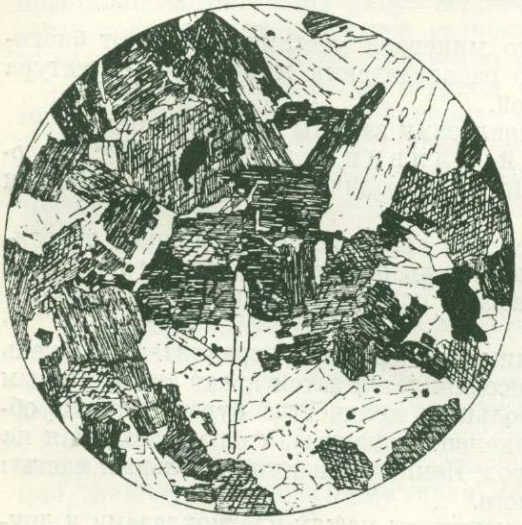


Рис. 20. Меладиорит. Цветной минерал — роговая обманка, неправильные зерна магнетита, крупные призмы апатита. × 20.

Следуя тому порядку, какой был принят нами при описании диабазов, я сначала попытаюсь дать краткую общую характеристику типов этой группы пород.

Общая характеристика пород диоритовой группы

1. Наиболее распространенным типом являются меланократовые диоритовые породы. Плагиоклаз в них почти всегда разложен, эпидотизирован, соссюритизирован. Там, где его можно исследовать, он чаще всего оказывался альбитизированным. Цветной минерал, буро-зеленая роговая обманка, всегда преобладает. Оттенок окраски в разных образцах несколько меняется, часто минерал бурого цвета, но зеленый тон всегда заметен. Иногда такая роговая обманка неравномерно окрашена, а местами переходит во вторичную волокнистую разновидность амфибола (рис. 20 и табл. XIII, фиг. 4—6).

Если присутствует моноклинный пироксен, то всегда в этом типе наблюдается в подчиненном количестве. Встречается и биотит в крупных табличках, редко свежий, обычно хлоритизированный, иногда замещаемый эпидотом. В некоторых образцах в небольшом количестве появляется ксеноморфный кварц (табл. XIII, фиг. 6). Из акцессорных минералов обычные: магнетит, апатит обилен и в сравнительно крупных призмах, сфен; нередок эпидот, тоже в относительно крупных зернах.

Структура обычно панидиоморфнозернистая, но очень часто плагиоклаз идиоморфен по отношению к роговой обманке. Однако, его кристаллы никогда не имеют того призматического габитуса, который так характерен для диабазовых пород.

2. Непосредственно к этой группе наиболее распространенных меладиоритов примыкают еще более меланократовые породы, где плагиоклаз почти или совершенно отсутствует. Это группа горнблендитов то среднезернистых, то мелкозернистых, по внешнему виду даже плотных, афанитовых (табл. XIV, фиг. 1).

3. Особняком стоят редкие представители более лейкократовых альбитовых диоритов, по внешнему виду имеющих облик типичных диоритов или даже сиенитов с желтовато-розовым полевым шпатом и с заметно выраженной эпидотизацией.

Под микроскопом они скорее всего могут быть определены как альбитовые диориты. Полевой шпат представлен в них прозрачным альбитом в крупных таблицах. Роговая обманка с неоднородным грубо-волокнистым строением. В значительной части в одном из образцов (№ 55) она обладает более светлой, чем обычно, голубоватого оттенка окраской. Иногда заметны как бы следы катаклаза; в связи с возникающими при этом трещинами развиваются сравнительно крупные зерна эпидота (рис. 21).

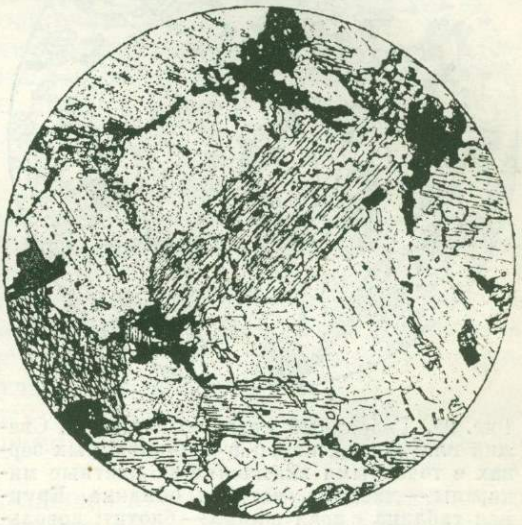


Рис. 21. Альбитовый диорит. Плагиоклаз — альбит; светлозеленая роговая обманка; кучки зерен эпидота, также мелкие вростки его в альбите. × 20.

4. Пироксеновые диориты. Эта, повидимому не очень распространенная, группа обнимает породы, в которых цветной минерал главным образом представлен диопсидом. Плагиоклаз всегда разложен по обычному типу. Можно различить две разновидности этих диопсидовых диоритов:

a) В одних диопсид хорошо сохраняется или подвергается превращению в волокнистую бледную уралитовую роговую обманку. Это тип диопсидовых диоритов, относительно лейкократовых, с идиоморфными кристаллами диопсида (см. рис. 23 и табл. XIV, фиг. 3). Иногда в этих породах присутствует слюда, более или менее хлоритизированная; изредка появляется кварц. Магнетит является обычным акцессорным минералом.

b) Второй тип пироксеновых диоритов характеризуется превращением призматических идиоморфных зерен диопсида в зелено-бурую компактную роговую обманку. В некоторых случаях превращение идет с периферии зерен, но особенно характерно пегматитообразное прорастание диопсида амфиболом (см. рис. 24 и табл. XIV, фиг. 4). Переходами этот тип связан с первым из упомянутых типов меладиоритов.

5. Особое положение занимают кварцевые диориты. Полевой шпат в них свежий. Крупные зерна ксеноморфного кварца неравномерно распределены в породе. Цветными минералами являются диопсид, роговая обманка и биотит. Последний плеохроирует в красноватых тонах, иногда он обилен и в крупных таблицах. Обращает на себя внимание структура породы с развитыми пойкилитовыми прорастаниями, напоминающими диабластические прорастания крупнозернистых роговиков (рис. 22 и табл. XIV, фиг. 5 и 6).

Несомненно к этому типу диоритов примыкает порода (обр. 72-о) с северной вершины Вилесовой горы, в которой роговая обманка часто имеет вид неправильных решетовидно проросших полевым шпатом зерен. Местами структура имеет вид настоящей кристаллобластической структуры роговика.



Рис. 22. Гибридный кварцевый диорит. Свежий плагиоклаз; кварц в ксеноморфных зернах с точечными включениями; цветные минералы — диопсид, роговая обманка. Крупная таблица с края шлифа — биотит; довольно много магнетита. × 20.

Минералогический состав диоритовых пород

В составе пород этой группы мы находим: плагиоклаз и продукты его разложения, роговую обманку нескольких видов, диопсид, в некоторых типах преобладающий над роговой обманкой; постоянными акцессорными минералами являются магнетит и апатит. Непостоянными минералами являются кварц и иногда ортоклаз, а также биотит, но в некоторых типах биотит или кварц представляет существенные составные части породы. К акцессорным минералам, не всегда присутствующим, относятся: титанит, иногда лейкоксен. Эпидот очень распространен и иногда обилен, хлорит распространен мало. Как продукты разложения плагиоклаза — соссюритовидные агрегаты, в составе которых констатированы серицит, цоизит, пренит и т. д.

Плагиоклаз. Как отмечено уже, плагиоклаз в большинстве представителей диоритовых пород сильно разложен и сохранился только местами. Тем не менее, исследование его позволяет установить совершенно определенный факт, что в этих диоритовых породах, даже самых меланократовых, он кислее, чем в диабазах. Иногда он альбитизирован.

В наиболее распространенном типе диоритовых пород сделаны такие наблюдения.

Обр. 68. Угол погасания в сечении $\perp$ [100] около 15° — андезин.

„ 145. В одном зерне почти прямое угасание по отношению (010) — олигоклаз, в другом зерне максимальный угол в зоне $\perp$ (010) = около 10° — олигоклаз № 27 или олигоклаз-альбит.

Обр. 17. Максимальный угол в зоне $\perp$ (010) = 20° — андезин № 37. Альбитовый двойник: $BNg = 19°$ — андезин № 39. Сечение $\perp$ [100]; углы погасания в зональном кристалле: ядро 25° — андезин № 45, периферия 16° — андезин № 38.
Альбитовый двойник: $BNg = 22°$; $BNm = 68°$; $BNp = 85°$; $2V = +80°$ (по одной оси), — отвечает андезину № 42.

„ 8. Альбитовый двойник: $BNg = 8$—10°; $BNp = 90°$; оптически отрицателен; вероятно, олигоклаз-андезин № 30.

„ 565. Альбитовый двойник: $BNg = 12$—13° — вероятно, № 30—32 (или альбит?). Альбитово-карлсбадский двойник; сечение почти из симметричной зоны; углы погасания 10 и 13°; вероятно, олигоклаз № 28.

„ 112. Альбитово-карлсбадский двойник; углы погасания $1'1 = 8°$; $22' = 13°$; отвечает олигоклаз-андезину № 30; заметна зональность. Альбитовый двойник: $BNg = 7°$; $BNm = 83°$ и $BNp = 88°$; вероятно, олигоклаз № 27.

Таким образом, мы видим, что состав плагиоклаза в этом типе наших пород колеблется около пределов 30—40% содержания анортитовой молекулы. Тот же состав мы имеем и в наиболее меланократовых, почти горнблендитовых разновидностях, как это видно из следующих данных:

Обр. 562. Альбитовый двойник: $BNg = 8°$; вероятно, № 27.

„ 561. Карлсбадско-альбитовый двойник; углы 11 и 16°; № 30.

По спайности угол $\perp$ (010) : Ng около 15°; отвечает № 34; в альбитовом двойнике $BNg = 20°$; № 37.

Разложенность плагиоклаза затушевывает его первичные особенности. Видно, что зерна его более или менее изометрических очертаний то идиоморфны по отношению к роговой обманке, то, наоборот, ксеноморфны, так что структура получает вид габброидный.

Обычно двойники по альбиту и карлсбадскому законам и, повидимому, значительно реже по другим. Иногда заметна зональность, но довольно слабо выраженная.

Разложение плагиоклаза в меланократовых диоритах Бердяушского массива состоит в развитии в теле его мельчайших рельефных зернышек, обычно в виде маленьких комочков и одновременно тонких чешуек или волоконец ярко-поляризующего серицитоподобного минерала с оптически положительным удлинением. Увеличиваясь в количестве и тесно перемешиваясь между собой, они и образуют соссюритовидные агрегаты, образующие настоящие псевдоморфозы по плагиоклазу. Эпидот, также развивающийся в плагиоклазе, встречается в более крупных зернышках, часто срастающихся группами и местами замещающих плагиоклаз независимо и отдельно от указанного соссюритового перерождения.

2. Совершенно иной вид имеет плагиоклаз, входящий как существенный компонент в состав второй небольшой группы пород, выделенных под названием альбитовых диоритов (группа 2, см. рис. 21).

П. м. он выглядит свежим и прозрачным, содержа лишь ничтожное количество вростков мельчайших зернышек эпидота, волоконец актинолита, точечных включений и газовых пузырьков. Этот альбит в сравнительно крупных таблицах (до 1,5 *мм*), которые, соприкасаясь между собою, дают зубчатую линию контуров. Развита тонкая полисинтетическая двойниковая штриховка по альбитовому закону, к которому часто присоединяется карлсбадский и реже другие. Кристаллы

часто изогнуты, с выклинивающими и двойниковыми полосками и с более или менее сильно развитым волнистым погасанием.

Исследование показывает, что мы имеем дело или с альбитом, или, в других зернах, с олигоклаз-альбитом.

Обр. 55. 1) Двойник по закону оси: $BNg = 87°$; $BNm = 79°$; $BNp = 12°$. Альбит-олигоклаз.

2) Альбитовый двойник: $BNg = 18°$; альбит.

3) Альбитово-карлсбадский двойник; угол погасания $+5$ и $+12°$ в одну сторону; альбит.

4) Угол погасания в сечении $\perp [100] = -6°$ и (010): $Ng = 18°$; альбит.

5) Двойник: $BNg = 87°$; $BNm = 86°$; $BNp = 4°$; срастание по (010); $2V = +81$ и $+82°$; закон $\perp [001]$ во (010); альбит.

„ 78. 1) По спайности угол (010): $Ng = 14°$; олигоклаз-альбит № 7.

2) Угол погасания в сечении $\perp [100] = -15°$; альбит.

В пироксеновых диоритах плагиоклаз особенно сильно разложен, замещаясь тонкочешуйчатыми агрегатами серицитоподобного минерала или превращаясь в соссюрит. В первом из упомянутых типов пироксеновых диоритов (а) не удалось выбрать для измерений ни одного достаточно свежего зерна. В одном из образцов второго типа сохранились остатки свежего плагиоклаза, в котором найдено:

1) Угол погасания $\perp [100] = +32°$, что отвечает лабрадору № 60.

2) (010) : $Ng = 32°$, тоже соответствует № 60°.

В некоторых случаях плагиоклаз пироксеновых диоритов альбитизирован; тогда он выглядит прозрачным в зернах, встречающихся наряду с обычными продуктами разложения плагиоклаза. В альбите определены (обр. № 747): угол погасания в сечении $\perp [100] = -15°$ и (010): $Ng = 16°$.

Исключительной свежестью отличается плагиоклаз в биотитовых кварцевых диоритах (тип. 5).

Для него наблюдались такие свойства:

Зональный плагиоклаз, сечение $\perp [100]$;

1) угол погасания: ядро $+28°$ отвечает № 53 и наружная зона $+21° —$ № 38;

2) угол погасания: ядро $+28°$ отвечает № 53 и наружная зона $+23° —$ № 42, и

3) двойники по сложному альбитово-карлсбадскому закону: $BNg = 80°$; $BNm = 52°$; $BNp = 40°$; $2V = -80°$; отвечает андезин-лабрадору № 45.

Таким образом мы получили довольно согласные между собою цифры, указывающие на состав, близкий к № 40.

Кристаллы этого плагиоклаза имеют несколько вытянутую по [100] форму, в поперечных сечениях обнаруживая прямоугольные очертания там, где они соприкасаются с кварцем. По отношению к кварцу плагиоклаз вообще резко идиоморфен. Углы прямоугольных сечений часто слегка закруглены.

Разложение плагиоклаза в этих кварцевых диоритах развито в слабой степени и захватывает только ядра кристаллов, причем обыкновенно развиваются клочковатые пучки серицитоподобных чешуек.

Роговая обманка, как было сказано, представлена несколькими видами.

Наиболее распространенной, типичной для большинства наших диоритовых пород, является буро-зеленая или зелено-бурая обыкновен-

ная роговая обманка. Окраска ее в разных образцах породы не вполне одинаковая.

Наблюдался плеохроизм в таких тонах:

Обр.		*Ng*	*Nm*	*Np*	
130		23 *pi*	24 *pi*	1 *ea—gc*	буро-зеленая
126-a		24 *pi*	1 *pi*	1 *gc*	буро-зеленая
105-a		24(1) *pi*	2—1 *pi*	2 *ge*	буро-зеленая
55-a		1—2 *pi*	3 *pg*	2 *ec*	бурая
68	ядро	2 *pg*	2—3 *ng*	2 *ea*	бурая
		24 *pg*	24 *ng*		
61		2 *pg*, *pi*	3 *pi*, *pg*	2 *ec*	бурая
		21—22 *ic*			зеленая кайма
145-d		24 *pg*	1 *pg*	2 *ec*	
145-f		24 *pi—pg*	1—2 *pg* (*pi*)	2 *ea*	
27		24 *pg*	24 *pi*	2 *ca*	

Как видно, плеохроизм колеблется от буро-зеленых тонов (23—24) до зеленовато-бурых (1) или бурых (2—3). Абсорбция $Ng = Nm > Np$.

Другие оптические свойства тоже обнаруживают некоторые колебания в разных образцах:

Обр. 130. $2V = -56$ и $-60°$ (обе оси); угол погасания около 20°; $Ng - Np = 0{,}030$ (около).

„ 126-а. 1) $2V = -58°$; 2) угол погасания 14°.

„ 105-а. Бурая роговая обманка: $2V = -70°$; зеленая: $2V = -65°$; при этом зеленая пятнами прорастает бурую; в обоих $Ng - Np =$ около 0,022.

„ 53. $2V = 67{,}5°$; $Ng - Np = 0{,}028$ (сравнением с альбитом, для которого $Ng - Np$ принято равным 0,010); угол погасания 14°.

„ 55-а. Бурая: $2V = -68°$; угол погасания 12—13°; $Ng - Np = 0{,}028$; в другом случае, в кайме, обрастающей диопсид, $Ng - Np = 0{,}025$, если для диопсида принять $Ng - Np = 0{,}029$.

„ 68. Зеленовато-бурая: $2V = -60$ и $-58°$; угол погасания 16°.

„ 17. Бурая: $2V = -67$ и $-62°$; оба измерения по двум осям.

„ 61. Бурая роговая обманка обрастает каймой зелёной; угол погасания зеленой 15°, в бурой — несколько больше; $2V = -62°$ ($\rho > \upsilon$) и $2V = -72°$.

„ 145. Буро-зеленая роговая обманка: $2V = -67\frac{1}{2}°$; $\rho > \upsilon$; $Ng - Np = 0{,}023$; угол погасания $14\frac{1}{2}°$.

„ 27. Бурая роговая обманка: $2V = -66$ и $-72°$; угол погасания 12 и 14°.

„ 57. Угол погасания 13°; $2V = -69°$.

Колебания и в окраске минерала, и в его оптических константах не оставляют сомнения, что состав роговой обманки в разных представителях наших диоритовых пород не одинаков. Как средний тип можно принять разновидность с зелено-бурыми цветами плеохроизма, углом погасания около 13—14°, с $2V$ в пределах от -65 до $-70°$ и с двупреломлением несколько выше 0,025.

Усиление зеленых тонов в окраске связано с увеличением угла погасания и некоторым уменьшением угла оптических осей.

Переходы от бурой роговой обманки к буро-зеленой совершенно постепенны; иногда зеленые оттенки окраски усиливаются на периферии зерен; в других случаях та и другая распределяются в зерне неправильно.

Кроме бурой или буро-зеленой компактной роговой обманки, в рассматриваемом типе диоритовых пород присутствует в небольшом количестве светлозеленая роговая обманка с несколько меньшим показателем преломления и с плеохроизмом от светлозеленого (22 *ie—ig*) по *Ng* до светложелтоватого (2 *ea*) по *Np*; угол погасания в ней 15—16°, угол оптических осей $2V = -72°$. Двупреломление удалось измерить только в еще более бледно-окремненной разновидности в зерне с зональным строением. Средина его бесцветная, с $Ng - Np = 0{,}027$, а краевая зона — светлозеленая, с $Ng - Np = 0{,}024$.

Следует заметить также, что в типичных диоритовых породах в бурой роговой обманке вообще не замечается красноватый тон, который мы встречаем в боркевикитоподобной роговой обманке наших диабазов. Однако, в верховьях Шестой речки был встречен выход диоритовой породы (№ 112), несколько своеобразной, с кислым плагиоклазом (олигоклаз № 27—30) и с красновато-бурой роговой обманкой, с цветами плеохроизма:

$$Ng - 4\ pg;\ Nm - 4\ pg \text{ до } pi;\ Np - 2\ ea.$$

В ней угол погасания около 10°, $2V = -78°$ и $Ng - Np = 0{,}024$. Эту роговую обманку обрастают каемки голубовато-зеленой, с несколько меньшим двупреломлением и малым углом $2V = -46°$. Плеохроизм этой роговой обманки:

$$Ng - 20\ ic;\ Nm - 23\ pi;\ Np - 1\ ca.$$

В породах, которые нами были выделены в особую группу альбитовых диоритов, мы встречаемся опять с новым видом амфибола. Это несколько более удлиненные призмы с бледной голубовато-зеленой окраской и с такими цветами плеохроизма:

$$Ng - 21\ ic;\ Nm - 24\ ic;\ Np - 23\ ec,$$

таким образом, абсорбция: $Nm > Ng > Np$.

Угол погасания 15,5°; $Ng - Np = 0{,}026$. Для величины угла окисленных осей найдены величины: $2V = -68,\ -71,\ -70{,}5°$; $\rho > \upsilon$; во всех случаях наблюдались обе оси.

В пироксеновых (диопсидовых) диоритах роговой обманки очень немного, и иногда она совсем отсутствует. Она представлена здесь буровато-зеленой или зеленой разновидностью с плеохроизмом: $Ng = Nm - 24\ pi$ до $Np - 24\ ge$; окраска иногда пятнистая; угол погасания 16°; $Ng - Np = 0{,}024$ и $2V = -82$ до $\pm 90°$; в другой разновидности с плеохроизмом в более бурых тонах: $Ng - 2\ pi\ (pg)$; $Nm - 3\ pg$ и $Np - 2\ ea$; величина угла оптических осей $2V$ спускается до $-69°$.

Это изменение, повидимому, происходит постепенно. В промежуточной по оттенкам плеохроизма разновидности, с $Ng - 24$ до $1\ ng$, $Nm - 2\ pg$ и $Np - 2\ ca$ до *ea*, найдены угол погасания 14°, $Ng - Np = 0{,}024$ и угол оптических осей $2V = -78°$.

Кроме того, здесь встречается бледно подкрашенная зеленоватая роговая обманка ($Ng - 23\ ec$ до *ge*) с несколько меньшим углом пога-

сания 14°, более высоким двупреломлением $Ng - Np = 0{,}026$ и с углом $2V =$ около $-70°$.

Бурая с красноватым оттенком роговая обманка была встречена лишь в одном образце пироксенового диорита, настолько своеобразном, что его лишь условно, по преобладанию диопсида среди цветных минералов, можно было отнести к этой группе. Здесь бурый амфибол образует частью каймы на диопсиде ($2V = +53°$), частью в самостоятельных идиоморфных кристаллах. Целый ряд измерений констант бурой роговой обманки в этой породе согласно дал такие результаты:

Угол погасания 14°; $Ng - Np = 0{,}030$.

Угол оптических осей $2V = -79$ и $-77°$.

Плеохроизм $Ng = Nm -$ 4 *ng* и $Np -$ 1 *ge* до *ea*.

Очень часто бурую роговую обманку узкой корочкой обрастает интенсивно окрашенная сине-зеленая роговая обманка с $2V = -64°$ и даже меньше и, повидимому, с низким двупреломлением, которая в свою очередь покрывается каймой бледной, иногда почти бесцветной волокнистой роговой обманки с более высоким, чем зеленая, двупреломлением и с углом погасания, доходящим до 18—20°.

Наконец, в типе кварцевых диоритов, представленных у нас всего двумя образцами, встречается роговая обманка зеленая с цветами плеохроизма:

$$Ng - 24\ pi;\ Nm - 1\ pi \text{ и } Np - 1 - 2\ ea.$$

Для угла оптических осей имели также величины: $2V = -62$, $-62{,}5$, -60, $-65°$, — как видим, цифры очень близкие. Двупреломление в разных образцах оказалось различным: 1) $Ng - Np = 0{,}022$ и 2) $Ng - Np = 0{,}026$; последнее определено очень хорошо. Угол погасания определен в двойнике по (100) и оказался равным 13°.

Зеленая роговая обманка кварцевых диоритов большею частью в ксеноморфных зернах, иногда срастающихся группами. В некоторых попадаются остатки диопсида, представляющие как бы остатки при замещении.

Кроме этой зеленой роговой обманки, встречен в кварцевых диоритах и бледно окрашенный волокнистый уралит.

Диопсид. Этот минерал является существенной составной частью диопсидовых диоритов, выделенных выше в особую группу, но он встречается также и в других типах, начиная от наиболее распространенных меланократовых диоритов (группа 1) и кончая кварцевыми диоритами (группа 5). Во всех этих породах он тесно связан с амфиболом, который является здесь, очевидно, позднейшим, отчасти явно замещающим диопсид. В диопсидовых диоритах амфибол иногда совсем отсутствует (рис. 23).

Для диопсида характерна определенно выраженная тенденция к идиоморфизму (см. рис. 23). Зерна его обычно имеют форму коротко-призматических кристаллов, почти всегда с закругленными углами, переходящих в идиоморфно округлые зерна. В одном случае наблюдалось взаимное прорастание диопсида и сильно разложенного плагиоклаза, напоминающее пегматитовые сростки.

Мы выделили два типа пироксеновых диоритов: в одном из них диопсид частично превращен лишь в волокнистый уралит, в другом характерна амфиболизация пироксена с образованием зеленой не волокнистой роговой обманки, причем эта роговая

обманка и диопсид образуют взаимные прорастания, напоминающие пегматитовые сростки (рис. 24).

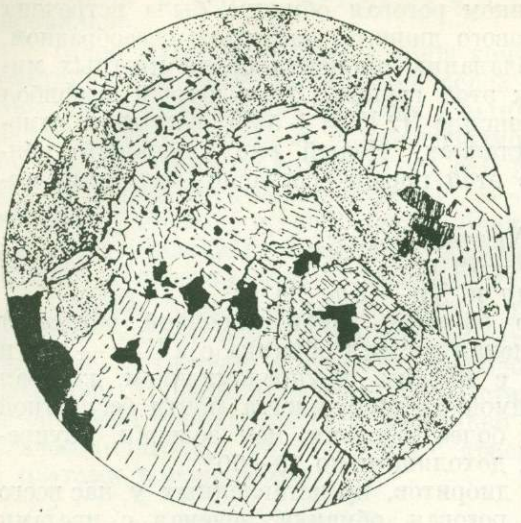


Рис. 23. Пироксеновый диорит. Плагиоклаз разложен (точки); в диопсиде вростки магнетита. Вокруг одного из зернышек магнетита — кайма биотита. × 15.

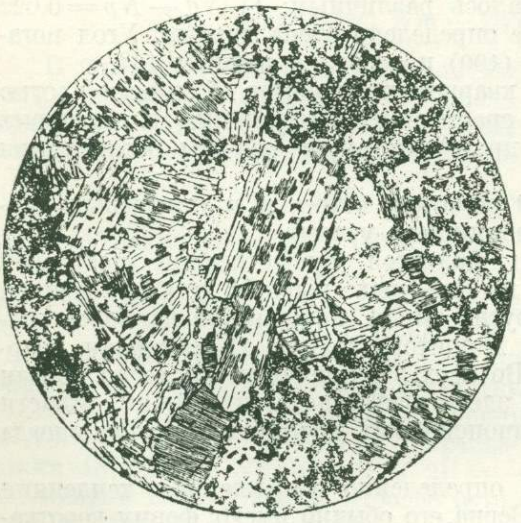


Рис. 24. Пятнистое пегматитообразное развитие роговой обманки в теле пироксена при его замещении. Более темная роговая обманка показанагустой штриховкой. Пироксеновый диорит. × 35.

Оптические свойства диопсида, определенные в разных шлифах, почти одинаковы. Минерал бесцветен. Угол погасания около 40°, $2V = -55$ до $-57°$, а измерения двупреломления дают величину $Ng - Np = 0{,}027—0{,}030$.

Ромбический пироксен попался только в одном образце кварцевого диорита, в виде небольших остатков, замещаясь уралитом. В шлифе встретились всего два его кристалла. Они имеют форму вытянутых призм, превращенных в уралит и содержащих в средней части остатки ромбического пироксена, который можно узнать по невысокому двупреломлению, прямому угасанию и слегка заметному плеохроизму в характерных для гиперстена тонах.

Биотит является в наших диоритовых породах не очень редким минералом, но встречается в незначительном количестве.

В большинстве случаев он разложен. Это разложение двоякого рода. В одних случаях минерал выцветает и подвергается хлоритизации, превращаясь в конце концов в псевдоморфозу из бледнозеленого хлорита; в других случаях — вместе с хлоритизацией обильно развивается по спайностям рельефное лейкоксеновое вещество, принимающее существенное участие в образовании псевдоморфоз.

Там, где биотит свеж, он обнаруживает неодинаковую в разных образцах окраску. Чаще всего встречается биотит с зелеными тонами плеохроизма, почти непрозрачный или очень густо окрашенный, оливково-зеленый по Ng и зеленовато-желтый или желтый по Np.

При положении направления спайности под углом 45° к плоскостям поляризации николей окраска этого биотита буро-зеленая.

В одном из кварцевых диоритов встречен был биотит, наоборот, с красноватыми тонами плеохроизма; в положении под углом в 45° к николям окраска его красно-бурая.

Ни в том, ни в другом виде не удалось измерить двупреломления, как вследствие сильной окраски, так и вследствие большой дисперсии.

Биотит в диоритах иногда обрастает магнетит, но нередко также образует самостоятельные, довольно крупные, не уступающие по размерам амфиболу или пироксену, таблички, неправильных в плоскости базиса очертаний и с хорошими пинакоидальными гранями.

Кварц и калиевый полевой шпат. Кварц встречается только в некоторых более кислых типах; как минерал существенный он наблюдался в кварцевых диоритах, выделенных нами в особую группу (5). Кварц всегда почти встречается в виде типичного ксеноморфного кварца. Там, где он попадается как второстепенный минерал, его мелкие зерна не влияют на структуру породы. В кварцевых диоритах, наоборот, присутствие кварца в существенном количестве создает тип гранитовидной структуры. Резко выражен идиоморфизм плагиоклаза, грани кристаллов которого особенно хорошо выступают в контакте с кварцем.

Ортоклаз иногда появляется вместе с кварцем как минерал случайный. Он образует чаще всего микропегматитовые срастания с кварцем. Мелкие зернышки таких сростков попались в двух-трех шлифах ксеноморфно зажатыми между плагиоклазом и роговой обманкой. В одном из образцов кварцевого диорита ортоклаз замечен в виде более крупных ксеноморфных по отношению к плагиоклазу зерен и легко распознается по меньшему светопреломлению. Мы увидим в дальнейшем, что в породах, близко примыкающих к нашим кварцевым диоритам и выделенных как группа несомненных гибридных пород, ортоклаз играет существенную роль.

Магнетит представляет самый распространенный из второстепенных минералов, в большем или меньшем количестве присутствует во всех шлифах, иногда сравнительно обильный. Большею частью это неправильные зерна, в некоторых случаях явно ксеноморфные; реже попадаются кристаллы. Магнетит охотно срастается с биотитом, образует изредка прорастания с роговой обманкой. Каких-нибудь особенностей, заслуживающих упоминания, не заметно. Кроме магнетита может быть встречается и титано-магнетит, судя по попадающимся лейкоксеновым каймам. Заслуживают упоминания встреченные в одном образце решетки из пластинок рудного минерала, прорастающие кристаллы моноклинного пироксена и иногда располагающиеся в нем зонами.

Апатит также является очень распространенным в наших диоритовых породах акцессорным минералом, и он заслуживает особого упоминания. Количество апатита в рассматриваемых породах несомненно повышено по сравнению с другими, и призмы его относительно очень крупные. Нередки случаи, когда они в длину достигают размеров величины зерна главных минералов породы, т. е. 1—1½ *мм*, а толщиной 50 и даже 150 μ. Обычно все же они несколько меньше. Такие крупные апатитовые призмы встречаются обыкновенно в первом типе диоритов, но иногда и в диопсидовых диоритах. Длинные, тонкие призмы иногда изогнуты (рис. 25), в более крупных изредка

наблюдается осевой канал. Обилие апатита видно на всех рисунках и микрофотографиях, изображающих рассматриваемые породы.

Апатит в диоритовых породах чаще всего встречается вросшим в роговой обманке. Очень охотно он ассоциируется также с магнетитом, когда последний имеет форму неправильных зерен.

Предположение, что в наших породах апатит является не первым выделением, но, наоборот, кристаллизовался вместе с магнетитом из летучих остатков магмы в стадию амфиболизации, кажется вполне естественным. Идиоморфизм игол апатита свидетельствует лишь о его высокой кристаллизационной способности и метасоматическом проникновении в силикате.

Случайные минералы, которые попадаются только в некоторых шлифах, представлены, кроме ортоклаза, который, пожалуй, тоже можно отнести к случайным, титанитом и ортитом.

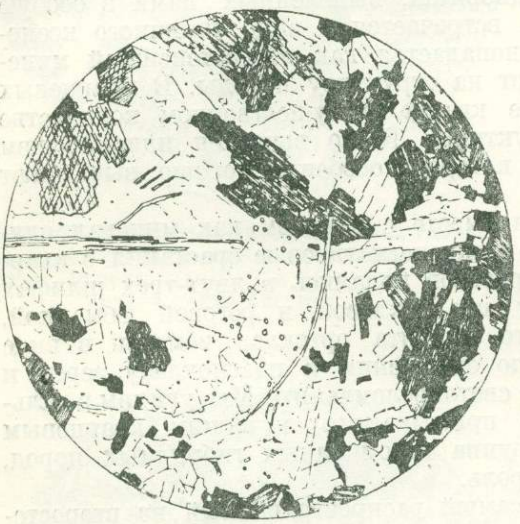


Рис. 25. Гибридный диорит. Видно обилие апатита, один из кристалликов которого изогнут; цветной минерал — роговая обманка, отчасти биотит. × 20.

Титанит попался в нескольких шлифах частью в виде характерных мелких кристаллов, частью в неправильных зернышках; крайне редки тонкие лейкоксеновые оторочки около рудного минерала. О лейкоксене в псевдоморфозах по биотиту уже говорилось.

В одном из образцов был встречен ортит в нескольких небольших зернышках красно-бурого цвета, обнаруживающих иногда кристаллические очертания и отчасти срастающихся с зернами магнетита.

Вторичные минералы. Прежде всего надо упомянуть о вторичных минералах, представляющих продукты разложения полевого шпата. Вследствие мелкости зернышек, они не поддаются точному исследованию. Главным образом это серицитовидные чешуйчатые минералы, частично может быть пренит, к которым присоединяются рельефные зернышки минералов цоизит-эпидотовой группы или в тонких клочковатых скоплениях или в более крупных различных зернышках. В некоторых случаях имеем довольно типичную картину соссюритизации.

Эпидот, кроме таких тонких агрегатов, встречается в более крупных и большею частью неправильных зернах, иногда образует тонкие жилки или зернистые скопления, обычно развиваясь на месте полевого шпата. Он с высоким цветом поляризации и еле заметной желтоватой окраской; его, надо, вероятно, отнести к пистациту.

Хлорит встречается так же часто, как и эпидот. Особенно характерна хлоритизация биотита, иногда образованием сагенитовых решеток, но хлорит замещает и другие цветные минералы — пироксен и роговую обманку, как однородную, так и волокнистую. Оптические

свойства хлорита: бледная зеленоватая окраска, очень низкое двупреломление и оптически положительное удлинение разрезов (т. е. отрицательный оптический знак минерала).

Структурные особенности диоритовых пород

Главная структурная особенность наших диоритовых пород, отличающая их от описанных выше диабазов, — отсутствие настоящей офитовой структуры, свойственной последним, — уже отмечена была выше. Иногда вытянутость лейст плагиоклаза и идиоморфизм их по отношению к роговой обманке напоминают структуру амфиболизированных диабазов, но это не является типичным для рассматриваемых пород. Вообще можно отметить обыкновенно несколько более совершенный идиоморфизм плагиоклаза, чем роговой обманки; в некоторых случаях структура габброидная.

Структурных особенностей, которые бы указывали на преобладающую роль кристаллобластических процессов при формировании структуры, не наблюдается. Они, однако, совершенно ясно сказываются во взаимных отношениях минералов, возникающих при развитии вторичной волокнистой роговой обманки, эпидота и др. вторичных минералов. Развитие этих минералов заметно маскирует первичные взаимные отношения главных компонентов. Пироксен, как правило, идиоморфен. Зеленая и бурая неволокнистые роговые обманки местами образуют такие прорастания с полевым шпатом, которые могут быть истолкованы как результат кристаллобластеза (протобластеза?), но настоящих диабластических сростков не встречено. Пегматитообразное прорастание пироксена амфиболом — несомненно явление метасоматического превращения первого во второй.

В текстуре породы можно отметить некоторую тенденцию к гломерокристаллическому сложению: зерна роговой обманки срастаются часто небольшими группами по нескольку зерен. Границы между ними тогда неправильны, нередки взаимные прорастания. В кварцевом диорите одного из выходов в бассейне речки Шестой (109) в одних участках мы имеем типичную гранитовую структуру, но тут же рядом в шлифе, вместе с исчезновением кварца и появлением в значительном количестве моноклинного пироксена (диопсида), структура меняет свой характер, принимая облик структуры пироксеновых гранулитов, даже роговиков. В этой же породе обращают на себя внимание очень крупные ксеноморфные таблицы биотита, мало похожие на обычные кристаллы слюды в изверженных породах.

В количественном минералогическом составе пород диоритовой группы следует отметить такую главнейшую особенность, о которой вскользь уже упоминалось.

В наиболее распространенном типе этих пород относительное количество цветного минерала (роговой обманки), с одной стороны, и характер плагиоклаза, с другой, не совсем отвечают обычному в изверженных породах соотношению этих особенностей. Породы наши слишком богаты роговой обманкой, и их с полным правом можно назвать меладиоритами.

Несомненно, что при образовании наших диоритовых пород происходили более сложные процессы, чем «нормальная» дифференциация магмы и кристаллизация этих пород из магматического расплава. Геологических и петрографических данных недостаточно, чтобы с уве-

ренностью можно было высказывать догадки о причинах специфических особенностей состава и структуры этих пород. Во всяком случае, нет оснований для того, чтобы видеть в них метаморфические амфиболиты, возникшие при метаморфизме каких-то других пород. Некоторые основания для предположения о том, что здесь могли иметь место какие-то процессы гибридизма, можно видеть в том обстоятельстве, что совершенно в подобных же условиях, а иногда в непосредственном соседстве, среди гранитовых пород Бердяушского массива залегают породы, которые уже с большой долей вероятности можно рассматривать как настоящие гибридные породы. К их описанию мы сейчас и перейдем.

ГИБРИДНЫЕ СИЕНИТО-ДИОРИТЫ

С описанными выше меланократовыми диоритовидными породами тесно связаны породы со своеобразным минералогическим составом и структурой, возникновение которых трудно объяснить иначе, чем результатом гибридизма.



Рис. 26. Гибридный сиенито-диорит. Плагиоклаз; калиевый полевой шпат (точки); роговая обманка, немного кварца. Видно неравномерное распределение минералов. Вокруг одного из зерен кварца роговая обманка образует венчик. × 18.

О залегании этих пород мы знаем, пожалуй, еще меньше, чем о других меланократовых породах: они встречены в виде отдельных выходов и глыб в области распространения гранитов. При этом почти в каждом отдельном выходе эти породы обладают своими индивидуальными чертами, и потому трудно дать им общую детальную характеристику. В дальнейшем я привожу описание отдельных более типичных образцов, но сейчас полезно отметить, хотя бы лишь в самых главных чертах, их общие особенности.

Макроскопически можно заметить такие признаки этих пород.

Очень часто своеобразный характер породы проявляется только в том, что в них появляется примесь красного полевого шпата, от чего общая окраска породы принимает буроватый оттенок. При этом можно видеть, что красный полевой шпат обычно не распределяется равномерно в породе, а выступает в виде более или менее обособленных красных пятнышек на фоне диоритового состава из белого полевого шпата и роговой обманки. Размеры таких пятнышек 2—3 *мм*; при благоприятных обстоятельствах, например, на гладких выветрелых поверхностях, можно видеть, что неделимые красного полевого шпата крупнее других составных частей породы.

Неравномерное строение породы дальше идет к тому, что получаются настоящие пятнистые породы, в которых довольно крупные

пятна сростков красного полевого шпата выступают на зелено-сером фоне породы, богатой цветным минералом (табл. XV, фиг. 4). К полевому шпату присоединяются уже видимые невооруженным глазом зерна кварца. Еще дальше неравномерность в структуре и текстуре ведет к образованию брекчиевидных такситовых пород, с участками, различающимися по составу и по структуре, что хорошо видно п. м. (рис. 26); иногда светлые участки из розового полевого шпата и кварца пересекают более темные в виде жилок (рис. 27 и табл. XVI, фиг. 3). Существуют переходы между всеми этими типами. Обнажения на правой стороне речки Пятой, пониже выходов нефелинового сиенита, дают примеры таких переходов.

Нужно особо упомянуть оригинальную разновидность этих пород, встреченную в нескольких местах массива.

В среднезернистой массе более или менее явственно пятнистого сиенито-диорита выступают крупные, достигающие 5 *мм* в диаметре, округлые или овальные зерна или сростки зерен кварца, отороченные резко выделяющейся узкой темной каемкой роговой обманки; иногда между роговообманковой каемкой и кварцем видна тоненькая каемочка красноватого полевого шпата. Есть подобные же типы гибридных пород, содержащих, как показывает микроскопическое исследование, пироксен, в качестве цветной составной части, вместо роговой обманки.

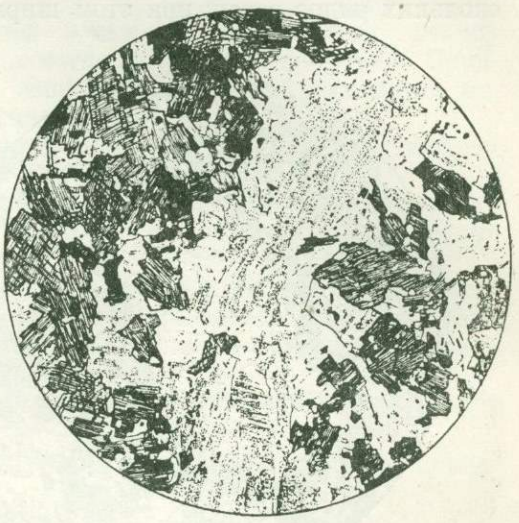


Рис. 27. Гибридный сиенито-диорит. Пертитовый полевой шпат в виде жилообразной полоски. × 20.

Микроскопическое изучение наиболее распространенной группы гибридных пород, которая по составу отвечает сиенито-диоритам с роговой обманкой в качестве цветной составной части, показывает большое их сходство с диоритовыми меланократовыми породами. Мы в них имеем ту же буро-зеленую или зеленую роговую обманку и сильно разложенный плагиоклаз, может быть несколько более кислый, так как в сохранившихся зернах он обнаруживает тонкую двойниковую штриховку с малыми углами погасания.

Почти всегда присутствует биотит, более или менее разложенный. Обычные акцессорные минералы: рудный минерал и апатит; последний нередко в необычайно длинных иглах.

Отличительною особенностью рассматриваемых пород является присутствие в них ортоклаза и кварца в довольно своеобразном виде. В некоторых случаях оба эти минерала наблюдаются в формах, не представляющих каких-нибудь особенностей, и представляют обычные ксеноморфные зерна этих минералов, свойственные сиенито-диоритам, но особенно характерным является такой вид этих минералов, кажущихся в этом случае чуждыми этой породе: ортоклаз представляется в виде больших ксеноморфных таблиц, превышающих средние размеры

зерна породы и отдельно сидящих среди их массы. Окружающие минералы — роговая обманка и плагиоклаз — отчетливо идиоморфны по отношению к ортоклазу, так что получается род монцонитовой структуры и даже пойкилитовых включений (табл. XV, фиг. 5).

В других случаях ортоклаз вместе с кварцем выполняет ксеноморфные участки, как бы промежутки между другими минералами (см. рис. 26 и табл. XV, фиг. 6).

Кварц, помимо обычных ксеноморфных зерен в породе, образует уже упомянутые округлые включения — глазки (рис. 28, а также на рис. 26 в неразвитом виде). Окружающие эти кварцевые включения венчики ортоклаза и роговой обманки состоят из одного, редко нескольких рядов зерен; при этом ширина этих каемок не обнаруживает

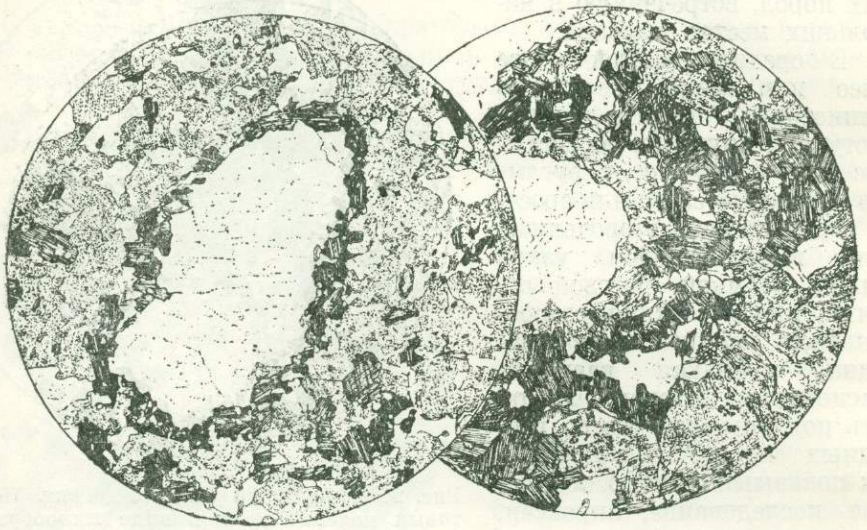


Рис. 28. Кварцевые глазки в гибридных сиенито-диоритах. На полном рисунке — вокруг кварца венчик роговой обманки; на другом рисунке — между кварцем и роговой обманкой промежуточная зона калиевого полевого шпата. × 10.

никакой связи с размерами кварцевых зерен. В некоторых случаях такие же венчики образуют диопсидовый пироксен. В некоторых типах можно заметить, что кварц и калиевый полевой шпат ассоциируются вместе, образуя сростки или даже жилки несколько более крупного зерна, чем окружающая диоритовая масса, нерезко отграниченные от породы (см. рис. 26 и 27).

В дальнейшем описан ряд отдельных представителей гибридных пород, начиная с наиболее распространенных, обычных типов. Последние характеризуются, главным образом, неравномерным распределением ортоклаза и макроскопически имеют более или менее ясно выраженный пятнистый облик с красноватыми пятнышками ортоклаза на диоритовом сером фоне.

109-а. Гибридная порода. Северная часть массива, к северу от Шестой речки.

Меланократовая порода в среднезернистой массе диоритового облика, выделяются розовые пятна калиевого полевого шпата.

Под микроскопом в слегка помутневшем зерне такого ортоклаза обнаружен угол оптических осей $2V = -71°$; в виде мелких пятнышек на фоне этого крупного ксеноморфного зерна замечается микроклин; оси индикатрисс микроклина и ортоклаза образуют углы $NgNg' = 17°$, $NmNm' =$ около $10°$ и $NpNp' = 20°$. В другом свежем и прозрачном зерне ортоклаза определено $2V = -60°$. Ортоклаз всегда в виде ксеноморфных таблиц, более крупных, чем остальные зерна породы. В них особенно охотно врастают длинные тонкие иглы апатита, а также пойкилитовые вростки роговой обманки. Наблюдалось взаимное пегматитообразное прорастание ортоклаза с альбитом, имеющее форму очень неправильного зерна с рваными контурами, и вростки цоизита. Главная масса породы состоит из почти одинаковых количеств зеленой обыкновенной роговой обманки и плагиоклаза, размер зерен около 0,5 *мм*. Плагиоклаз заметно разложен, помутнел. Порядочно магнетита в неправильных зернышках, нередки пластинки бурого биотита, апатит в мелких иголочках.

19-b. Темная гибридная порода. По правую сторону Пятой речки в нижнем ее течении (отдельные глыбы).

Макроскопически обращает на себя внимание красноватая окраска полевого шпата, неравномерное распределение минералов и обилие роговой обманки.

Под микроскопом роговая обманка зеленая и неоднородная, представляющая ряд стадий перехода амфибола из одного вида в другой. Форма ее зерен неправильно-призматическая, зерна образуют группы и неравномерно распределены в породе.

Более темно окрашенная зеленая роговая обманка обнаруживает такие цвета плеохроизма:

Ng — буро-зеленый 24 *pi*, *Nm* — буро-зеленый; *Np* — желтый; прибл. 1 *gc*.

Угол погасания у нее около 16°; $2V = -69°$.

Эта роговая обманка превращается местами в бледно окрашенную разновидность.

Последняя образует самостоятельные призмы около и внутри «пятен» щелочного полевого шпата. Плеохроизм бледной роговой обманки таков:

Ng — зелееный 21—22 *gc*; *Nm* — зеленый, почти такой же; *Np* — почти бесцветный, до 24 *ec*.

Полевой шпат породы — кислый плагиоклаз с тонкой двойниковой штриховкой. В свежих «пятнах» к нему присоединяется ортоклазовидный полевой шпат с $2V = -80°$. В породе довольно много магнетита и немного сфена. Структура породы, вследствие распределения роговой обманки кучками и отсутствия ясной последовательности кристаллизации, напоминает структуру метаморфических пород. В разных направлениях порода пересечена тонкими жилками мелких зернышек эпидота, переходящими в неправильные скопления. Некоторые кристаллы полевого шпата пронизаны тонкими иголочками актинолита.

19-a. Гибридная сиенито-диоритовая порода. Там же. Структура породы обнаруживает больше признаков нормальной изверженной породы во взаимных очертаниях полевого шпата и роговой обманки, но в то же время она разбита сетью трещинок раздавливания с заметным раздроблением породы и образованием по этим трещинам тонкозернистых жилочек эпидота. Плагиоклаз породы

является олигоклазом с точной двойниковой штриховкой и с углом (010) : $Ng = 10°$. Порядочно ксеноморфного магнетита, иголочки апатита.

70. Гибридный меланократовый сиенит. По речке Пятой в средней части массива. Глыбы среди гранита-рапакиви.

Темная порода, состоящая, как видно под микроскопом, из большого количества буро-зеленой роговой обманки в изометрических или короткостолбчатых формах, к которой присоединяется немного полуразложенной слюды. Бесцветные минералы — довольно сильно разложенный плагиоклаз и более свежий калиевый полевой шпат. Первый — в идиоморфных кристаллах, второй — в крупных ксеноморфных таблицах, содержащих пойкилитовые вростки всех остальных минералов; попалось несколько зерен кварца, относительно много магнетита и апатита, последний в характерных для наших пород крупных иголочках.

Средняя величина зерна 0,5—1 *мм*. Распределение минералов в породе неравномерное. Калиевый полевой шпат обособляется отдельными более крупными зернами. Исследование калиевого полевого шпата дало угол оптических осей $2V = -60°$. Роговая обманка, сравнительно густо окрашенная, обладает двупреломлением $Ng - Np = 0{,}025$; угол погасания = 18—20° и угол $2V = -66°$ (определяется хорошо, по выходам обеих осей).

564. Среднезернистый кварцевый сиенит или сиенитодиорит, явно гибридный. Величина зерен от 1 до 2 *мм*. Макроскопически порода состоит из красноватого полевого шпата и зеленовато-черной роговой обманки.

Под микроскопом видно, что количество плагиоклаза почти такое же, как калиевого полевого шпата. Плагиоклаз с тонкой двойниковой штриховкой и с небольшими углами погасания, но иногда доходящими до углов погасания альбита, именно $\angle(010) : Ng = -17°$. Он в идиоморфных кристаллах, с удлиненными разрезами, в большей или меньшей степени усеян пылинками рельефной мути (цоизит), делающими его иногда почти непрозрачным. Ортоклаз с углом оптических осей $2V = -68°$, иногда обрастает плагиоклаз в параллельном положении, позволяющем убедиться в его прямом угасании, изредка образует вростки в плагиоклазе, но чаще всего выполняет промежутки между другими минералами в виде более крупных, чем остальные минералы, ксеноморфных зерен. Кварц встречается в незначительном количестве, в типичных ксеноморфных выделениях. Главным цветным минералом, составляющим до 25% всей массы породы, является буро-зеленая роговая обманка с углом погасания около 15—17°, двупреломлением $Ng - Np = 0{,}023$ и углом оптических осей $2V = -64°$, хорошо определенным в нескольких зернах. Кроме роговой обманки, — немного хлоритизированного биотита. Из акцессорных минералов больше всего магнетита; апатит встречается в характерных, относительно крупных, длинных иглах; изредка — кристаллики сфена.

109-с. Гибридная порода. В северной части массива. В зернистой серой массе, состоящей, главным образом, из амфибола, выделяются отдельные пятна красноватых полевых шпатов и точно угловатые включения их.

Под микроскопом главная масса состоит из моноклинного пироксена, в различных стадиях перехода в бледную роговую обманку, и кислого плагиоклаза. Местами, вместе с разложенным плагиоклазом, есть и калиевый полевой шпат. В «пятнах» полевых шпатов мы имеем

иногда неправильное срастание альбита с калиевым полевым шпатом. В общем, в породе цветной минерал преобладает. Небольшое количество магнетита, хлорит и эпидот. В структуре характерны ксеноморфные очертания полевого шпата. Структура не совсем обычна для изверженной породы.

21. Среднезернистая порода сиенито-диоритового облика. Размер зерна около 1 *мм*. Структура — типичная гипидиоморфно-зернистая. Идиоморфный плагиоклаз — разложен («соссюритизирован»); ортоклаз, наоборот, — свеж. Роговая обманка буро-зеленая, иногда пятнисто окрашенная, обладает прекрасно образованными гранями там, где она соприкасается с ортоклазом, но она ксеноморфна по отношению к плагиоклазу. В очень небольшом количестве встречается коричневый биотит. Акцессорные минералы — магнетит в кристалликах и неправильных зернах и апатит; встречено зерно флюорита.

Структура породы, с резко выделяющимся ксеноморфным ортоклазом, образующим зерна более крупных размеров, чем другие минералы, очень типична.

78-d. Среднезернистый гибридный сиенито-диорит. Южная часть массива, по левую сторону Рачева лога. Средний размер зерна около 1 *мм*.

Плагиоклаз, более идиоморфный, чем роговая обманка, порядочно помутнел и испещрен блестками вторичных чешуек так, что не поддается исследованию. Ксеноморфный ортоклаз, встречающийся в отдельных зернах в породе, наоборот, обычно очень свеж. В нем определен $2V = -68°$.

Участки шлифа, где присутствует ортоклаз, обнаруживают, благодаря его резкому ксеноморфизму, типичную монцонитовую структуру. Роговой обманки относительно много (около 25% и больше), она обладает густой буро-зеленой окраской, углом погасания около 16° и $2V = -60$ до $-51°$, напоминая роговую обманку рапакиви. В небольшом количестве к ней присоединяется темная слюда, частью хлоритизированная. Характерные длинные тонкие иглы апатита и зерна магнетита, большею частью неправильные.

V-1. Гибридный сиенито-диорит из северной части массива. Микроскопически порода среднезернистая (величина зерна около 1 *мм*), полевой шпат несколько крупнее амфибола (довольно богата роговой боманкой, «диоритовый» тип); полевой шпат большею частью светлозеленоватый, но отдельными пятнами выделяются зерна розового полевого шпата.

Под микроскопом видно, что зеленоватый полевой шпат представляет сильно разложенный плагиоклаз, еще обнаруживающий тонкую двойниковую полосчатость, свойственную олигоклазу; он в идиоморфных призматических кристаллах. Розовый полевой шпат — калиевый, с $2V = -58°$, в типичных крупных ксеноморфных зернах, очень свежих.

Зеленая роговая обманка обладает двупреломлением $Ng - Np = 0{,}020$ и углом оптических осей $2V = -62°$. Она иногда хлоритизирована, иногда внутри ее зерен наблюдаются бесцветные участки с $2V = -62°$ и двупреломлением $Ng - Np = 0{,}026$. В породе немного биотита, полуразложенного, с зелеными тонами плеохроизма и с выделением титановых (?) минералов по спайности; довольно много кристалликов и неправильных зернышек рудного минерала, изредка зерна сфена и обильные тонкие иглы апатита, вросшие во всех минералах,

а особенно в ортоклазе. Иногда иглы его пронизывают по несколько зерен.

Для структуры характерен идиоморфизм плагиоклаза по отношению к роговой обманке и последней по отношению к ортоклазу (табл. XV, фиг. 3).

II. Второй вид гибридных пород нашего массива представляют такие породы, в которых калиевый полевой шпат и кварц образуют нередко обособленные от остальной массы породы жилочки или неправильные небольшие скопления. Реже наблюдаются обратные соотношения, когда участки из полевого шпата и кварца, более крупнозернистые, заключены в мелкозернистом диоритового типа цементе. Таким образом, эти породы являются настоящими атакситами. Все такие образцы были встречены в виде отдельных кусков, и взаимные отношения с окружающими породами непосредственно не могли быть изучены. Ниже я привожу описание нескольких шлифов из пород этого вида.

20-о. Гибридная порода, шлирообразный участок или ксенолит среди сиенитовой фракции рапакиви. Вилесова гора (табл. XVI, фиг. 3).

Главная масса породы под микроскопом представляет довольно меланократовый (до 30% цветного минерала) диорит из совершенно разложенного плагиоклаза и роговой обманки, зеленой, нередко неравномерно окрашенной, с углом погасания, равным 15°, и углом оптических осей $2V = -69°$. Зерна роговой обманки иногда распадаются на неправильно очерченные полоски — волокна, находящиеся в двойниковом положении.

Изредка внутри роговой обманки попадается диопсид как бы в виде остатков от амфиболизации. Кроме того, порядочно бурого биотита, причем нередко он подвергается своеобразному разложению с выделением на месте его кварца. Небольшая примесь магнетита и сфена.

В этой породе проходит полоска (жилка), нерезко отграниченная от окружающей массы и образованная микропертитовым полевым шпатом тонкого строения и альбитом, иногда имеющим строение шахматного альбита. Альбит иногда окружает пертит. Калиевый компонент пертита обладает углом $2V = -80°$; строение пертита тонкое, неправильно жилковатое. По краям этой полоски шлифа местами пучки волокнистой роговой обманки, растущей внутрь. От такой жилки отходят тонкие (около 1—2 *мм*) апофизы, разветвляющиеся и тоже нерезко отграниченные и теряющиеся среди остальных минералов; их состав отличается несколько бо́льшим относительным количеством альбита.

126-b. Гибридная порода с такситовым строением. Марунина гора, почти на вершине. Порода состоит из участков меланократовых, диоритового облика, состоящих, как видно под микроскопом, из полуразрушенного пронизанного цоизитовой мутью плагиоклаза и зеленой роговой обманки, обычно находящейся не в отдельных зернах, а группами; иногда тут же появляется слюда, сравнительно слабо плеохроичная, также магнетит в неправильных зернах и скелетообразных сростках. Роговая обманка зеленая, то с синеватым, то с желтоватым оттенком, неравномерно окрашенная и неодинаково плеохроичная, иногда неоднородного волокнистого строения; угол погасания около 15°, $2V = -67°$ (по двум осям), с заметной дисперсией

$\rho >$; двупреломление $Ng - Np = 0{,}020$, измерено в наиболее распространенной зеленой разновидности.

В такой диоритового типа массе, неправильно очерченной, небольшие участки, размером от 0,5 до 1 *см*, состоят из ксеноморфного кварца и полевых шпатов: олигоклаза и калиевого полевого шпата; в последнем найдено $2V = -79°$. В таком участке находятся как бы оторванные от диоритовой части породы группы зерен цветных минералов в виде округлых сростков, тут появляется вместе с амфиболом моноклинный пироксен, попадающийся здесь также и в отдельных зернах (табл. XV, фиг. 1 и 2).

32-н. Гибридная порода. Крупные кристаллы полевого шпата и кварца сцементированы тонкозернистой, богатой роговой обманкой, массой таким образом, что текстура породы походит на брекчию.

В шлифе видны своеобразные отношения составных частей породы, говорящие в пользу гибридного ее происхождения. Сростки крупных зерен (до 5 *мм*) микропертита и кварца, к которым присоединяется иногда олигоклаз, кажутся совершенно чуждыми породе, свойственными скорее рапакиви или рапакивиобразному граниту. Калиевый компонент микропертита — ортоклаз с $2V = -70°$, с мелкими пятнами микроклина. Эти кварцево-полевошпатовые сростки заключены в мелкозернистой (0,1—0,15 *мм*) массе, состоящей почти из равных количеств зеленой роговой обманки и плагиоклаза, повидимому, кислого. Структура микрогаббрового (гранулитового) облика, немного отличающаяся от этого типа, с несколько вытянутыми зернышками роговой обманки. По всей массе рассеяны мельчайшие зернышки магнетита, иногда призмочки апатита. Около включений — сростков крупных зерен ортоклаза и кварца — размер зерна вмещающей массы несколько увеличивается, и здесь появляются в виде прерывистого венчика около кварца и щелочного полевого шпата своеобразные изометрические или почти изометрические зерна (величиной 0,2—0,3 *мм*) роговой обманки, часто содержащие внутри ядро биотита коричневого цвета. Роговая обманка, которую легко узнать по призматической спайности во внутренней части, бесцветна, с углом погасания 13°, углом оптических осей $2V =$ около $\pm 90°$ и с высоким двупреломлением $Ng - Np = 0{,}027$. Снаружи зерен она переходит в густо окрашенную узкую зеленую кайму. В более светлых каймах $2V = -67°$, а в наиболее густо окрашенной найдено $2V = -30°$.

III. Как уже было упомянуто, очень типичной чертой некоторых гибридных пород является присутствие в них округлых зерен кварца с оторочками из роговой обманки, иногда пироксена и из калиевого полевого шпата. В некоторых случаях эта особенность является главным отличительным признаком принадлежности породы к рассматриваемой группе, в других случаях присутствие таких зерен кварца соединяется с другими уже отмеченными особенностями породы. Я приведу несколько примеров этой разновидности гибридных пород.

21-а. Гибридный сиенито-диорит. Южный склон Рачева лога.

Среднезернистая порода диоритового облика из красноватого полевого шпата и темной роговой обманки. Красный полевой шпат иногда образует обособленные группы зерен. Встречаются включения округлых зерен кварца с роговообманковыми узенькими оторочками.

Под микроскопом порода выглядит как довольно меланократовый сиенитодиорит, в котором цветной минерал (роговая обманка) составляет около 25—30%. Размер зерен около 1—2 *мм*.

Полевой шпат — частью кислый плагиоклаз, несколько помутневший, частью калиевый полевой шпат. В плагиоклазе определен угол (010) : $Ng = 5°$, почему его надо отнести к олигоклазу № 16—18. Калиевый полевой шпат обладает прямым погасанием относительно спайности (010). Его зерна кажутся слегка запыленными, но среди них выступают совершенно прозрачные участки. В запыленных частях $2V = -63°$. Иногда отдельными мелкими пятнышками выступает микроклиновая решетка; заметны также тонкие неправильные пертитовые жилки альбита.

Роговая обманка зеленая, иногда во внутренней части кристаллов более бледная; в некоторых зернах попадают включения моноклинного пироксена. Угол погасания зеленой роговой обманки 13°, $2V = -73°$ и $Ng - Np = 0{,}020$. Формы ее зерен — идиоморфные призмы, хотя и плохо образованные. «Включения» кварцевых зерен имеют неправильно извилистые контуры и окружены сначала каемкой щелочного полевого шпата, а за ней венчиком короткопризматических зерен бледной роговой обманки, обыкновенно разложенной. Щелочной полевой шпат и тесно связанный с ним ксеноморфный кварц распределены несколько неравномерно в породе. Акцессорные минералы — магнетит и апатит.

Во втором шлифе из того же образца порода имеет облик диорита; ее пересекает «шлировая» жилка полевого шпата. Эта жилка состоит, главным образом, из калиевого полевого шпата с вростками кислого плагиоклаза. Зерна сфена приурочены, повидимому, к таким жилкам. Вмещающая масса из плагиоклаза; ортоклаза, буровато-зеленой роговой обманки и кварца. Довольно много апатита.

VI-5. Гибридная порода (табл. XV, фиг. 6). Из северной части массива.

Макроскопически мелкозернистая порода из зеленовато-белого полевого шпата и зеленовато-черной роговой обманки. В этой зернистой массе включены обильные округлые зерна кварца, окруженные характерными темными корочками роговой обманки.

Под микроскопом при первом взгляде останавливает внимание неоднородное строение всей породы: одни участки, более мелкозернистые (около 0,5 *мм*), состоят из кислого плагиоклаза, зонального, часто с разложенным ядром, и из большого количества зеленой роговой обманки; в других, обычно более крупнозернистых (величина зерен 1 *мм* и больше) выделениях, роговая обманка исчезает, а к плагиоклазу присоединяются калиевый полевой шпат и кварц, иногда микропегматит. Довольно много магнетита, рассеянного по всей породе, иногда в неправильных зернах и скелетных кристаллах. Кое-где к нему присоединяется биотит; незначительная примесь иголочек апатита. Роговая обманка породы должна быть отнесена к обыкновенной роговой обманке с углом погасания 15°, $2V = -70°$, при наклонной дисперсии осей с $\rho > \upsilon$, а двупреломление $Ng - Np = 0{,}023—0{,}024$. Плагиоклаз в сохранившихся наружных частях близок к олигоклазу. Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом, в котором в нескольких зернах определено $2V = -70°$, но встречено также зерно с $2V = -80°$. Плагиоклаз в идиоморфных, несколько более крупных, призматических кристаллах, разнообразно расположенных, составляет основную черту структуры. Идиоморфные округлые включения кварца различ-

ной величины; своим идиоморфизмом и расположением в разных частях породы, безотносительно к ортоклазу, этот кварц отличается от ксеноморфного кварца, ассоциированного с калиевым полевым шпатом. Кроме того, эти «включения» всегда окружены венчиком из изометричных зерен роговой обманки, ширина которого не связана с размерами окружаемых зерен; так, крупное зерно в 2,5 *мм* окружено каемкой, толщиной около 0,5 *мм*, и мелкие зерна, размером немного превышающие 0,5 *мм*, окружены роговообманковой корочкой более 0,5, местами до 1 *мм* толщиной, и т. д. Так распространенная зона калиевого полевого шпата между кварцем и роговой обманкой в этом образце отсутствует.

20-b. Гибридный сиенитодиорит. Южный склон горы Вилесовой. Глыбы среди выходов сиенита. Порода состоит из кислого плагиоклаза (олигоклаза), из зеленой под микроскопом обыкновенной роговой обманки, калиевого полевого шпата с $2V = -80°$ и ксеноморфного кварца. Местами к этим минералам присоединяется бесцветный моноклинный пироксен, вероятно диопсид, превращающийся в роговую обманку. Акцессорные — магнетит и апатит в длинных тонких иглах. Структура гранитоидная. В текстуре заметно выражена тенденция к обособлению участков с одной стороны плагиоклазово-роговообманковых, с другой — ортоклазово-кварцевых.

Включения крупных около 2—3 *мм* в поперечнике идиоморфных кварцевых зерен окружены сначала тонкой (до 0,15 *мм* и меньше) корочкой ортоклаза, иногда одинаково ориентированного вокруг всего зерна или его значительной части, а за ним — зернистой корочкой, немного потолще, состоящей из роговой обманки и диопсида, местами прерывающейся. Граница между кварцем и ортоклазом неправильная, извилистая, с «бухтообразными втеками» ортоклазового вещества в тело кварца (табл. XVI, фиг. 1).

62. Диоритового вида среднезернистая порода. Из выхода в северной части массива.

Порода относительно меланократовая, в которой количество роговой обманки доходит до 50%. Величина зерна около 1 *мм*. Видны включения округлых зерен кварца, окаймленные роговой обманкой.

Порода состоит главным образом из олигоклаза в призматических зернах с двойниковой штриховкой по альбитовому и карлсбадскому законам и из роговой обманки, также в призматических кристаллах, то идиоморфных, то ксеноморфных по отношению к плагиоклазу. Ортоклаз, всегда ксеноморфный, в отдельных изолированных зернах; в нем был произведен ряд определений $2V$, причем в слегка пелитизированных зернах оно оказывалось от —71 до —75°, а в свежих участках внутри таких зерен $2V = -60°$. Наконец, немного кварца, во-первых, в виде обычных ксеноморфных выделений, во-вторых, в виде идиоморфных «включений» — «глазков», о чем скажем дальше. Обращают на себя внимание крупные зерна титанита. Роговая обманка в этом образце зеленая, окрашена светлее, чем в других породах этой группы, и при этом она представлена несомненно двумя видами, отличающимися по цвету, оттенком плеохроизма и по другим свойствам. Более сильно окрашенная зеленая роговая обманка, плеохроирующая по Ng светлым буро-зеленым цветом, обладает углом погасания 15° и $Ng - Np = 0{,}024$, $2V = -80°$; в другом виде плеохроизм по Ng с голубоватым оттенком, угол погасания несколько меньше — около 14°, а двупреломление выше: $Ng - Np = 0{,}026—0{,}027$.

Структура породы диоритовая.

Попавший в шлиф овальный «глазок» кварца имеет около 5 *мм* в поперечнике; в кварце много точечных включений, мельчайших пузырьков и заметна слабая «волокнистость» в погасании того же характера, как это наблюдается в рапакиви. Зерно кварца с неровными, но не извилистыми краями, окружено сначала корочкой из зерен олигоклаза и калиевого полевого шпата толщиной около 0,5 *мм*, а затем почти сплошной зоной из зерен роговой обманки, как зеленой, так и более бледной голубовато-зеленой. Снаружи этой зоны на ней наросли отдельные крупные зерна сфена, впрочем вообще встречающиеся в породе.

30-н. Макроскопически темная порода из красноватого полевого шпата и почти черной роговой обманки. Включения округлых серых зерен с роговообманковыми черными оторочками достигают 6 *мм* в поперечнике.

Под микроскопом порода имеет явный вид гибрида. Она состоит из разложенного, испещренного рельефными цоизитовыми зернышками плагиоклаза в форме призматических кристаллов и из сравнительно большого количества (до 30% или немного больше) роговой обманки, зеленой, обыкновенной, с $2V = -72$ до $-74°$ и $Ng - Np = 0{,}022$, неравномерно распределенной в шлифе. Довольно много магнетита, крупные зерна сфена и длинные тонкие иголочки апатита; редкими кучками развивается эпидот. Местами в такой массе в виде ксеноморфных крупных, до 5 *мм* и больше, выделений — калиевый полевой шпат, иногда вместе с кварцем, кажущиеся чуждыми породе. В крупных ксеноморфных зернах такого калиевого полевого шпата наблюдались в виде пойкилитовых вростков включения мутного плагиоклаза, роговой обманки, разложенной слюды. Сам калиевый полевой шпат обращает на себя внимание своими свойствами. Угол оптических осей в нем $2V = -59°$, и в некоторых зернах замечены тончайшие двойниковые вростки с координатами двойниковой от $BNg = 30°$ (около); $BNp = 10—15°$ и $BNm = 85—90°$. Эти цифры определяются мало точно (BNg построением), но все же легче всего такие вростки объясняются «двойниками» по мурчисонитовой отдельности.

12-н. Среднезернистая темная порода из беловатого макроскопически полевого шпата и зеленоватого цветного минерала. Структура невооруженному глазу напоминает структуру мелкозернистых диабазов с вытянутыми очертаниями полевых шпатов.

Под микроскопом видно, что полевой шпат таблитчатых очертаний совершенно разложен и замещен тонкими агрегатами ярко-поляризующих чешуек и клочковатой мути. Цветные минералы — частью бесцветный моноклинный пироксен, частью буро-зеленая, не волокнистая, обыкновенная роговая обманка. Местами она явно замещает пироксен, но бесспорно является магматической, образуя хорошие кристаллы со свойственными ей гранями призмы (110). И тот и другой минерал в коротко-призматических идиоморфных более или менее совершенных кристаллах.

В пироксене заметна диаллаговая отдельность и пересекающие ее пластинчатые вростки ильменита (?). Оптические свойства пироксена таковы: $2V = +57°$, опускаясь до $+55°$. Угол погасания 37 до 39°; $Ng - Np = 0{,}026$.

Роговая обманка обладает углом оптических осей $2V = -76°$ и двупреломлением $Ng - Np = 0{,}020$.

По количеству цветные минералы составляют несомненно более 30% всей массы породы, и пироксена не меньше, чем в два раза, больше, чем роговой обманки. В небольшом количестве к этим цветным минералам присоединяется биотит, иногда в довольно крупных ксеноморфных таблицах, выцветающий и частью хлоритизированный. Магнетит в ксеноморфных, иногда типичных «сидеронитовых» выделениях, склеивающий зерна пироксена. В ничтожном количестве находится ксеноморфный кварц.

Идиоморфное в общих своих очертаниях округлое гладкое «включение» кварца имеет около 5 *мм* в поперечнике. Оно окружено венцом зерен пироксена, к которому в небольшом количестве присоединяется и роговая обманка. Местами узкая каемочка полевого шпата, природу которого, вследствие полного разложения, нельзя определить. Как пироксен, так и роговая обманка нередко вдаются снаружи внутрь в окружаемые ими кристаллы, обнаруживая свои идиоморфные очертания.

Химический состав гибридных пород

Само собою понятно, что при том значительном разнообразии, которое представляют изученные нами гибридные породы, их химический состав должен варьировать в широких пределах, и дать полную химическую характеристику этих пород можно было бы, только основываясь на целом ряде анализов. Однако, недостаток сведений о форме их залегания, вследствие уже не раз отмечавшейся плохой обнаженности местности, едва ли позволил бы сделать из изучения химизма этих пород выводы, существенные для понимания их образования. Поэтому я ограничился в выборе материала для анализа лишь одним образцом гибридного сиенитодиорита, являющегося типичным по своему минералогическому составу и структуре. Этот образец был описан выше (21). Результаты анализа таковы:

	Вес. %	Мол. кол.
SiO_2	51,22	854
TiO_2	2,49	031
Al_2O_3	14,08	138
Fe_2O_3	5,37	034
FeO	7,80	108
MnO	0,20	003
MgO	4,02	100
CaO	6,40	114
Na_2O	3,20	052
K_2O	2,80	030
P_2O_5	0,15	001
H_2O+	1,33	
H_2O-	0,30	
Сумма	99,86	

Рассмотрение особенностей состава будет дано в главе о химизме наших пород вообще.

ДРУГИЕ МЕЛАНОКРАТОВЫЕ ПОРОДЫ БЕРДЯУШСКОГО МАССИВА

Кроме описанных выше меланократовых пород: диабазов, меладиоритов, вероятно гибридных и явно гибридных сиенитодиоритовых пород, из числа которых каждый выделенный тип представлен не-

сколькими образцами и повторяется в разных местах массива, среди выходов пород, слагающих массив, были встречены темные зернистые породы, довольно значительно уклоняющиеся по петрографическому характеру от описанных типов, во всяком случае настолько, что их необходимо описать отдельно, и представляющие, очевидно, редкие исключительные породы, встреченные в отдельных пунктах. Одна из них ближе к шонкинитам или меланократовым сиенитам, другие уклоняются от этого типа; попалась, наконец, очень меланократовая порода, которую можно назвать по ее минералогическому составу полевошпатовым вебстеритом.

Шонкинит бердяушского типа

(Табл. XVI, фиг. 4 и 5)

Эта порода встречена была в виде отдельных небольших глыб, выступающих в поле развития рапакиви на восточном склоне Голого Мыса.

Она представляет темную зернистую породу; величина зерна колеблется чаще всего от 1 до 2 *мм*. Порода состоит из моноклинного пироксена, переходящего в бурую роговую обманку, и из щелочного полевого шпата. Количество пироксена в одних местах равно, в других превышает количество полевого шпата. Поэтому с точки зрения формальной количественно-минералогической систематики нашу породу можно назвать шонкинитом (табл. XVI, фиг. 5).

Пироксен в этой породе под микроскопом бесцветный, в коротко-призматических идиоморфных кристаллах. Он обладает углом погасания 41°, углом оптических осей $2V = -52$ до $-55°$ и двупреломлением $Ng - Np = 0{,}027$ (принимая для альбита $Ng - Np = 0{,}010$). Следовательно, близок по свойствам к диопсиду.

Он превращается в роговую обманку двоякого рода.

Прежде всего, повидимому, за счет замещения пироксена образуется бурая роговая обманка, по цветам плеохроизма похожая на соретит, с углом погасания 15°, $2V = -80$ до $-84°$ и $Ng - Np = 0{,}024$. Образование ее из пироксена доказывается попадающимися иногда в ней реликтовыми вростками последнего, но образование это происходило, вероятно, в магматическую стадию; бурая роговая обманка обнаруживает совершенный идиоморфизм по отношению к полевому шпату, выполняющему иногда промежутки между ее зернами. Затем пироксен, а также и бурая роговая обманка превращаются в бледно окрашенную светлозеленую роговую обманку, которая обычно нарастает снаружи как на пироксен, так и на бурую роговую обманку, будучи ориентирована с ними в параллельном кристаллографически положении. При этом наружу, в сторону полевого шпата, выполняющего промежутки между кристаллами цветных минералов, эта роговая обманка внедряется щеткой игловатых выростов, принимая здесь грубоволокнистое строение. Очевидно, ее образование происходило после кристаллизации породы. В некоторых случаях имеем пятнистые взаимные прорастания бурого и светлозеленого амфиболов. Оптические свойства светлозеленой роговой обманки отличаются от свойств бурой, кроме окраски, главным образом, величиной $2V = -64°$ или около этого.

Полевой шпат породы в виде ксеноморфных таблиц кажется слегка и неравномерно пелитизированным калиевым полевым шпатом. В скрещенных николях он обнаруживает тонкое пертитовое неодно-

родное строение, иногда решетчатое, иногда неправильно пятнистое; часто в виде расположенных пачками тонких вростков, похожих на двойниковые. Некоторые из них, судя по углу погасания, могут быть вростками альбита, последние встречаются также в обособленных зернах, обычно как бы зажаты между зернами описываемого пертитового полевого шпата или между ним и прилегающим цветным минералом. В контакте с альбитом нетрудно убедиться в более низком светопреломлении калиевого полевого шпата. Вследствие тонкости строения, он трудно поддается исследованию; удалось только в ряде зерен установить в более однородных их частях $2V = -80°$ и больше, до $-90°$. Иногда трудно наблюдать пертитовый характер полевого шпата, вследствие упомянутой его запыленности. Тонкость пертитовых вростков и жилок, которые можно наблюдать при диафрагмировании осветителя, измеряется иногда всего несколькими микронами. Без сомнения, мы имеем здесь дело с распадом калинатрового полевого шпата в твердом виде.

Акцессорными минералами породы являются: титано-магнетит, апатит, титанит, встречены также ортит и циркон.

Зерна титано-магнетита разной величины, неправильны и часто имеют вид сростков зерен этого минерала; довольно часто они обрамлены узенькой каемкой лейкоксена.

Апатит присутствует в породе в многочисленных мелких и тонких, вросших как в цветные минералы, так и в полевой шпат, иглах. Титанит частью в отдельных зернышках, частью в сростках с магнезитом. Бурый ортит, кроме отдельных зерен, тоже иногда срастается с магнезитом. Когда он включен в зеленой роговой обманке, вокруг него заметны плеохроичные ореолы. Такие же ореолы наблюдаются и около кристалликов циркона или пирамидальных, или, чаще, призматических. Циркон (одноосный, положительный, с $Ng - Np =$ около 0,050) обладает в шлифе слабой буроватой окраской.

Структура породы определяется резким идиоморфизмом пироксена по отношению к полевому шпату; в тех местах шлифа, где последнего больше и неделимые его крупнее, кристаллы пироксена образуют пойкилитовые вростки в микропертите.

Кроме описанного выше шонкинита, была встречена шонкинитового типа порода в виде включений в сиенитах на правой стороне речки Четвертой. Она попалась в виде темного пятна в отдельном куске беловатого крупнозернистого сиенита. Макроскопически порода пятна имеет меланократовый облик среднезернистой габброидной породы.

Под микроскопом можно установить, что по минералогическому составу и структуре ее следует отнести к шонкинитам, так как она состоит из большого количества моноклинного пироксена и калиевого полевого шпата, частью пертита (табл. XVI, фиг. 4).

Кристаллы пироксена, коротко-столбчатые или более удлиненной формы, достигают в длину 0,5—1,5 *мм*, редко больше, и всегда идиоморфны. В поперечных разрезах хорошо видна призматическая спайность (110). Обращает на себя внимание относительно сильная зеленовато-серая окраска минерала, отвечающая приблизительно цветам *ge* до *ie* 24 по шкале Оствальда, и даже слабый плеохроизм с более зеленоватым оттенком по Np и слегка желтоватым по Ng, т. е. того характера, как у эгирина, хотя по окраске минерал отличается от типичных эгиринов или эгирин-авгитов своим серым оттенком.

Угол погасания 42—43°, считая от *Np*, т. е. тоже мы имеем, как будто, пироксен с некоторым содержанием эгириновой молекулы. Двупреломление приблизительно $Ng - Np = 0{,}030$ и угол оптических осей $2V = +59\frac{1}{2}°$ (по двум осям).

Калиевый полевой шпат представляет несомненно типичный ортоклаз: он обнаруживает ориентировку моноклинного кристалла, что особенно хорошо можно установить в пертитовых сростках по ориентировке альбита, с которым он срастается в параллельном положении, и по величине угла оптических осей $2V = -70°$.

Его зерна крупнее, чем зерна пироксена, иногда достигают 3—4 *мм* в поперечнике, и тогда они включают кристаллы пироксена в виде пойкилитовых вростков. По отношению к пироксену ортоклаз всегда отчетливо ксеноморфен; соприкасаясь между собою, зерна ортоклаза дают неправильные, иногда извилистые очертания, но часто можно подметить явную тенденцию к идиоморфизму в общих очертаниях зерна. Пертитовое строение заметно в более крупных зернах, имеющих характер пятнистого пертита.

Кроме главных минералов, в состав породы входит магнетит в неправильных, довольно крупных, зернышках, обрастающих пластинками разложенного биотита. Очень много призмочек апатита, иногда довольно крупных; количество этого минерала доходит до 2—3% по объему. Изредка небольшие округлые зерна титанита.

Как видно из сказанного об отношениях главных минералов породы, ее структура вполне отвечает структуре шонкинита.

Порода, вероятно, представляет фацию сиенитов. В этом отложении она отличается от другой, описанной выше разности шонкинитовых пород Бердяуша, связанной, по всей видимости, тесно с гранитом.

Шонкинит, связанный с гранитом, описывал Граут (*34*) из краевой зоны некоторых алгоманских гранитов Минесоты.

Он встречен в четырех гранитных массивах или по краю их, или в виде глыб в граните. Порода имеет пятнистый вид с белыми пятнышками в темной массе; количество пятен различно, но в общем примерно одинаковое. В некоторых обнажениях порода полосчатая, перемежается с полосами сиенитового состава.

Под микроскопом шонкинитовые породы, которым Граут дает название шонкинитов Басвудского типа (Basswood Type), отличается большим количеством роговой обманки, к которой присоединяются биотит и светлозеленый авгит, что придает породе меланократовый характер. Затем полевой шпат преобладает калиевый (ортоклаз, частью микроклин и микропертит). Для структуры характерны пойкилитовые вростки цветного минерала в щелочном полевом шпате. По химическому составу порода близка, как и следует ожидать из ее минералогического состава, к шонкиниту. Автор сравнивает эту породу с некоторыми описанными ранее близкими породами, отмечая ее своеобразие.

Пироксеновый меладиорит

Эта порода встречается в северной части массива на правом склоне речки Шестой и примыкает к диопсидовым диоритам, описанным выше, отличаясь количественным минералогическим составом и отчасти микроструктурой.

Полевой шпат составляет несколько меньше половины объема породы. Он почти совершенно разложен и замещен агрегатами ярко

поляризующих пластинок бесцветной слюды и неопределимой полупросвечивающей мути. Только изредка сохранились небольшие участки неизмененного полевого шпата, и здесь видно, что он является олигоклазом с тонкими двойниковыми вростками и с очень малыми углами погасания их.

Коротко призматические кристаллы бесцветного диопсида (от 0,5 до 1 *мм* величиной) составляют главную массу породы. Диопсид несколько затронут амфиболизацией, в форме мелких прорастаний или периферических обрастаний бурой роговой обманкой. Это явление здесь очень похоже на то, что мы видим в типичных пироксеновых диоритах нашего массива. В крупных зернах диопсида замечается также превращение его в почти бесцветную, грубоволокнистую роговую обманку.

Неравномерно, отдельными пятнами в породе развивается биотит, отличающийся красными оттенками плеохроизма в крупных ксеноморфных таблицах, включающих пойкилитовые вростки пироксена. Кроме него и частью по соседству с ним подобные же круглые ксеноморфные зерна кварца тоже с пойкилитовыми вростками пироксена. Акцессорными минералами являются магнетит в неправильных зернах и довольно крупные призмы апатита.

127-а. Пироксеново-актинолитовая порода с горы Маруниной быть может является дальнейшим видоизменением меладиоритов только что описанного типа. Она несколько более мелкозерниста, чем предыдущий образец (от 0,5 *мм*), и состоит из такого же диопсида в коротко-призматических зернах, в значительной степени замещенных бледной волокнистой роговой обманкой, и из более крупных призм этой бледно-зеленой роговой обманки, образующих обособленные участки — пятна до 2—7 *мм* в поперечнике. Меньших размеров пятнышки являются агрегатами мелких призмочек бесцветного альбита. По всему фону породы рассеяны зернышки магнетита и комочки лейкоксеноподобной мути.

Полевошпатовый вебстерит горы Корсакаловки

(Табл. XVI, фиг. 6)

Эта очень своеобразная порода, к сожалению, встреченная тоже в виде отдельных обломков на юго-восточном склоне горы Корсакаловки, по наружному виду мало отличается от плотных диабазов. Это плотная, темная, почти черная, мелкозернистая порода с неразличимой структурой. Ее своеобразие видно только под микроскопом.

Под микроскопом порода обнаруживает некоторую неоднородность в составе и структуре и в разных местах шлифа выглядит не одинаково, в зависимости от присутствия в более или менее существенном количестве плагиоклаза или его отсутствия.

В большей части шлифа плагиоклаз отсутствует или встречается в совершенно незначительном количестве. Тогда порода имеет такой вид. В тонкозернистой массе, из зернышек размером около 0,1 *мм* и даже мельче, состоящей из моноклинного пироксена, превращенного в значительной степени в бледную желтовато-зеленую волокнистую роговую обманку, из небольшой примеси неправильных зерен магнетита и табличек светлокоричневой слюды, к которым присоединяется местами плагиоклаз в ксеноморфных зернах, выделяются более крупные призматические кристаллы около 1—1,5, даже 2 *мм*

в длину и 0,2—0,4 *мм* в толщину, обнаруживающие признаки, свойственные ромбическому пироксену. Они почти бесцветны, с преломлением пироксена; в поперечных разрезах отлично видна пироксеновая спайность по (110) и (010) и грани призмы и пинакоидов. В некоторых зернах еле заметен слабый плеохроизм с розоватым оттенком. При скрещенных николях наблюдаются низкие серые цвета поляризации и прямое или почти прямое погасание в продольных разрезах.

Исследование на Федоровском столике, однако, обнаруживает заметное уклонение от свойств ромбического кристалла, причем свойства его скорее отвечают триклинной сингонии. Ось Ng, отвечающая вытянутости кристалла, мало уклоняется от призматической спайности, но все же наблюдался, в числе 10 измеренных зерен, случай, когда она образовала угол 9° со спайностью; ось Np сильнее уклоняется от (010), доходя до 20—22°. Угол оптических осей изменяется в пределах от —70 до —80°, чаще $2V = -80°$.

Если основываться на величине только угла оптических осей, в составе нашего пироксена можно предполагать до 20—25% $FeSiO_2$. Минерал лишь слегка кое-где затронут амфиболизацией; волокнистая роговая обманка замещает его по периферии или вдоль грубых поперечных трещин. В этом отношении он резко отличается от моноклинного пироксена «основной массы», сильно уралитизированного. В моноклинном пироксене можно, кроме того, заметить слабую зеленовато-буроватую окраску. Угол погасания у него около 40°, нередко двойники по (100).

В тех местах шлифа, где появляется в значительном количестве плагиоклаз, этот минерал образует крупные, до 2 *мм* и больше, призматические кристаллы, иногда идиоморфные в общих своих очертаниях, но не обнаруживающие граней и ограниченные с периферии идиоморфными кристаллами пироксена. В более мелких неделимых плагиоклаз имеет вид ксеноморфных зерен. Очень характерна буроватая окраска плагиоклаза, вроде той, на какую Федоров обращал внимание в беломорских друзитах. Эта окраска обычно исчезает на периферии зерен. Буроватые участки столь же прозрачны, как и бесцветные, и в отраженном свете не обнаруживается беловатой окраски, свойственной дисперсным средам.

В плагиоклазе наблюдался угол погасания в сечении, перпендикулярном [100], равный —20°, а в альбитовых двойниках угол $BNg = 25°$, что отвечает в первом случае № 40, во втором — № 48, т. е. наш плагиоклаз можно определить как основной андезин.

В виде остатков зерен, замещаемых снаружи тонкозернистыми агрегатами призмочек амфибола, сохранились небольшие (0,5 *мм*) зерна оливина, повидимому, железистого с буровато-зеленоватой окраской и высоким преломлением. Зерна разбиты трещинами, частью неправильными, частью имеющими вид спайности с прямым относительно нее погасанием.

Обращает на себя внимание почти совершенное отсутствие в породе таких акцессорных минералов, как титанит или апатит.

Вследствие невыясненности геологических условий залегания, трудно установить происхождение этой породы. Скорее всего, она является породой изверженной, может быть измененной позднейшими процессами, но нельзя категорически отрицать возможность ее образования полностью процессами метаморфическими.

Особые разновидности гибридных пород

Как примеры таких разновидностей, не похожих на описанные выше типы, приведу краткое описание двух образцов:

67. Своеобразная пятнистая порода с овоидами и жилообразными включениями светлорозового полевого шпата в темной, богатой цветными минералами, массе. Встречена в виде глыб на вершине холма над хутором Щепицына. Может быть ксенолит в рапакиви.

Под микроскопом видно, что попавшие в шлиф такие выделения представляют собою олигоклаз с тонкой штриховкой и следами механической деформации. Цементирующая масса, главным образом, состоит из бледно окрашенной зеленой волокнистой роговой обманки, к которой присоединяется титанит, затем магнетит, переходящий в лейкоксен, эпидот, ортит, а в промежутках между этими зернами тот же олигоклаз.

135-а. Другим примером гибридных пород неоднородного сложения с жилками и пятнами розового полевого шпата является порода, встреченная на западном склоне горы Вилесовой.

Макроскопически это мелкозернистая серая порода, пересеченная тонкими жилками в несколько миллиметров кварцево-полевошпатового состава и содержащая небольшое включение того же кварца и розового полевого шпата. Кроме них, на мелкозернистом фоне породы видны округлые темные пятна.

Под микроскопом основной фон породы представляется мелкозернистым кварцевым диоритом из кислого плагиоклаза, роговой обманки, некоторого количества слюды и ксеноморфного кварца. Примеси: апатит, магнетит. Структура диоритовая, причем форма зерен роговой обманки неправильная; редкие порфировидные выделения разложенного плагиоклаза и моноклинного пироксена, превращающегося в роговую обманку. Темные включения, видные макроскопически, п. м. представляют скопления зерен роговой обманки и бурой слюды, причем таблички последней сосредоточиваются на периферии, частью в массе породы. Розовые кварцево-полевошпатовые включения имеют вид секреций, образованных зернами калиевого полевого шпата, иногда с пертитовой пятнистостью, к которым присоединяется ксеноморфный кварц; особенно крупны зерна, которые занимают центральную часть таких включений.

ЛАМПРОФИРЫ

(Рис. 29 и 30, табл. XI, фиг. 2 и 3, и табл. XVII, фиг. 1 — 6)

В нескольких местах Бердяушского массива встречены жилы темных горных пород, явно рассекающие граниты.

По их ясному залеганию в виде жил, по особенностям минералогического состава и структуры, а отчасти их химическому составу, эти горные породы следует рассматривать как лампрофиры диоритового типа, понимая этот термин в широком смысле слова, т. е. причисляя сюда все меланократовые жильные породы, существенно состоящие из плагиоклаза и роговой обманки (роговообманковые лампрофиры существенно плагиоклазовые).

Вероятно группа лампрофировых пород Бердяушского массива обнимает довольно разнообразные породы. Мы располагаем лишь отрывочными данными о породах этой группы вследствие плохой обна-

женности массива, но, тем не менее, у нас имеется несколько типов этих пород, и можно даже сказать, что каждый из немногих образцов этих пород, которые удалось собрать, обнаруживает некоторое своеобразие. Поэтому удобнее описывать их по отдельности для разных местонахождений.

Лампрофировые жилы на р. Сатке

Самое лучшее обнажение лампрофировых жил мы видели в скалах по берегу р. Сатки, в южной части массива, за излучиной реки, где она приближается к массиву. Эти обнажения уже были описаны выше, на стр. 18.

Здесь мы видим несколько жил. Наиболее мощная из них толщиной около 1,7 *м* и, кроме нее, более тонкие жилы: одна — выклини-

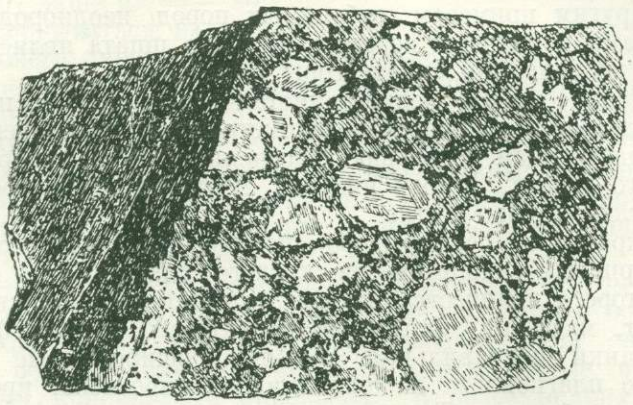


Рис. 29. Контакт лампрофировой дайки и вмещающего ее порфировидного рапакиви. Полированная поверхность куска в половину натуральной величины. Видна более темная узкая краевая зона лампрофировой дайки. См. текст.

вающаяся кверху от 0,7 *м* до 20 *см*, вторая — тонкая, всего 10—15 *см*. Контакты жил с рапакиви, совершенно резкие и прямолинейные, разрезают и основную массу порфировидного рапакиви и овоиды, в ней заключенные, по совершенно четким прямым линиям.

Мощная жила оказывается сложной жилой. Это не сразу заметно в обнажении, где кажется лишь, что тонкозернистая диабазоподобная в центральной части жилы порода у зальбандов становится плотной, совершенно афанитовой, с текстурой, похожей на миндалекаменную, благодаря появлению темных округлых пятнышек или даже пор. Однако, в пришлифованных образцах (рис. 29, табл. XI, фиг. 2) видно, что граница между этой афанитовой краевой частью жилы и породой, образующей центральную часть жилы, резкая, и, кроме того, состав их отличается настолько значительно, что вероятнее предположить, что мы имеем дело с двумя последовательными инъекциями магмы и что, следовательно, перед нами здесь находится сложная жила.

Опишем сначала отдельно породу центральной части, которая и по петрографическим особенностям занимает своеобразное положение среди этих пород вообще.

Авгитовый мальхит или микродиорит центральной части

Невооруженному глазу порода представляется темной зеленовато-серой, тонкозернистой, похожей на тонкозернистый диабаз; удлиненные призматические кристаллики полевого шпата можно различить по характерным рефлексам спайных плоскостей.

Под микроскопом видно, что мы имеем дело с тонкозернистой породой, в которой средний размер кристаллов главного минерала породы — плагиоклаза — в длину достигает 0,4—0,8 *мм*, несколько мельче зерна других минералов. Кроме плагиоклаза в состав породы входят: авгит, магнетит, очень редко сфен, немного биотита, обильный хлорит, эпидот, апатит, кое-где лейкоксен и примесь кальцита, ничтожные и редкие зерна кварца (табл. XVII, фиг. 1).

Плагиоклаз в удлиненных лейстовидных кристаллах, длина которых обычно в 4—5 раз превышает ширину. В некоторых заметно двойниковое строение по альбитовому и карлсбадскому законам, но в большинстве это двойниковое строение плохо видно, так как зерна плагиоклаза густо усеяны более рельефными прорастающими их чешуйками явно вторичного минерала. Так как они не обнаруживают высоких цветов поляризации, свойственных серициту, и, обладая, примерно, таким же, как он, рельефом, обнаруживают зеленоватую окраску, — я склонен считать этот вторичный минерал тем же хлоритом, который в большом количестве присутствует в нашей породе. Кроме этого хлорита в плагиоклазе попадаются изредка более рельефные зернышки, вероятно, цоизита и эпидота; размеры таких хлоритовых чешуек и цоизитовых и эпидотовых зернышек измеряются несколькими микронами. Вследствие указанного обстоятельства, исследованию плагиоклаз поддается трудно. Показатель преломления его почти равен показателю преломления канадского бальзама; исследование двух манебахских двойников и одного альбитового дало согласно, хотя и грубо, одинаковые результаты, указывая на состав с 30% An. Для манебахских двойников координаты двойниковой оси: $BNg = 75—77°$; $BNm = 13—15°$; $BNp = 88—89°$; для альбитового: $BNg = 14°$; $BNm = 77°$ и $BNp = 88°$. Таким образом, приходится считать этот плагиоклаз за основной олигоклаз. Интересно отметить, что наш олигоклаз оптически положителен.

Авгит является вторым главным первичным минералом породы. Его кристаллы большею частью идиоморфны и обладают призматическим, иногда довольно вытянутым габитусом. Реже попадаются ксеноморфные зерна авгита. Окраска минерала очень слабая, буроватая с фиолетовым оттенком. В скрещенных николях минерал обнаруживает свойственные авгиту высокие цвета поляризации; $Ng—Np$, равное около 0,025—0,030, не удалось определить более точно вследствие трудности измерить с достаточной полностью толщину шлифа. Угол погасания ок. 45° и $2V = +52—53°$ в одном зерне и $+55°$ в другом; определено по обоим наблюдавшимся выходам оптических осей; заметна дисперсия $\rho > \upsilon$.

Авгит иногда обнаруживает в скрещенных николях строение вида песочных часов; очень редко наблюдается обрастание снаружи зеленовато-синей густо окрашенной роговой обманкой, узкие каемки которой не поддаются исследованию. Иногда в нем появляются вростки бурой слюды, повидимому его замещающей. Обычным, наобо-

рот, является разложение авгита в хлорит и может быть замещение эпидотом.

Эпидот при беглом просмотре шлифа не легко отличить от авгита, так как он не обнаруживает свойственной железистым эпидотам лимонно-желтой окраски и является бесцветным. Характерные дисперсионные тона поляризации резко бросаются в глаза только в сечениях, близких к круговым сечениям оптического эллипсоида. Угол оптических осей $2V$ = около — 75°. Более крупные зерна эпидота или неправильно идиоморфны или ясно ксеноморфны, зажатые между зернами плагиоклаза. Количество эпидота в шлифе небольшое.

Хлорит в породе обилен. Он обладает яркой светлозеленой окраской и плеохроизмом в характерных тонах от бледножелтоватого к зеленому. Пластинки хлорита большей частью образуют пучки с радиально расходящимся расположением, и такие пучки ксеноморфно зажаты между лейстами плагиоклаза и других минералов, как бы выполняя остающиеся между ними промежутки. Кроме того, как уже отчасти указывалось, более мелкие пластинки хлорита расползаются по всему шлифу, проникая по трещинам в авгит и пронизывая плагиоклаз. В более крупных пластинках можно видеть в скрещенных николях характерную синеватую дисперсионную окраску, относительно высокое двупреломление, $Ng—Np$ = около 0,010 и установить положительный знак главной зоны.

Вероятно, хлорит является в породе эпимагматическим минералом, частью развиваясь самостоятельно, частью замещая авгит.

Слюда встречается в более мелких пластинках, чем хлорит, но в формах, очень похожих на этот минерал. Она обладает бурыми, редко зеленоватыми, зонами плеохроизма, менее резкого, чем у типичного биотита, но все же значительного. Цвета поляризации яркие, отвечающие двупреломлению около 0,030—0,040. Пучки с радиальным расположением пластинок встречаются довольно редко. Любопытно, что слюда находится часто в тесной ассоциации с хлоритом и сама подвергается хлоритизации. Уже было упомянуто о развитии ее на месте авгита. В общем слюды очень незначительное количество.

Магнетит в породе обилен. Он обычно в идиоморфных кристаллах, размером около 0,1—0,15; некоторые имеют вид скелетов; иногда кристаллы магнетита образуют целые сростки, вытянутые в одном направлении. Неправильные зерна магнетита встречаются реже, чем хорошие кристаллы. Кое-где замечаются лейкоксеновые каемки.

Сфен в виде бурых, характерной формы, кристаллов попадается очень редко. Мельчайшие иголочки апатита составляют также совершенно ничтожную примесь, хотя надо отметить, что их вростки трудно рассмотреть среди пронизанного вростками хлорита полевого шпата.

Несколько мелких ксеноморфных зернышек кварца, наблюдавшихся в шлифе, кажутся скорее всего вторичными.

Кальцит наблюдался в виде сравнительно крупных, ксеноморфных пятнышек, замещающих другие минералы породы.

Структура породы, благодаря удлиненным разрезам лейст плагиоклаза в шлифе, имеет некоторое сходство со структурой лейкократовых диабазов, которое еще увеличивается местами благодаря развитию ксеноморфных скоплений хлорита, как бы замещающего офитовый ксеноморфный авгит (табл. XVII, фиг. 1). Но более внимательное рассмотрение шлифа позволяет заметить ясные черты отличия. Авгит,

главным образом, находится, как мы упоминали, в форме идиоморфных призматических кристаллов, и нередко можно видеть также и хлоритовые псевдоморфозы по таким кристаллам. Настоящей офитовой структуры в породе, таким образом, нет, и структуру скорее можно назвать микродиоритовой. Из текстурных особенностей следует отметить нередко встречающееся радиальное расположение плагиоклазовых лейст.

Все структурные и текстурные признаки породы становятся менее отчетливыми, вследствие широкого развития вторичного хлорита, о чем уже было упомянуто в своем месте.

Краевая часть дайки

(Табл. XVII, фиг. 2)

Узкие полосы у краев жилы, как было сказано, резко отделяются от центральной части. Это плотная афанитовая темная порода, с псевдопорфировыми мелкими, от 0,5 до 1 *мм*, вкраплениями еще более темного цвета (табл. XI, фиг. 2, и рис. 29).

Под микроскопом и минералогический состав и структура резко отличаются от того, что мы видели в центральной части жилы. Следующие минералы образуют породу краевой части жилы: роговая обманка бурая, зеленая и вторичная — бесцветная, плагиоклаз и магнетит, встречается биотит, пирит. Присутствия других минералов не удается установить, вследствие мелкости зерна породы.

Роговая обманка является преобладающим минералом породы и представлена тремя видами. При этом бурая и зеленая роговая обманка играют почти одинаковую роль в породе, а бесцветная встречается в отличающихся от первых двух видов формах, образуя лишь псевдоморфозы по порфировым выделениям цветного минерала. Между бурой и зеленой разновидностями, повидимому, существуют непрерывные переходы.

Бурая роговая обманка представлена в породе только мелкими призмочками, входящими, как главная составная часть, в основную массу породы. Размеры этих призмочек около 15 μ в толщину и до 0,07—0,1 *мм* в длину. Естественно, что их подвергнуть точному исследованию не удается. Угол погасания около 15°, двупреломление около 0,020. Цвета плеохроизма бурые, чаще со слабым зеленоватым, чем красноватым оттенком. На периферии наблюдаются некоторые более крупные зернышки, переходящие в зеленую разновидность роговой обманки. Призмочки бурой роговой обманки хорошо ограничены, отчетливо идиоморфны и, при первом взгляде на породу п. м., очень напоминают баркевикит камптонитов, от которого наша бурая роговая обманка отличается слабее выраженными красноватыми оттенками плеохроизма.

Зеленая роговая обманка, интенсивно окрашенная и плеохроирующая от зеленого с синеватым оттенком по Ng до желтоватого по Np, частью встречается в совершенно таких же формах, как бурая, и мы только что видели, что бурая роговая обманка переходит в зеленую; однако, призмочки зеленой роговой обманки не так хорошо ограничены, как бурой. Частью же зеленая роговая обманка играет уже другую роль в породе, образуя псевдоморфозы по фенокристаллам авгита, размером от 0,4 до 1,0 *мм*. Одни из этих псевдоморфоз образованы каждая единым неделимым зеленого амфибола и могут быть

приняты за фенокристаллы этого минерала; лишь попадающиеся поперечные разрезы с формами авгита несомненно доказывают, что мы имеет дело с замещением роговой обманкой пироксена. В других псевдоморфозах зеленой роговой обманки по пироксену такие псевдоморфозы образованы беспорядочно расположенными мелкими призмочками амфибола. Наконец, зеленая роговая обманка встречается в отдельных, сравнительно крупных, неправильных зернах. Благодаря более крупным размерам зерен зеленой роговой обманки, ее можно было исследовать более подробно, чем бурую, и установить такие свойства. Угол погасания равен 17—18° и угол оптических осей $2V = -52°$, плоскость осей совпадает с (010).

Бесцветная роговая обманка в некоторых случаях как будто является продуктом изменения зеленой, но в главной своей массе она имеет другие формы. Она встречается всегда образующей псевдоморфозы по фенокристаллам авгита, причем ее длинные призмочки располагаются часто в виде радиальных пучков, растущих от периферии внутрь замещаемого кристалла, иногда в беспорядочных агрегатах. Двупреломление бесцветной роговой обманки выше, чем у зеленой, угол погасания —15°, и я склонен относить ее к тремолиту. С наружной стороны на некоторых из таких псевдоморфоз нарастает кайма из буро-зеленой роговой обманки, лишенная полевого шпата и не резко переходящая в основную массу породы.

Авгит был встречен в одном из шлифов в виде остатков внутри описанных псевдоморфоз из бесцветной роговой обманки. Природу минерала не трудно установить по спайности и большому углу погасания. Угол оптических осей небольшой и положительный.

Полевой шпат просвечивает среди призмочек роговой обманки во всей массе породы, но здесь его определить, вследствие мелкости, невозможно. Среди богатой роговой обманкой основной массы, при рассматривании породы без анализатора, выделяются почти лишенные роговой обманки пятна, или бесформенные или имеющие очертания кристаллов, похожих на кристаллы полевого шпата. При скрещенных николях эти пятна оказываются образованными из лейст плагиоклаза, расположенных в разных направлениях. Малые углы погасания и показатель преломления (около 1,540) позволяют считать этот полевой шпат олигоклазом.

Биотит, плеохроирующий от светложелтого до коричневого, в небольших пластинках встречается иногда вместе с лейстами плагиоклаза в центральной части таких лишенных роговой обманки пятен. Он встречен в шлифе из самого контакта вмещающим жилу рапакиви и является минералом редким.

Магнетит главным образом рассеян среди породы в виде мелких зернышек, размером в 10—15 μ, реже встречается в более крупных кристалликах до 0,1—0,2 *мм*.

Пирит наблюдается в немногих небольших (0,25 *мм*) кристалликах. Интересно отметить, что он ассоциирует в шлифе со столь же редкими, как и он, зернышками эпидота.

Структура породы, как мы уже видели, микрозернистая и к самому контакту с рапакиви, прорванным дайкой, становится почти крипто-кристаллической, не распознаваемой даже под микроскопом. Этот переход можно проследить на протяжении одного шлифа. Второй замечательной особенностью, уже скорее текстурной, чем структурной, являются упоминавшиеся псевдоморфозы по порфировым выделениям.

В микрозернистых участках структура основной массы определяется идиоморфизмом мелких (0,1 × 0,01 *мм*) призмочек амфибола, беспорядочно расположенных и перемешанных с полевым шпатом и магнетитом. В этой массе заключены порфировые выделения зеленой или буро-зеленой роговой обманки, по крайней мере частью несомненно эпигенезирующей пироксен, и тремолитовых псевдоморфоз по пироксену, а также описанные бедные роговой обманкой участки, имеющие вид псевдоморфоз по выделениям полевого шпата и состоящие из лейст олигоклаза; роговая обманка в таких участках нередко растет от наружной их стенки. В некоторых, преимущественно в центральной части, появляется биотит.

В более плотных участках иголочки роговой обманки становятся так тонки, что масса породы превращается в полупрозрачный войлок, образованный, главным образом, ее тончайшими волоконцами. Такой вид основная масса принимает у самого контакта с рапакиви. Из порфировидных выделений здесь остаются только псевдоморфозы по цветному минералу (пироксену), образованные спутанными призмочками бесцветной роговой обманки.

Контакт с вмещающим дайку рапакиви совершенно резкий, как это видно и в кусках (см. рис. 29 и табл. XI, фиг. 2), и в шлифах. На фиг. 3 табл. XI изображен такой шлиф при увеличении в 3 раза. В нем видно обогащение породы фенокристаллами пироксена, превращенного почти целиком в описанные псевдоморфозы из бесцветной роговой обманки у самого контакта. Однако, это наблюдается не всегда. В этом же шлифе вложены сохранившиеся остатки пироксена в центральной части псевдоморфоз.

Контакт внутренней части жилы и краевой зоны

(Табл. XVII, фиг. 4)

Контакт между описанной краевой зоной рассматриваемой сложной дайки и ее внутренней частью очень резок, в особенности на отполированной поверхности (табл. XI, фиг. 2, и рис. 29). Краевая часть, толщиной всего в несколько сантиметров, более темного цвета и резко отделяется от прилегающей менее темной зеленовато-серой породы, принадлежащей уже к центральной части жилы. В самом контакте заметна еще немного более светлая узенькая полоска около 1 *мм* шириной.

В расстоянии 2—3 *см* от контакта порода центральной части жилы под микроскопом обнаруживает микропорфировую структуру, не заметную невооруженным глазом. Фенокристаллы представлены плагиоклазом и в меньшем количестве авгитом. Размеры первых, призматической формы, 0,5—0,7 *мм* в длину и раз в 8—10 менее в толщину; призматические фенокристаллы авгита несколько крупнее и толще. Попалось сильно корродированное выделение плагиоклаза, размером 1 × 0,5 *мм*, представляющее сложный двойник по карлсбадскому, альбитовому и Ала-А законам, слабо затронутый разложением и превращенный в агрегаты серицитоподобных чешуек. Это позволило определить угол погасания в разрезе, перпендикулярном (100), равный 37° и отвечающий составу битовнит-лабрадора с 70% An. Другие призматические выделения плагиоклаза совершенно разложены и не поддаются исследованию.

Авгит обладает слабой буроватой окраской и отличается большим углом погасания — угол [001] Ng = до 48°. Иногда заметна зональность, и тогда периферическая зона обладает несколько меньшим углом погасания (около 45°). Угол оптических осей в центральной части $2V = +50°$, а на периферии $+58°$. Можно предполагать в ядре повышенное содержание MgO. К числу порфировых выделений можно отнести также редкие кристаллы магнетита до 0,15 *мм* в поперечнике, срастающиеся с авгитом.

Основная масса — сильно разложенная, с образованием мути зеленого хлорита, эпидота и других вторичных минералов. Очень многочисленны мелкие зернышки магнетита, частью первичные, а частью, может быть, тоже вторичные. Вследствие сильного разложения породы первоначальная микроструктура основной массы плохо различима. Однако, можно заметить следы разнообразно расположенных игольчатых микролитов полевого шпата, создающие впечатление интерсертальной структуры. Довольно многочисленные пятнышки хлорита около 0,1 *мм* в поперечнике, нередко отороченные кварцем, иногда эпидотом, в некоторых случаях содержащие примесь кальцита, имеют или неправильные формы или прямоугольные очертания, являясь, быть может, псевдоморфозами тоже по порфировым выделениям.

При приближении к контакту с внешней зоной дайки, порода внутренней части изменяет свою микроструктуру. Основная масса становится еще тоньше и менее раскристаллизованной, и как микролиты, так и микроскопические фенокристаллы, принимают флюидально субпараллельное расположение вдоль контакта (табл. XVII, фиг. 4, справа вверху). У контакта структура принимает облик гиалопилитовой, богатой разложенным стеклом. В бурой мутной массе разложенного стекла плавают флюидально расположенные призмочки плагиоклаза и кристаллики авгита.

Размеры плагиоклазовых призмочек — от мельчайших микролитов до иголочек около 0,5 *мм* в длину и 70 μ толщиной. Кристаллики авгита тоже разнообразной величины и того же, примерно, порядка. Плагиоклаз большею частью разложен, превращаясь в серицитоподобные чешуйчатые агрегаты; в сохранившихся частях угол погасания в сечении $\perp$ PM = 26°, отвечает андезину № 40; авгит замещается в одних случаях тонковолокнистым агрегатом пучков желтовато-зеленой уралитовой роговой обманки, в других — чешуйчатыми агрегатами более бледного зеленоватого хлорита; кое-где к этим минералам присоединяется эпидот. Некоторые кристаллики авгита или псевдоморфозы по ним обнаруживают следы коррозии в виде втеков основной массы. Кроме плагиоклаза, авгита и вторичных минералов в породе можно рассмотреть лишь зернышки магнетита.

Самый контакт — резкий; линия контакта пересекает как основную массу, так и обломанные фенокристаллы авгита породы внешней зоны. Небольшие осколки этой породы включены в описанном микропорфирите у самого контакта. Та более светлая узкая полоска, которая видна невооруженным глазом в самом контакте, принадлежит к более молодой породе и отличается от соседней ее части более значительной хлоритизацией и меньшим развитием пелитовой мути, от чего порода становится несколько прозрачнее. Микроструктура ее здесь не изменяется.

Лампрофировая краевая часть дайки, более ранняя, чем центральная ее часть, в шлифе из контакта по микроструктуре и составу суще-

ственно не отличается от описанного выше образца ее. Ее основная масса также состоит из идиоморфных призмочек роговой обманки, зеленой и бурой, между которыми проглядывает полевой шпат, местами тоже выделяющийся в виде идиоморфных призматических кристалликов. Такие же псевдоморфозы по фенокристаллам авгита, образованные растущими от периферии радиальными пучками бесцветного тремолитоподобного минерала, к которому здесь присоединяется еще магнетит и иногда волокнистая зеленая роговая обманка и хлорит; последний — особенно в центральной части псевдоморфоз (табл. XVII, фиг. 4, слева внизу). Магнетит рапределяется иногда зоной, параллельной очертаниям псевдоморфоза. По периферии такие псевдоморфозы окаймлены буровато-зеленым венцом, лишенным полевого шпата и образованным призмочками той же роговой обманки, какая входит в состав основной массы породы, и волокнистой буровато-зеленой роговой обманкой (уралитового вида), с заметно меньшим показателем преломления. Таких каемок не видно вокруг хорошо сохранившихся, иногда оплавленных, фенокристаллов авгита, достигающих около 1—1,5 *мм* в поперечнике. Эти фенокристаллы были исследованы; авгит обладает углом погасания $Ng\ [001] = 48°$ и $2V = +45°$, наклонная дисперсия $> v$.

Микродиорит. Тонкая жила — апофиза от описанной дайки (обр. 67-с)

(Табл. XVII, фиг. 3)

Как было описано выше, в 1,5 *м* к востоку от мощной дайки, рассекающей рапакиви, эта порода пересечена другой тонкой выклинивающейся кверху жилой из плотной афанитовой темной зеленовато-серой породы, с тонкими же резкими контактами.

Микроскопическое исследование показывает, что мы имеем дело с породой, чрезвычайно близкой к только что описанной краевой частью мощной дайки. В особенности близка, почти тождественна с последней, порода из узкого места тонкой жилы. Там, где мощность ее несколько увеличивается, заметны некоторые отличия. Мы остановимся несколько на составе и микроструктуре породы из этой части жилы.

Минералогический состав

Порода состоит из зеленой и бурой, в меньшем количестве, роговой обманки, полевого шпата, небольшой примеси биотита, магнетита, ильменита, титанита и апатита. Остатки пироксена встречаются в центральной части псевдоморфоз по порфировым выделениям, образованным, главным образом, тремолитом.

Роговая обманка зеленая является главным породообразующим минералом, составляя больше половины всей массы породы. Соответственно с несколько более крупным зерном породы, чем в описанной выше краевой части жилы, призматические кристаллы роговой обманки в рассматриваемом образце достигают в среднем 0,3 *мм* в длину и ок. 0,1 *мм* в ширину, нередко в несколько раз превосходя эти цифры.

Призмы зеленой роговой обманки в общем идиоморфные, но редко обнаруживают хорошие грани. Довольно обычны двойники по (100). Призматические зерна местами срастаются кучками.

Плеохроизм зеленой роговой обманки обнаруживает такие оттенки:
Ng — зеленый с слегка синеватым оттенком (2*ne* по Оствальду);
Nm — оливково-зеленый, с буроватым оттенком (23*pi*);
Np — желтый (1*ie*).
Характер абсорбции $Nm > Ng > Np$.
Угол погасания 14½—15°. Двупреломление $Ng—Np$ = около 0,014, больше для синих лучей, чем для красных, и угол оптических осей $2V$ = —56 до > —57° (последнее по двум осям), причем заметна очень сильная наклонная дисперсия; плоскость оптических осей (010)].

Бурая роговая обманка встречается, или образуя призматические кристаллики, обрастаемые снаружи зеленой роговой обманкой, или даже в виде отдельных бурых пятен в теле последней, нередко с постепенными переходами. Можно считать, что мы имеем дело с превращением бурого амфибола в зеленый. По оптическим свойствам бурая роговая обманка отличается прежде всего цветами плеохроизма:
Ng — бурый (4*pi* по Оствальду);
Nm — бурый с чуть-чуть более красноватым оттенком, чем по *Ng* — очень близкий к предыдущему;
Np — желтый, такой же, как в зеленой роговой обманке.
Угол погасания немного ниже (около 12—13°), двупреломление, наоборот, несколько выше, чем у зеленой роговой обманки. Заметно отличается угол оптических осей, именно: в бурой роговой обманке $2V$ = = —62 до —65° (измерено по одной оси).

Биотит, присутствующий в небольшом количестве, по оттенкам плеохроизма очень похож на бурую роговую обманку, обнаруживая лишь более сильную абсорбцию по *Ng* и более светлую окраску по *Np*; но он резко отличается, кроме характера спайности, своими очень высокими цветами поляризации. Двупреломление $Ng — Np$ = = около 0,066. Минерал почти одноосный, встречается в неправильных пластинках, обычно срастающихся с амфиболом.

Моноклинный пироксен сохранился в виде остатков в центральной части фенокристаллов, достигающих 1—2 *мм* в поперечнике. С наружной стороны эти фенокристаллы превращаются в зеленую роговую обманку, обычно замещающую пироксен рядом зерен, реже в параллельной ориентировке. Во многих случаях за узкой наружной зоной зеленой роговой обманки замещение пироксена происходит так, что он вытесняется развивающимися в виде радиальных пучков призмами и волокнами тремолитоподобной роговой обманки и целиком превращается в спутанно грубоволокнистый агрегат этого амфибола. Получаются совершенно такие же псевдоморфозы тремолита по пироксену, какие мы видели в описанной выше породе из краевой части мощной жилы. В более редких случаях наш пироксен превращается в слабоволокнистые уралитовые псевдоморфозы бледнозеленой окраски, обыкновенно становящейся более густо окрашенной по периферии псевдоморфозы.

Что касается оптических свойств моноклинного пироксена в рассматриваемой породе, то для него определены такие константы. Угол погасания — 42°, угол оптических осей $2V = +60°$ и двупреломление $Ng — Np$ = около 0,027. По этим свойствам он близок к диопсиду. Окраска очень слабая буроватая, почему скорее всего его надо отнести к диопсид-авгиту.

Тремолитообразная бесцветная роговая обманка, замещающая пироксен, в обычных для нее призмочках, не поддается точному

исследованию, вследствие их мелкости; можно определить только угол погасания, равный около 15°. К счастью, попалось крупное зерно, заместившее пироксен в центральной части фенокристалла; в нем найдено $2V = -80°$, может быть до —75°. Определяется не очень точно, вследствие волокнистого строения.

Полевой шпат в вытянутых лейстах обнаруживает полисинтетическое или скорее олигосинтетическое двойниковое строение и несомненно является плагиоклазом. Размеры его лейст в длину обычно около 0,2 *мм*. В большинстве случаев в центральной части они подверглись разложению с образованием серицитообразного чешуйчатого минерала. Встречаются, однако, и более свежие кристаллики, и в них можно видеть в симметричном разрезе двойников очень малый угол погасания, иногда увеличивающийся кнаружи. Вероятно, мы имеем дело с олигоклазом.

На некоторых кристалликах замечены очень узкие каемочки тоже полевого шпата, с прямым погасанием по отношению к явственной границе (010), отделяющей его от плагиоклаза, и с заметно более низким показателем преломления. Вероятно, это каемка ортоклаза; количество его совершенно ничтожно.

Магнетит присутствует в породе в очень небольшом количестве в мелких зернышках и кристалликах, не превышающих сотых миллиметра в поперечнике. Он врастает, главным образом, в роговую обманку. Некоторые скелетные сростки пластинчатого рудного минерала, несколько более крупных размеров, может быть представляют ильменит.

Титанит встречается также в мелких зернышках характерной овально-клиновидной формы. Иногда имеет вид вторичного — лейкоксена.

Тончайшие мелкие иголочки апатита, иногда в большом количестве, врастают в полевой шпат.

Структура

Описанные выше псевдоморфозы по авгиту придают структуре определенно порфировидный облик (табл. XVII, фиг. 3). Внутреннее строение этих псевдоморфоз уже было описано, и мы видели, что оно одинаково со строением таких же псевдоморфоз в описанном ранее образце породы из краевой части мощной жилы.

Структура основной массы характеризуется одинаковым стремлением к идиоморфизму и вытянутыми очертаниями разрезов кристаллов как роговой обманки, так и полевого шпата. Это тот тип структуры, который Розенбуш называл панидиоморфнозернистой и которому некоторые авторы присваивают наименование лампрофировой. Он является особенно характерным для меланократовых жильных диоритовых пород (табл. XVII, фиг. 3).

Эта структура и преобладание роговой обманки над полевым шпатом создают основные черты внешнего вида породы под микроскопом. Биотит является позднейшим образованием, чем роговая обманка, но несомненно минералом первичным или, по крайней мере, деутерическим.

Химический состав

Будучи типичным представителем лампрофиров Бердяушского массива, описанная порода была подвергнута и химическому анализу, результаты которого таковы:

	Вес. %	Мол. кол.
SiO_2	46,54	775
TiO_2	2,20	027
Al_2O_3	15,96	156
Fe_2O_3	3,93	024
Cr_2O_3	0,10	
FeO	9,48	131
MnO	0,19	002
MgO	5,00	125
CaO	7,10	126
Na_2O	3,56	057
K_2O	2,06	021
Пот. прок.	3,89	
H_2O —	0,33	
Сумма	100,34	

Дайки в железнодорожном тупике около станции Бердяуш

Очень похожи на дайки обнажения на р. Сатке те две дайки темных диабазоподобных пород, которые мы видели в выемке тупика около станции Бердяуш. Здесь рапакивиобразный гранит пересечен двумя широтными дайками.

Макроскопически породы и той и другой одинаковы. Это темная афанитовая порода, в центральной части представляющаяся тонкозернистой, в зальбанде дайк совершенно плотной. По внешнему виду породы, слагающие ту и другую дайку, совершенно неотличимы, и та картина, которая обнаруживается под микроскопом, довольно неожиданна. Обе жилы оказываются заметно отличающимися по минералогическому составу и структуре. Я опишу их отдельно.

I. Жила более западная

Под микроскопом существенно отличается порода в ее центральной части и у контакта с вмещающим гранитом.

Центральная часть имеет облик довольно сильно разложенного диабаза. Удлиненные лейстовидные кристаллы плагиоклаза достигают в длину около 1 *мм*; они все разложены и замещены тонкозернистым агрегатом высоко преломляющих минералов эпидот-цоизитовой группы, которые местами так тонки, что имеют вид рельефной мути. В немногих местах, где участки лейст кажутся еще свежими и прозрачными, на самом деле, при ближайшем рассмотрении, они оказываются альбитизированными, в чем нетрудно убедиться исследованием двойников и по низкому преломлению. В отраженном свете рельефная муть, замещающая плагиоклаз, — снежно-белого цвета, местами видны микроскопические кристаллики эпидота.

Вторым главным первичным минералом породы является авгит слегка розоватого или фиолетового цвета. Размеры его зерен того же порядка, как длина лейст плагиоклаза, по отношению к которым он большей частью ксеноморфен, обнаруживая, таким образом, типичные отношения офитовой (диабазовой) структуры, но есть и хорошо ограненные зерна авгита. Авгит сохранился только наполовину. Вторая половина его, или даже может быть несколько больше, замещена светлозеленым хлоритом, образующим чешуйчатые агрегаты, и бледнозеленой, почти бесцветной, вторичной роговой обманкой, также в виде перепутанно волокнистых небольших скоплений. Хлорит и роговая об-

манка часто тесно перемешаны между собой, но иногда встречаются раздельно в обособленных скоплениях.

Третьим существенным первичным минералом породы является магнетит, вероятно титан-содержащий, так как он частью переходит в лейкоксен. Магнетит в неправильных зернах, иногда скелетного вида; размер их измеряется большей частью 0,1—0,2 *мм*. В породе относительно много пирита, как это видно при рассмотрении шлифа в отраженном свете. Апатит редок.

В общем, и по составу и по структуре порода имеет облик разложенного диабаза.

Краевая часть той же жилы, как показывает исследование образца, взятого близ лежачего бока, еще сильнее изменена, чем центральная часть. От авгита не осталось уже и следа, и структура стала почти не различимой. Она несомненно была более тонкозернистой, чем в центральной части жилы: о размерах первоначальных зерен можно судить по еще не совсем утратившим свою форму псевдоморфозам эпидот-цоизитовых агрегатов по плагиоклазу; они, примерно, вдвое мельче плагиоклазовых лейст центральной части жилы. Вторичным минералом, замещающим цветной минерал, является тот же зеленый хлорит, но к нему присоединяется еще другой хлоритовый минерал желто-зеленого цвета с более яркими (до желтых и оранжевых) цветами поляризации. Амфибол почти отсутствует, появляется ярко поляризующая слюда и кое-где пренит. Зерна магнетита также несколько мельче, чем в центральной части жилы.

В самом контакте с вмещающим гранитом порода жилы принимает микропорфировую структуру и флюидальную текстуру. Макроскопическими фенокристаллами являются здесь тонкие призмочки плагиоклаза, достигающие в длину большей частью до 0,5 *мм*, редко до 1 *мм*. Одни из них разложены и замещены агрегатами серицитоподобных чешуек, но другие совершенно прозрачны. Большей частью это простые, иногда олигосинтетические двойники. Малые углы погасания и показатель преломления, такой же, как у канадского бальзама, позволяют предположить, что мы имеем дело с олигоклазом.

Эти призмочки олигоклаза расположены, ориентируясь параллельно контакту, в основной массе, очень сильно измененной. В одном-двух сантиметрах от контакта в ней можно заметить следы бывшей гиалопилитовой (или пилотакситовой) структуры: различимы многочисленные полевошпатовые микролиты и мелкие кристаллики магнетита среди очень тонкозернистой массы, состоящей из хлорита, цоизита и эпидота. Ближе к контакту полевошпатовых микролитов становится меньше; пылинки магнетита уменьшаются в размерах и исчезают, а основная масса становится мутной, неоднородной и совершенно неразличимо тонкой. Отдельными участками, иногда жилками, — обособления хлоритового минерала, точнее не определимого.

В самом контакте порода раздроблена и превращена в микробрекчию. Кроме обломков микропорфирита, в состав этой брекчии входят осколки полевого шпата (микроклина) и кварца, очевидно принадлежащие граниту, вмещающему дайку; цемент — мутное нераспознаваемое вещество, в отраженном свете молочно-белое.

В самом граните, в образце непосредственно из контакта, никаких метаморфических явлений, которые можно было бы приписывать метаморфизму, вызванному дайкой, не заметно.

II. Дайка восточная

Порода второй дайки резко отличается от предыдущей, несмотря на то, что не может быть места сомнениям в единстве их происхождения. В этой дайке также имеются значительные различия между ее центральной частью и краевыми зонами.

Центральная часть образована породой, имеющей явно лампрофировый облик. Она состоит существенно из плагиоклаза и значительного количества красновато-бурой, переходящей в зеленую и синезеленую, роговой обманки. Плагиоклаз разложен значительно меньше, чем в предыдущей жиле: совершенно помутневшей является только центральная часть зерен, краевые же части кристаллов прозрачны. По показателю преломления, такому же, как у канадского бальзама, и почти прямому погасанию эти периферические части кристаллов скорее всего можно принять за олигоклаз. Кристаллы плагиоклаза имеют форму лейст или табличек, редко достигающих в длину до 1 *мм*, обычно вдвое меньше; толщина около 0,1—0,15 *мм*.

Роговая обманка — в призматических кристалликах, иногда сильно вытянутых, почти всегда идиоморфных. Она обладает бурой окраской, то с красноватым оттенком, плеохроируя тонами, очень напоминающими баркевикит, то, наоборот, она зеленовато-бурая. Красновато-бурая роговая обманка с наружной стороны кристаллов превращается в синевато-зеленую. Размеры кристаллов роговой обманки значительно меньше, чем размеры полевошпатовых лейст и таблиц, причем надо отметить, что они подвержены значительным колебаниям и неодинаковы в разных участках шлифа. Призмы роговой обманки распределены в породе довольно равномерно, изредка давая небольшие сростки.

Кроме плагиоклаза и роговой обманки, в состав породы входит, как первичный материал, магнетит, в небольших кристалликах и неправильных зернышках, и обильный апатит в мельчайших иголочках. Вторичным минералом, кроме цоизитовой мути, замещающей частью плагиоклаз, является светлозеленый плеохроичный хлорит с относительно высоким двупреломлением. Его чешуйчатые скопления обычно образуют псевдоморфозы по редким короткопризматическим кристаллам какого-то цветного минерала (может быть авгита), несколько более крупным, чем остальная масса породы, и имеющим вид небольших порфировых вкрапленников; снаружи эти фенокристаллы оторочены зернистой роговообманковой каймой. Иногда хлоритовые сростки имеют вид небольших бесформенных пятнышек. Другой вторичный минерал — серицит — также наблюдается замещающим очень редкие фенокристаллы, вероятно полевого шпата. В виде фенокристаллов, наконец, встречается изредка магнетит.

И по минералогическому составу и по структуре порода скорее всего может быть отнесена к жильным лампрофировым породам диоритового типа, и она, как видим, совершенно не похожа на диабаз соседней дайки.

Краевая часть дайки обладает, как и в первом случае, лампрофировой структурой. Микроскопические кристаллы представлены призмочками кислого плагиоклаза, длиной до 0,25—0,5 *мм*, слегка запыленными вростками мельчайших цоизитовых зернышек и хлоритовых чешуек, а также редкими и плохо образованными хлоритовыми псевдоморфозами по цветному минералу и еще более редкими более крупными, чем в основной массе, кристалликами магнетита. Заметно

флюидальное расположение плагиоклазовых микрофенокристаллов. Некоторые из них в сильной степени замещены серицитом.

Основная масса представляет настоящий войлок из мелких, хорошо образованных, призмочек зелено-бурой роговой обманки, достигающих в длину всего 30—50 μ, через спутанную массу которых проглядывает бесцветное прозрачное вещество полевого шпата. Отдельные кристаллики титано-магнетита, превращающегося в лейкоксен, и пучочки хлорита не нарушают рисунка структуры.

Тонкие и непостоянные выклинивающиеся жилочки хлорита или кварца рассекают породу. В кварце — тончайшие вростки актинолита.

Как видно из этого краткого описания, и центральная часть рассматриваемой дайки, и ее краевая часть отличаются от соответственных частей первой дайки. Там мы имеем диабазовый облик породы, здесь перед нами типичная лампрофировая фация.

Нельзя также не обратить внимания на сходство этой лампрофировой фации во второй жиле из тупика с породой краевой зоны в сложной дайке из обрыва по берегу Сатки.

Мы видим, таким образом, чрезвычайно интересное соотношение между породами диабазовой и лампрофировой фаций в Бердяушском массиве; без сомнения, между теми и другими породами существует генетическая связь. Может быть, проще всего ее объяснить, если рассматривать описанные жилы пород диабазового облика тоже как лампрофиры, подобно тому, как, например, такие лампрофировые диабазы указываются в Лаузитцком гранитном массиве, где в числе лампрофировых жил описаны протеробазы и диабазовые породы, примыкающие к камптонитам и представляющие крайний член серии этих пород, имеющий диабазовый вид (diabasiche Ausbildung), а также тералитовые диабазы (*17*).

У нас в Бердяушском массиве слишком мало фактов, чтобы решить вопрос об этом сродстве с достаточной определенностью.

Другие лампрофировые жилы

Кроме описанных жил в скалах на берегу р. Сатки и выемках по железной дороге, породы лампрофировых жил были найдены в отдельных кусках и высыпках щебня еще в нескольких местах, причем в разных местах эти породы несколько различаются между собою. Мы кратко коснемся каждого из видов этих пород.

По правой стороне речки Шестой, к северу от расположенных на ней смолокурок, среди рапакиви были встречены отдельные глыбы темной плотной породы, которую по минералогическому составу и по структуре скорее всего надо отнести к роговообманковым лампрофирам. Роговая обманка в этой породе под микроскопом бурая, похожая на баркевикит в длинных вытянутых породах. Были найдены образцы с различной тонкостью зерна, отвечающие, повидимому, краевой и центральной части жилы.

А. В более крупнозернистом типе размеры призм роговой обманки в длину достигли 0,25—0,30 *мм*, а в толщину 0,02—0,03 *мм*. Они идиоморфны по отношению к полевому шпату, но без конечных граней и иногда подвергаются хлоритизации. По количеству роговая обманка заметно уступает полевому шпату. Некоторые кристаллы снаружи обросли узенькой каемкой сине-зеленой роговой обманки.

Цвета плеохроизма нашей бурой роговой обманки таковы:
Ng — красновато-бурый; Nm — бурый; Np — светлозеленый.
Схема абсорбции — $Ng > Nm > Np$.

Угол погасания 10—12° и угол оптических осей $2V = -64°$. Двупреломление, вследствие густой окраски и трудности определить точно толщину шлифа, измерить не удалось.

Полевой шпат в породе представлен альбитом и альбитолигоклазом, как это показывает исследование карлсбадских двойников.

1) $BNg = 70°$; $BNm = 19°$; $BNp = 85°$; $2V = +80°$.
2) $BNg = 76°$; $BNm = 19°$; $BNp = 78°$; $2V =$ около $+80°$.

В первом случае имеем альбит № 0, во втором — альбит-олигоклаз № 10. Очень может быть, мы имеем дело здесь с альбитизацией несколько более известковистого плагиоклаза; на это указывает также то, что плагиоклаз породы пронизан мелкими рельефными зернышками и волоконцами вторичных минералов. Показатель преломления плагиоклаза Ng близок к показателю преломления канадского бальзама. Кристаллы плагиоклаза достигают в длину до 0,1 *мм*.

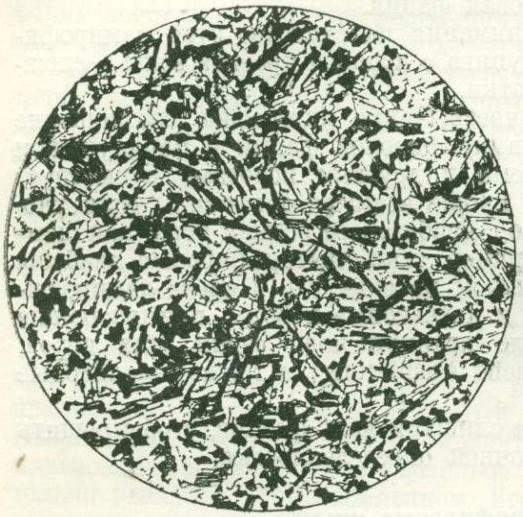


Рис. 30. Камптонит. Длинные иглы баркевикитоподобной роговой обманки; между ними плагиоклаз. × 18.

Из акцессорных минералов замечена лишь небольшая примесь магнетита и апатит в тонких иголочных вростках в полевом шпате.

Структура породы «панидиоморфнозернистая», характерная для роговообманковых лампрофиров вообще (рис. 30).

В. Более тонкозернистая разновидность той же породы состоит из беспорядочно расположенных призмочек бурой роговой обманки, в среднем 0,1—0,15 *мм* в длину и толщиной всего около 15 μ. Естественно, что точному исследованию они не поддаются. Между призмами роговой обманки просвечивает полевошпатовое вещество с показателем преломления почти одинаковым с тем, что у канадского бальзама. Иногда попадаются небольшие (около 0,15 *мм*) полевошпатовые выделения, неправильной, иногда округлой, формы, распадающиеся при скрещенных николях на несколько зерен; иногда подобные же выделения замещены эпидотом и хлоритом. Хлорит образует также небольшие спутанно чешуйчатые зеленые пятна, разбросанные в массе породы. При более крупных увеличениях обращает внимание большое количество мельчайших иголочек, похожих на апатит, вросших в полевой шпат.

Структура, как видим, микрозернистая и очень похожая на структуру некоторых компонентов (табл. XVII, фиг. 5).

109-а. Встречаются и порфировые типы (табл. XVII, фиг. 6). В виде фенокристаллов в нем присутствует бурая роговая обманка, имеющая

форму призм, длиной до 5—6 *мм*. К ней присоединяются более мелкие фенокристаллы моноклинного пироксена, иногда образующего сростки.

Роговая обманка отчасти замещенная хлоритом; в ней развиваются зернышки эпидота.

Основная масса — из призмочек бурой роговой обманки, переходящей с периферии кристаллов в сине-зеленую, и из кислого плагиоклаза, с показателем преломления таким же, как у канадского бальзама. Форма зерен — лейсты. Мало мельчайших иголочек апатита. Как вторичные минералы, развиваются бледнозеленые волокна роговой обманки, чешуйки хлорита и зернышки эпидота.

Химический состав

Описанная выше более тонкозернистая разновидность была подвергнута химическому анализу, давшему такой состав:

	Вес. %	Мол. кол.
SiO_2	49,75	829
TiO_2	1,68	021
Al_2O_3	18,43	180
Fe_2O_3	3,80	023
FeO	8,69	120
MnO	0,05	000
MgO	2,80	070
CaO	5,79	103
Na_2O	4,55	073
K_2O	0,89	009
Пот. прок.	3,61	
H_2O-	0,25	
Сумма	100,29	

СИЕНИТОВЫЕ ПОРОДЫ БЕРДЯУШСКОГО МАССИВА

Сиенитовые породы Бердяушского массива довольно разнообразны, но во всех их можно заметить существенные признаки, указывающие на несомненное близкое родство и очевидную общность происхождения. Основные группы, на которые разделяются наши сиенитовые породы, таковы: 1) среднезернистые сиениты: а) кварцевые и б) бескварцевые, и 2) сиенитовые порфиры или афировые их разновидности (микросиениты). Другие минералогические и структурные признаки являются, повидимому, второстепенными, с точки зрения генезиса породы.

Обнажения наших сиенитовых пород обыкновенно еще хуже, чем обнажения гранитов, и в коренных выходах их удалось наблюдать в немногих местах. Ни соотношения указанных видов сиенитовых пород между собою, ни отношения зернистых сиенитов к гранитам и нефелиновым сиенитам не видны с желательной ясностью.

Совершенно определенны отношения сиенитовых порфиров и гранитов. Как уже упоминалось в геологическом описании, в северной части массива встречено несколько жил сиенитового порфира, ясно рассекающих гранит-рапакиви. В отдельных глыбах мелкозернистого сиенита, встреченных среди обнажений рапакиви, наблюдались ксенолиты рапакиви (табл. XVIII, фиг. 2). В юго-западной оконечности массива, на отрогах горы Голой, по левую сторону Вилесова ручья, можно видеть чередование полос рапакиви и сиенитовых порфиров,

выходящих каменистыми грядками, параллельными между собой и вытянутыми в направлении общего простирания пород. Это и заставило изобразить южную часть сиенитового поля в виде языков сиенитового порфира, чередующихся с рапакиви.

На Вилесовой горе видна тесная связь между рапакиви и сиенитами, которые образуют шлирообразные небольшие участки среди сиенитовой фации рапакиви.

На северо-восточной окраине массива, по левую сторону речки Шестой, сиениты глубоко внедряются в рапакиви; в южной оконечности массива среди рапакиви встречен небольшой участок грубозернистых сиенитов, окруженный отдельными выходами гранита.

Нужно указать, что зернистые сиениты пользуются меньшим распространением, чем сиенитовые порфиры. Зернистые сиениты встречены, кроме указанных южной и северо-восточных частей площади их распространения, еще около выходов нефелиновых сиенитов: главным образом у северной оконечности участка, занятого последними, как выше ее по речке Пятой, так и ниже. Кварцевые сиениты обнажаются преимущественно около выходов нефелинового сиенита на горе Голой. Крупнозернистые сиениты с магнетитом в качестве цветного минерала выступают по обе стороны речки Пятой к северу и югу от нефелинового сиенита и около мелких жилообразных тел этой породы на той же горе Голой и на горе Вилесовой.

На остальной площади, показанной на карте площадью развития сиенитов, распространены главнейшие сиенитовые порфиры и тонкозернистые сиениты с переходной структурой. Особенно неясно залегание сиенитовых пород к западу от речки Пятой на довольно пологих склонах, где они встречаются только в виде отдельных кусков и глыб, и то довольно редких.

И по своему распространению, и по петрографическим особенностям все сиенитовые породы Бердяушского массива тесно связаны между собою, и можно найти более или менее постепенные переходы между разными типами. Тем не менее, две указанные выше основные группы могут быть выделены довольно хорошо. Это будут:

А. Сиениты зернистые. Размеры зерен в разных представителях колеблются от долей миллиметра до нескольких миллиметров, в редких случаях даже до сантиметра. Структура — гранитоидная, и окраска породы — в розоватых и красноватых тонах.

В. Сиенитовые порфиры. Обычно порфировые, редко афировые породы с тонкозернистой, макроскопически иногда плотной, афанитовой основной массой. Породы эти обыкновенно имеют буровато-желтую, зеленоватую, более темную, чем зернистые сиениты, окраску, хотя имеются и светлые, фельзитовидные разновидности.

Минералогический состав и тех и других в общих чертах сходен: породы состоят из преобладающего щелочного полевого шпата, иногда пертитового и антипертитового строения, и цветного минерала, которым в некоторых случаях является роговая обманка, а в большинстве образцов минералы, образовавшиеся в более позднюю стадию, принадлежащие к группам слюд, хлоритов и эпидота, частью эпигенизирующие по роговой обманке, частью развивающиеся самостоятельно. В некоторых жилах появляется кварц. Однако, можно найти ряд отличий между сиенитами и сиенитовыми порфирами не только в структуре, но и в деталях минералогического состава. Поэтому удобнее описать эти группы совершенно отдельно. Как уже сказано, зернистые сие-

ниты разделяются на бескварцевые — собственно сиениты, и кварцевые сиениты, близкие к типичным нордмаркитам. Они составляют хорошо обособляющуюся петрографическую группу, но все же настолько близкую к бескварцевым сиенитам, что можно дать общую минералогическую характеристику их состава и других особенностей.

СИЕНИТЫ И КВАРЦЕВЫЕ СИЕНИТЫ

Отрывочность отдельных выходов сиенитов и отсутствие хороших обнажений не позволяют сделать никаких прочно установленных выводов относительно их геологической роли в строении массива. Кажется, что они имеют определенную связь в своем распространении с нефелиновыми сиенитами центральной части массива и менее удаляются от них, чем сиенитовые порфиры. Не останавливаясь здесь подробно на перечне обнажений, уже указывавшихся выше, перейдем к петрографическому описанию сиенитов.

Мегаскопическое описание

Уже рассматривая эти породы невооруженным глазом, можно различить среди них несколько типов. Если следовать в порядке уменьшения величины зерен, то можно выделить:

1. Сравнительно крупнозернистые сиениты с красноватым или розовым, редко беловатым, полевым шпатом, зерна которого достигают размера нескольких миллиметров и даже до сантиметра. Форма кристаллов полевого шпата идиоморфная, обычно толстотаблитчатая. Цветной минерал, природу которого невооруженным глазом распознать почти невозможно, представляется зажатым между полевыми шпатами. Порода — лейкократовая, с обычным для сиенитов содержанием цветного минерала. Характерен неровный шероховатый, благодаря крупному зерну породы, излом ее.

1а. К предыдущей группе примыкает стоящий несколько особняком крупнозернистый красноватый сиенит, в котором роль цветного минерала принадлежит магнетиту в округлых и неправильных, иногда идиоморфных, зернах (табл. XVIII, фиг. 1).

2. Среднезернистые сиениты с величиной зерна, не превышающей, обычно, 3 *мм*. В некоторых образцах присутствуют редкие порфировидно выделяющиеся более крупные, до 8—10 *мм*, кристаллы полевого шпата. Излом этих сиенитов более ровный, и в окраске преобладают светлорозоватые, розовато-серые и светлобуроватые, а также и беловатые тона; буровато-красный цвет («мясо-красный»), часто встречающийся у более крупнозернистых сиенитов, здесь редок. Невооруженным глазом трудно обнаружить присутствие кварца в кварцевых сиенитах, которые попадают в эту же группу по своему наружному виду, но можно подметить разницу в цветном минерале в образцах с роговой обманкой, которая имеет вид черных мелких призмочек, и с хлоритовым и эпидотовым минералами, видными в кусках, как зеленовато-серые темные минералы, трудно поддающиеся определению по наружному виду. Иногда кажется, что с заменой этими минералами роговой обманки связана более беловатая окраска полевого шпата, но это не является как будто общим правилом для наших пород.

Иногда в сиенитах встречаются округлые и угловатые темные шлиры более мелкозернистого строения.

Минералогический состав сиенитов

Главным минералом, образующим породу, является микропертит, к которому иногда присоединяются в небольшом количестве в отдельных зернах ортоклаз и микроклин, а также кислый плагиоклаз, близкий к альбиту.

Кварц встречается только в некоторых типах. Цветной минерал — роговая обманка, состав которой, судя по оптическим свойствам, не совсем одинаков в различных образцах. Роговая обманка замещается или заменяется темной слюдой или чешуйчатым слюдообразным минералом, переходящим в хлорит, и эпидотом. Акцессорные минералы — магнетит, в одном из типов являющийся даже главным минералом, апатит, сфен; встречены также циркон, ортит, флюорит, пирит, кальцит, иногда в довольно значительном количестве присутствует вторичный мусковит.

Микропертит, ортоклаз, микроклин. Микропертит сиенитов Бердяушского массива заметно отличается по своему виду от микропертита рапакиви-гранитов. В некоторых типах он похож на те микропертиты, которые мы встретили в жильных эгиринавгитовых гранитах, но в других — обнаруживает своеобразные особенности.

Как общий признак большинства микропертитов наших сиенитов, надо указать их относительное богатство альбитовым компонентом и непостоянство количественного отношения между образующими их альбитом и калиевым полевым шпатом, даже в пределах разных участков одного и того же зерна. Очень часто прорастания альбита и полевого шпата имеют характер антипертита. Что касается структурных особенностей этих сростков, то здесь тоже наблюдается некоторое разнообразие. В некоторых сиенитах, повидимому, более тесно связанных с нефелиновыми сиенитами нашего массива, чем другие типы сиенитов, микропертит имеет довольно правильное строение жилковатого пертита (vein perthite Андерсена) с выклинивающимися линзовидными жилками альбита, располагающимися по своему направлению близко к плоскости (100), может быть по мурчисонитовой отдельности. Но гораздо чаще жилки альбита, увеличиваясь в числе и в относительной толщине, переплетаются и образуют сеть с линзовидными петлями, которые занимает вещество калиевого полевого шпата, причем очень часто целыми участками оно совершенно вытесняется. Наконец, во многих случаях сеть альбитовых жилок совершено неправильна и, при значительном развитии альбита, калиевый полевой шпат выступает в виде бесформенных пятен, вросших в теле альбита (табл. XVIII, фиг. 4; фиг. 3 то же, без анализатора).

Несомненно, что в наших сиенитах пертитовые прорастания обязаны своим происхождением замещению калиевого полевого шпата альбитом. Во многих случаях можно видеть, что замещение идет с периферии зерен так, что число вростков калиевого полевого шпата и размеры их в центральной части увеличиваются. Можно видеть иногда, что от узкой альбитовой каймы, окружающей зерна калиевого полевого шпата, внутрь последнего проникают отпрыски альбита, всего 2—3 μ толщиной. Вообще в жилковатых пертитах вростки альбита являются более тонкими, достигая 7—8 даже 5 μ, но наблюдались и неправильные крапинки альбита такой же тонкости. Ортоклазовые участки антипертитов измеряются обычно десятками и сотнями микронов и имеют форму вздутых линз и пятен, никогда не встречаясь

в формах жилок. Сплошь и рядом в одном и том же пертитовом сростке имеем самые разнообразные по тонкости прорастания: от альбитовых вростков, измеряемых микронами, до неправильно закономерно ориентированных прорастаний, размером в десятые миллиметра; нередки случаи, когда часть зерна калиевого полевого шпата замещена альбитом, от которого жилки и тончайшие отпрыски проникают в еще незамещенный альбитом участок.

Относительно природы калиевого полевого шпата, входящего в состав пертитовых сростков, можно судить по многочисленным измерениям на Федоровском столике, которые выполнила по моей просьбе Л. Г. Кваша. Что касается непосредственных наблюдений под микроскопом, то нужно отметить, что только в одном образце (обр. 26) попались антипертитовые вростки калиевого полевого шпата, с ясной решеткой микроклина. В огромном большинстве случаев калиевый полевой шпат совершенно однообразный, с ровным (не волнистым и не «волокнистым») угасанием. Тем не менее, измерения углов, определяющих положение трещин спайности относительно осей оптического эллипсоида, с несомненностью устанавливают, что мы имеем здесь триклинный полевой шпат, очень близкий по оптической ориентировке к типичному микроклину, хотя иногда наблюдаются некоторые уклонения от этого. Вместе с ним встречается и типичный ортоклаз с $2V =$ = около $-70°$, с прямым угасанием по отношению к (010) и с небольшим 5—6° углом между $\perp$ (001) и Nm; в некоторых случаях этот угол возрастает до 10—11°, характерных для «натрового ортоклаза».

Ниже помещены результаты измерений в более подходящих для этого зернах калиевого полевого шпата, входящего в микропертитовые сростки или встречающегося в отдельных кристаллах.

26. Грубозернистый магнетитовый сиенит с розовым полевым шпатом:

1) в хорошо образованном зерне антипертита в калиевом полевом шпате $2V = -85$, $-88°$ в разных местах. «Спайность» (15 0 2), угол между перпендикуляром к ней и Np равен 13—15°, что может отвечать и ортоклазу, и может быть микроклину;

2) жилковатый пертит; в калиевом полевом шпате $2V = -80°$; спайность с координатами:

$$PNg = 83°;\ PNm = 10°;\ PNp = 83°,$$

т. е. спайность по (001), ориентировка — средняя между микроклином и ортоклазом;

3) зерно антипертита в альбитовом компоненте: хорошая двойниковая штриховка типа шахматного альбита в калиевом полевом шпате; $2V = -72$ до $-74°$ и спайность с координатами:

$$PNg = \text{около } 90°;\ PNm = 5°;\ PNp = \text{около } 85°.$$

123. Грубозернистый сиенит (табл. XVIII, фиг. 3). Пятнистый микропертит, в калиевом полевом шпате $2V = -86°$ (по двум осям). Спайность (M) с углами:

$$MNg = \text{около } 10°;\ MNm = 82°\ \text{и}\ MNp = 77°;$$

очевидно это спайность по (010) близкого к микроклину полевого шпата.

V-6. Крупнозернистый розовый сиенит. В калиевом полевом шпате $2V = -82°$ и угол (001) $Nm = 7°$.

65-o. Кварцевый сиенит. Местами сегрегации кварца. Пертиты слабо развиты, типа пятнистых; в шлифе местами видно замещение калиевого полевого шпата шахматным альбитом, очень тонким. В калиевом полевом шпате в разных зернах:

$2V = -68°$ и угол (001) $Nm = 8°$; $2V = -82°$ и $2V = -88°$.

В типичном жилковатом (ленточном) пертите в калиевом полевом шпате $2V = -84°$.

290 (табл. XIX, фиг. 1). Среднезернистый роговообманковый сиенит с беловатым полевым шпатом. Под микроскопом полевой шпат — типичный пятнистый пертит. В калиевом полевом шпате сростков в одном случае:

$2V = -88°$ и спайность $PNg = 85°$; $PNm = 13°$; $PNg = 85°$, что отвечает микроклину, а в другом, таком же на вид:

$2V = -70$ до $-80°$; $PNg = 90°$; $PNm = 4-5°$ и $PNp = 85°$, т. е. это — ортоклаз.

В зерне антипертита с вытянутыми вростками ортоклаза, в последнем $2V = -74°$ и $PNm =$ около $12°$ — натровый ортоклаз (?).

146-a (табл. XIX, фиг. 3 и 4). Среднезернистый роговообманковый сиенит с розовым полевым шпатом. П. м. пятнистый пертит и антипертит с линзовидными пятнами калиевого полевого шпата, в котором найден $2V = 63°$ (по двум осям).

51-d. Сероватый среднезернистый сиенит. Полевой шпат с чрезвычайно отчетливым ленточным микропертитовым строением. Встречено оригинальное зерно пертита с ясно отличающейся центральной частью (размером 2×5 *мм*) от наружной каймы, толщиной около 0,3 *мм* (табл. XVIII, фиг. 6). Оказалось, что в центральной части в калиевом полевом шпате:

$2V = -78°$ и $PNg = 79°$; $PNm = 16°$ и $PNp = 85°$; это отвечает скорее всего спайности микроклина по (001), хотя и не совсем точно, а в периферической кайме:

$2V = -64°$; $PNg =$ около $90°$; $PNm = 9°$; $PNp = 81$; т. е. мы имеем близкий к ортоклазу (натровому?) полевой шпат.

В других зернах найдены $2V = -70$ и $-80°$.

51-c. Среднезернистый до крупнозернистого (5 *мм* — 1,0 *см*) сиенит с розовым полевым шпатом, который под микроскопом является типичным жилковатым пертитом, большей частью с правильным и тонким строением (табл. XVIII, фиг. 4 и 5). В калиевом полевом шпате пертитовых сростков определено $2V = -80°$ и угол (001) $Nm = 18°$, и $2V = -84°$ и (001) $Nm = 15°$. Вероятно, мы имеем дело с микроклином.

643. Среднезернистый сиенит, богатый разложенной роговой обманкой. Калиевый полевой шпат ортоклаз с $2V = -72°$ и хорошо устанавливающимся в некоторых зернах прямым погасанием.

147-b. Среднезернистый роговообманковый сиенит с беловатым полевым шпатом, по внешности похожий на обр. 29. Микропертит местами тонкого и довольно правильного строения, местами сохранились крупные участки полевого шпата без пертитовых линз, совершенно однородного; в нем найдено:

$2V = -80°$ и две спайности.

1) $PNg = 78°$; $PNm = 15°$; $PNp = 82°$, очевидно (001).

2) $P'Ng = 75°$; $P'Nm = 83°$; $P'Np = 16°$, вероятно $(\bar{1}5\ 0\ 2)$.

Эти координаты отвечают микроклину.

В участках с пертитовыми жилками также $2V = -80°$.

Вместе с тем, встречаем зерна калиевого полевого шпата с $2V = -80$ до $-84°$ и (001) $Nm = 6°$, что свойственно скорее ортоклазу.

138. Кварцевый сиенит типичный. Среднезернистая порода с розовым полевым шпатом. В зерне микропертита с тонкими пертитовыми вростками калиевый полевой шпат представляет ортоклаз: $2V = -70$ и $-72°$; спайность P (001) с координатами $PNg =$ около $90°$; $PNm = 5°$; $PNp = 85°$.

Сопоставляя все эти измерения с непосредственными наблюдениями под микроскопом, можно заключить, что в наших сиенитах калиевый полевой шпат представлен главным образом триклинной модификацией, отвечающей по всей своей оптической ориентировке микроклину, но он только в исключительных случаях обнаруживает свойственную ему двойниковую решетку. Ортоклаз присутствует наряду с микроклином, иногда в одном и том же шлифе, и при этом не обнаруживается таких ясных взаимных отношений между этими минералами, которые позволили бы предполагать столь распространенную микроклинизацию ортоклаза. Оригинальное образование микроклин-микропертита ортоклазовым микропертитом, встреченное в одном из образцов сиенита (51-*d*) в вершинах речки Пятой и описанное выше, говорит как будто о более поздней кристаллизации ортоклаза (может быть анортоклаза (?) с $2V = -64°$), чем микроклина: контуры микроклинового ядра обнаруживают кристаллографические очертания с несколько закругленными углами (табл. XVIII, фиг. 6).

Уже было сказано о непостоянстве отношения количеств калиевого полевого шпата и альбита, входящих в состав микропертитовых сростков. В некоторых, но сравнительно редких, случаях калиевый полевой шпат образует самостоятельные зерна только с тонкими прожилочками альбита, но зерен, совершенно лишенных вростков, встречать не приходилось. Как будто бедные альбитовыми вростками калиевые полевые шпаты чаще встречаются в некоторых кварцевых сиенитах.

В альбите пертитовых вростков, более крупных, а также в антипертитах, можно видеть двойниковую штриховку по альбитовому и изредка по карлсбадскому законам. В антипертитах, особенно в крупнозернистых сиенитах, двойниковое строение иногда принимает вид шахматного альбита. Оптическая ориентировка указывает на почти чистый альбит; для альбитового двойникового закона найдено (обр. 555):

$$BNg = 19°;\ BNm = 71°;\ BNp = 90°;$$

для карлсбадского (в обр. 123):

$$BNg = 75°;\ BNm = 85°;\ BNp = 17°;\ 2V = +85°.$$

Следует отметить, что в ряде зерен альбита микропертитов при измерении угла оптических осей получались пониженные величины его, доходя до $2V = +70°$ и может быть даже ниже.

Калиевый полевой шпат сиенитов Бердяуша сравнительно свеж; альбит, как обыкновенно, совершенно прозрачен. Лишь в слабой степени в калиевом полевом шпате иногда заметно помутнение, и в некоторых образцах он испещрен блестками серицита.

Кислый плагиоклаз. В некоторых образцах грубозернистых и переходных к ним среднезернистых сиенитов, кроме альбита, входящего в состав микропертитовых сростков и замещающего калиевый полевой шпат, встречаются идиоморфные таблитчатые кристаллы пла-

гиоклаза, по составу также являющиеся альбитом с углом (010): $Ng =$ = около 15°, которые в некоторых случаях обрастаются снаружи широкой каймой микропертита, или же зерна последнего зажаты между кристаллами такого альбита. Несомненно это альбит более ранней генерации, чем входящий в микропертитовые срастания. В некоторых случаях, однако, особенно на периферии кристаллов, попадаются в таком альбите антипертитовые вростки калиевого полевого шпата; иногда заметна как бы легкая запыленность такого альбита, отличающая его от прозрачного альбита микропертитов.

Кварц встречается в определенной группе наших сиенитовых пород, которая достаточно хорошо может быть обособлена по этому признаку и выделена под именем кварцевых сиенитов (см. рис. 31, 34 и 35 и табл. XIX, фиг. 5 и 6). Количество кварца в этих породах невелико, составляя до 10—15%, часто меньше, но его присутствие очень характерно.

Кварц всегда здесь резко ксеноморфный, выполняющий небольшие промежутки между хорошо образованными кристаллами микропертита (см. рис. 34 и 35). Обычно такие промежутки или даже два или несколько соседних выполняются одним зерном кварца. В редких случаях, когда находятся рядом два разных неделимых этого минерала, они соприкасаются по ровным прямым линиям.

Роговая обманка. Из цветных минералов, входящих в состав Бердяушских сиенитов, надо прежде всего упомянуть роговую обманку, которая встречается почти во всех разновидностях этих пород. Она же была встречена и в наиболее крупнозернистой разновидности, где она заменяется (может быть замещается?) бурой и зеленой слюдою. В других случаях вместо нее встречаем хлорит, слюдообразный бледно окрашенный минерал и эпидот, о чем будет сказано дальше.

Роговая обманка присутствует в сиените в идиоморфных, более или менее вытянутых, призматических кристаллах (см. рис. 33, 34 и 35). Этот призматический габитус виден уже мегаскопически в большинстве образцов роговообманкового сиенита. В редких случаях зерна роговой обманки изометричны, и тогда, обычно, они неправильны.

Окраска минерала колеблется в разных образцах породы в сравнительно узких пределах, но несомненно, все же, что, независимо от толщины шлифа, можно подметить различие в оттенках окраски: в некоторых случаях она с заметно более выраженным синеватым оттенком.

В большинстве случаев роговая обманка наших сиенитов плеохроирует в таких тонах:

Ng — оливково-зеленый 23 *pi* (до 21 *pg*),

Nm — почти такой же, слегка гуще,

Np — желтый 2 *ng* до 2 *ie*.

Абсорбция $Nm \geqslant Ng > Np$.

Около включений циркона (?) наблюдаются иногда более зеленые плеохроичные дворики.

Другие оптические свойства нашего минерала таковы:

Угол погасания в большинстве образцов относительно большой $Ng : [001] = 20°$ и может быть даже несколько больше. Угол оптических осей в этой роговой обманке иногда также большой: $2V = -84$, $-78°$. Двупреломление $Ng - Np = 0{,}020—0{,}025$.

Кроме этой роговой обманки в сиенитах, повидимому, более щелочного характера, напоминающих по облику пятнистого микропертита и по структуре нефелиновые сиениты нашего массива, встречается

похожая на описанную роговая обманка и с более густой окраской по Nm. В ней угол погасания меньше — около 15° и даже от 10 до 15°. Двупреломление, повидимому, несколько выше, хотя оно трудно поддается измерению, и угол оптических осей меньше, чем в предыдущей. Измерения дали величины $2V = -60$, -56 и даже $-50°$. В этой роговой обманке, имеющей обычный призматический облик, наблюдались двойники по (110).

Первый вид роговой обманки, вероятно, надо относить к обыкновенной роговой обманке, во втором, повидимому, присутствуют в несколько бо́льшем количестве железо и щелочи.

В некоторых шлифах, в общем очень редко, наблюдаются превращения оливково-зеленой или буро-зеленой первичной роговой обманки во вторичную, слабо окрашенную, плеохроирующую от светлозеленого по Ng до бесцветного по Np. Эта роговая обманка обладает заметным иногда грубоволокнистым строением. Превращение зеленой первичной в эту вторичную роговую обманку происходит постепенно, иногда начинаясь как бы в виде выцветших пятен в теле первой. При этом превращении сохраняется параллельность кристаллографической ориентировки обоих видов амфибола. Двупреломление вторичного бледного амфибола высокое, $Ng - Np$ до 0,030, и по всем внешним признакам его надо отнести к группе актинолита.

Гораздо обычнее другого рода превращение зеленой первичной роговой обманки, именно замещение ее бурой слюдой. Это превращение начинается или с периферии зерен, или, чаще, по тонким трещинам, из которых одни следуют спайности, другие пересекают ее, так что получается род сетки.

Слюда, развивающаяся на месте роговой обманки, большею частью плеохроирует в оранжево-бурых или в красноватых тонах, и контраст этой яркой оранжево-бурой окраски жилок с темным оливково-зеленым, переходящим в синеватые оттенки, цветом рассекаемого ими зерна невольно останавливает на себе внимание. Обычно, чешуйки вторичной слюды мелкие и неправильно перепутаны одни с другими; такие спутанночешуйчатые скопления, при далеко зашедшем процессе замещения, выступают в виде пятен с более или менее ясными очертаниями псевдоморфоз по роговой обманке. В некоторых случаях, однако, слюда замещает роговую обманку, срастаясь в параллельном положении по спайности и развиваясь в форме довольно крупных таблиц. Иногда трудно отличить замещенные этим образом призмочки роговой обманки от самостоятельно возникших пластинок слюды.

Слюда, развивающаяся на месте роговой обманки, является в породе наиболее обычной формой нахождения этого минерала, но встречаются кроме нее также пластинки самостоятельно кристаллизовавшейся темной слюды. Эти случаи, однако, редки и наблюдались среди кварцевых сиенитов. Слюда здесь отчасти та же оранжево-бурая, как та, которая замещает амфибол, но вместе с тем наблюдаются пластинки более сильно плеохроирующего биотита, окрашенного в желтый цвет по Np и почти совершенно абсорбирующего свет по Ng.

Бурая слюда подвергается изменению, переходя в буро-зеленый и зеленый минерал с оптическими свойствами, средними между свойствами слюд и хлоритов. Его цвета плеохроизма приближаются к хлоритовым, но двупреломление значительно выше, именно $Ng - Np =$ = около 0,020 и несколько выше. Постепенное превращение слюды в этот минерал хорошо можно видеть в образце кварцевого сиенита

из бассейна речки Пятой. В этом образце хлоритовые псевдоморфозы по слюде имеют вид столбиков, удлиненных по [001]. Часто они расщепляются по поперечной спайности (001), и здесь выделяются тонкие линзочки кварца (рис. 31). Кристаллы нередко имеют зональное строение: центральная часть плеохроирует от оранжево-желтого по *Np* до зеленовато-бурого по *Ng*. Периферическая часть от светлого желтого по *Np* до светлозеленого по *Ng*. Двупреломление периферической части около 0,012—0,015, центральной — несколько выше; вследствие сильной дисперсии, разность хода компенсации не поддается. Различие в окраске центра и периферической части кристаллов в разных зернах не одинаково, и между ними имеются непрерывные переходы. Оптический знак минерала и в той и в другой части отрицательный.



Рис. 31. Кварцевый сиенит. Щелочной полевой шпат, кварц и биотит с линзовидными вростками кварца по спайности. × 30. Ник.

В других образцах мы не встречали такого постепенного и закономерного изменения свойств в одном и том же кристалле, но различие окраски и силы двупреломления в разных чешуйках не оставляет сомнения, что и здесь мы имеем такой же переход слюды в хлорит.

Моноклинный пироксен был встречен в одном из образцов среднезернистого сиенита, также из бассейна Пятой речки, в виде призматических кристалликов от 0,5 до 1 *мм* величиной. Нередки двойники по (100) и (110). Пироксен частью превращается с периферии и по трещинкам в буровато-зеленую роговую обманку, которая тут же встречается в самостоятельных зернах. Биотит тоже присутствует в породе в незначительном количестве и частью срастается с пироксеном.

Моноклинный пироксен бесцветен или слегка зеленоватый, не плеохроичный, с углом погасания $Ng : [001]$ от 40 до 50 и даже 55° и сравнительно большим углом оптических осей $2V = +62$ до $+64°$. Двупреломление — обычное для пироксенов диопсидового типа: $Ng - Np =$ около 0,030. Может быть в нашем пироксене, судя по его оптическим свойствам, есть примесь эгиринового вещества.

Хлорит и эпидот. Как мы увидим ниже, в мелкозернистых сиенитах и сиенитовых порфирах в качестве цветной составной части в большинстве случаев присутствуют, с одной стороны, минерал, который всего скорее надо отнести к группе хлорита, а с другой — эпидот. В рассматриваемых среднезернистых сиенитах эти минералы имеют второстепенное значение. Однако, в наиболее крупнозернистой разновидности цветной минерал замещен целиком чешуйчатыми агрегатами хлоритового минерала, к которому присоединяются кальцит и в небольшом количестве пластинчатый слюдообразный минерал крас-

новато-бурой окраски, резко плеохроичной, образующий расходящиеся кучки пластинок.

Сам хлоритовый минерал приходится отнести к этой группе на основании его низкого двупреломления, но все же оно выше, чем у большинства хлоритов, и поляризационная окраска минерала доходит до желтых и оранжевых тонов. Плеохроизм также более резкий от желтого до темного буро-зеленого, несколько меняющийся в разных пластинках. По всем признакам он походит на тот продукт изменения темной слюды, который мы наблюдаем в других образцах сиенитов. Вероятно, и в данном случае мы имеем дело с хлоритизацией слюды, в свою очередь заместившей другой цветной минерал. Последним, вероятно, была роговая обманка, судя по удлиненным формам псевдоморфоз; вместе с тем, хлоритовый минерал образует скопления чешуек, также вместе с кальцитом, которые как бы выполняют промежутки между полевошпатовыми кристаллами. Такие ксеноморфные очертания не наблюдались у роговой обманки наших сиенитов. Наконец, попадающиеся отдельные пластинки зеленого хлоритового минерала, тоже с оптическими свойствами, заставляющими подозревать его происхождение из темной слюды (относительно высокое двупреломление и более резкий плеохроизм, чем обычно у хлоритов), уже и внешними своими формами напоминают кристаллы слюды.

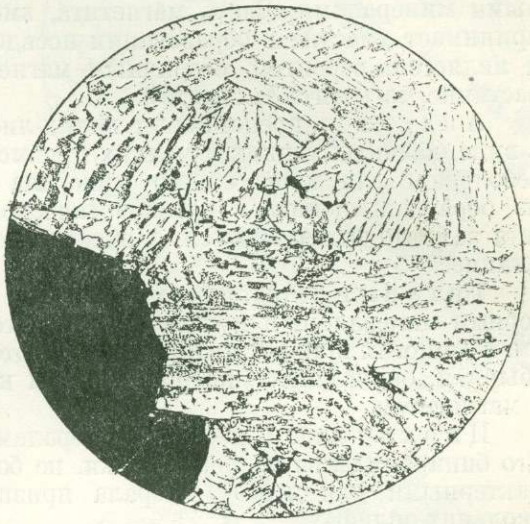


Рис. 32. Крупнозернистый сиенит с магнетитом. Пертитовый полевой шпат в крупных кристаллах; крупные зерна магнетита, обросшие пластинками биотита. × 18.

Оптический знак нашего хлоритового минерала отрицательный, двупреломление доходит до 0,020 (?). Показатель преломления, измеренный иммерсионным способом, заключается в пределах от 1,657 до 1,625.

Это отвечает железистым хлоритам.

Эпидот в зернистых сиенитовых породах Бердяушского массива еще более редок, чем хлорит. Он встречен в виде отдельных зерен или групп зерен, иногда срастающихся с роговой обманкой. В одних случаях минерал бесцветен, в других — с буроватой окраской; характерны яркие дисперсионные цвета поляризации. В общем он одинаков с тем, который является таким характерным для следующей группы сиенитовых порфиров, и мы сейчас не будем на нем останавливаться.

Магнетит. Среди всех зернистых сиенитов Бердяушского массива выделяется разновидность этих пород, отличающаяся наибольшей крупностью зерна, с одной стороны, а также тем, что в ней магнетит присутствует в таком количестве, что является существенным цветным минералом породы (рис. 32). Магнетит присутствует здесь в виде зерен, достигающих нескольких миллиметров в поперечнике, и в виде неболь-

ших скоплений таких зерен, распределенных несколько неравномерно. По отношению к розовому или красноватому полевому шпату, магнетит обычно ксеноморфен и как бы цементирует его кристаллы, что особенно хорошо видно на пришлифованных поверхностях кусков. В шлифе под микроскопом этот ксеноморфизм магнетита не так бросается в глаза; во многих местах можно видеть обратные отношения. Внутри магнетита в шлифах можно видеть кое-где включение пластинок измененной, хлоритизированной (?), выцветшей слюды.

В других типах сиенитов магнетит встречается в виде обычных, мелких, около 0,1—0,2 *мм*, кристалликов и неправильных зернышек, вросших в разные минералы и особенно охотно срастающихся с цветными минералами. Часть магнетита, вместе с хлоритовым минералом, принимает участие в образовании псевдоморфоз (по роговой обманке?) и является, вероятно, вторичным магнетитом. Редко наблюдалось обрастание магнетита титанитом.

Апатит не представляет каких-либо особенностей и наблюдается в виде обычных тонких и мелких призмочек в неодинаковом, но всегда небольшом для акцессорного минерала количестве. Только в одном из образцов сиенита с катакластической структурой количество апатита заметно увеличивается, а вместе с тем его кристаллики становятся длиннее.

Титанит является следующим по количеству за апатитом акцессорным минералом, и нужно сказать, что наши породы в общем бедны им. Во многих шлифах титанит совсем отсутствует. Форма его зернышек обычная, округлая; редко ромбическая клиновидная; кое-где срастание с магнетитом.

Циркон надо отнести к минералам случайным в наших породах. Его бипирамидальные кристаллики, не больше 0,05 *мм* величиной, с характерными для этого минерала признаками, попались лишь в нескольких шлифах.

Ортит так же редок, как и циркон. Он встречен в образце кварцевого сиенита, в котором также присутствует и циркон. Мелкие бурые его кристаллики, похожие по окраске на те, какие мы встречаем в рапакиви, частью срастаются с роговой обманкой.

Флюорит — еще более редкий случайный минерал. Его мелкие ксеноморфные зерна тоже напоминают формы его нахождения в рапакиви нашего района.

Пирит встречен в одном из образцов в виде мелких характерных кубиков.

Мусковит. Мы уже упоминали о чешуйках мусковита, развивающихся иногда в полевом шпате. В одном из образцов количество его настолько значительно, что некоторые кристаллы полевого шпата испещрены им, как при начальной степени березитизации. Вместе с развитием такой слюды в полевом шпате, и цветной минерал, вероятно биотит, замещается мусковитом, который образует тогда крупные пластинки. Подобный мусковитизированный минерал, вероятно, бывшая темная слюда, изредка попадался и в других образцах. Но в общем мусковит в наших сиенитах довольно редок.

Структура сиенитов

Как было сказано при мегаскопическом описании пород, величина зерна колеблется в довольно широких пределах, но в общем преобладают среднезернистые типы.

Под микроскопом видно, что по структуре они являются породами гипидиоморфно-зернистыми в строгом значении этого слова; стремление полевого шпата к образованию призматических кристаллов налагает свой отпечаток на структуру, приближающуюся почти к призматически зернистой (см. рис. 32 и 34).

Роговая обманка обычно в наших породах идиоморфна, в характерных призмах, и этот идиоморфизм является первым бросающимся в глаза структурным признаком (рис. 33 и 35). Затем, еще более существенное значение для структуры имеют форма и характер взаимного соприкосновения зерен полевых шпатов: как уже было сказано, форма зерен то изометрическая, то обнаруживает тенденцию к удлинению и призматическим или таблитчатым очертаниям. В более крупнозернистых бескварцевых сиенитах с антипертитом зерна последнего соприкасаются между собою по очень неправильной, часто зубчатой, границе, неровности которой еще увеличиваются от развития между зернами микропертита отдельных мелких зерен альбита. В другом структурном типе сиенитов, в которых полевой шпат представлен жилковатым микропертитом более правильного строения, и особенно в кварцевых сиенитах, зерна полевого шпата, часто обнаруживающие хорошие грани, соприкасаются между собою по простым ровным границам.

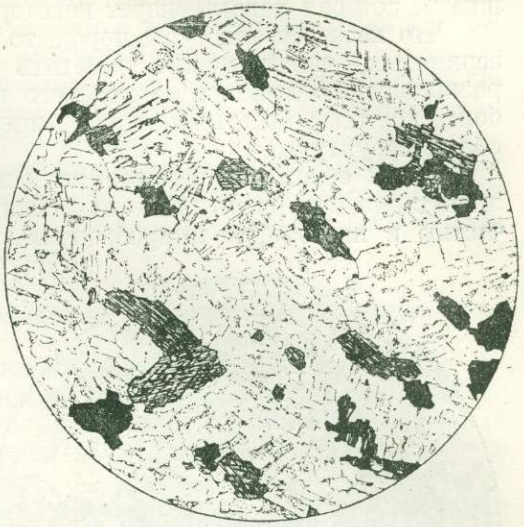


Рис. 33. Сиенит Бердяушского массива. Полевой шпат—альбит и микропертит; цветной минерал — щелочная роговая обманка. × 20.

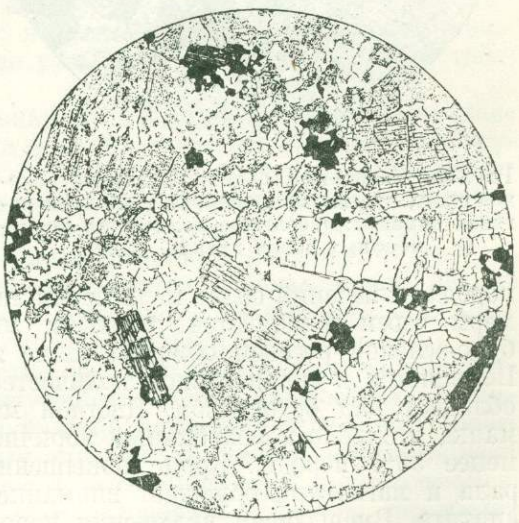


Рис. 34. Щелочной сиенит Бердяушского массива. Видны немногочисленные ксеноморфные зерна кварца между кристаллами полевого шпата; цветные минералы — роговая обманка и биотит. × 20.

Кварц, когда он присутствует, обыкновенно находится в виде небольших ксеноморфных зерен (рис. 34 и 35), как бы выполняющих промежутки между кристаллами микропертита, который в соприкосновении с кварцем обладает хорошо образованными гранями. Структура таких кварцевых сиенитов отвечает структуре типичных нордмаркитов.

Нет сомнения, что на облике структуры сиенитов кроме условий

первоначальной кристаллизации образующих породу минералов, сильно отразился процесс пертитизации и развития альбита второй генерации, создавшей во многих случаях ту прихотливость контуров зерен полевого шпата, которая характеризует некоторые типы.

Что касается текстуры пород, то только в некоторых, более мелкозернистых, типах можно заметить склонность к субпараллельному расположению кристаллов полевого шпата. Иногда в них появляются более крупные выделения этого минерала, придающие порфировидный облик структуре.

Среди образцов сиенитов из центральной части массива встретились такие, где очень резко выражен катаклаз, превращающий породу частью в настоящую микробрекчию. В отдельных полосках видно не только раздробление породы, но развальцовывание в неразличимо тонкую муку, так что получается настоящая милонитовая структура. Вместе с механическим раздроблением изменяется и минералогический состав. Полевой шпат в значительной степени альбитизирован. По трещинам раздробления и в мелкораздробленных участках развиваются эпидот и бледная голубовато-зеленая роговая обманка.

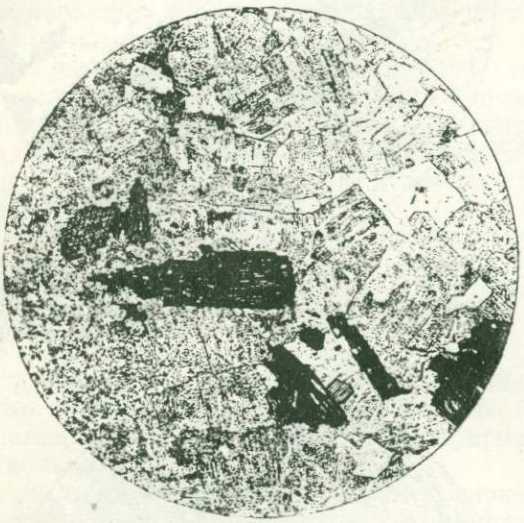


Рис. 35. Кварцевый сиенит. Калиевый полевой шпат, частью микропертит, щелочная роговая обманка; небольшое количество ксеноморфных зерен кварца. × 20.

Ксенолиты. Шлиры в сиенитах

В некоторых глыбах сиенита были встречены угловатые и округлые темные мелкозернистые включения. Очертания их резкие, и они имеют вид именно включений. Под микроскопом можно видеть, что порода включений более мелкозерниста, чем вмещающих сиенитов; размеры зерен измеряются десятыми миллиметра, но некоторые зерна буро-зеленой роговой обманки такие же, как во вмещающем сиените. Появляется в значительном количестве олигоклаз, который здесь преобладает над ортоклазом. Цветной минерал в шлирах — роговая обманка и сильно плеохроичный коричневый биотит. Они составляют не менее 30% породы. Кроме повышенного содержания цветного минерала и магнетита, обращает внимание большое количество призмочек апатита. Вмещающая включения порода представляет кварцевый сиенит обычного вида.

Один из образцов ксенолитов в сиените, найденный в виде отдельного куска, обращает на себя внимание большой тонкозернистостью. Этот ксенолит имеет угловатую форму, и внутрь его из окружающей породы проникают тонкие полевошпатовые жилки. Порода ксенолита макроскопически почти черная, очень тонкозернистая.

Под микроскопом видно, что она главным образом состоит из несильно и несколько неравномерно окрашенной буро-зеленой роговой об-

манки, к которой в подчиненном количестве присоединяется кислый плагиоклаз (олигоклаз). Структура имеет вид довольно типичной кристаллобластической структуры мелкозернистых амфиболитов. Обращают на себя внимание относительно крупные, неправильно изометрические зерна титанита, достигающие 0,3—0,5 *мм* в поперечнике, тогда как величина зерна всей массы породы не превышает 0,1 *мм*.

Другой интересный пример темного включения в крупнозернистом беловатом пироксеновом сиените представляет образец включений шонкинитового состава. Он уже был описан выше.

Кроме темных включений в сиенитах, особый интерес представляет встреченный в мелкозернистом сиените небольшой ксенолит рапакиви (табл. XVII, фиг. 2), о котором уже упоминалось раньше. Он подтверждает более молодой возраст сиенитов.

Различные виды сиенитовых пород Бердяушского массива

Здесь, в добавление к сказанному выше о минералогическом составе и структуре сиенитов, приведена краткая характеристика тех типов, которые мегаскопически уже были описаны выше.

На основании микроскопического изучения, мы можем различить такие типы:

1. Группа относительно более крупнозернистых сиенитов, довольно хорошо обособленная даже по внешнему виду, о котором было сказано выше. Это — красноватые породы, у которых размеры зерна от нескольких миллиметров до 1 *см*. Я не буду повторять здесь описание их внешнего вида. Особняком в этой группе стоит наиболее крупнозернистая разновидность сиенитов, в которой роль цветного минерала выполняет исключительно магнетит в ксеноморфных или округло-идиоморфных зернах. О нем тоже было уже упомянуто (см. рис. 32 и табл. XVIII, фиг. 1 и 3).

Под микроскопом полевой шпат в сиенитах этой группы — главным образом микропертит, иногда тонкого строения, иногда более грубого. В магнетитовом сиените и в очень похожей на него разновидности с хлоритом (обр. 26) микропертит обладает довольно грубой пятнистой структурой и часто имеет антипертитовый характер. В калиевом компоненте пертита можно заметить микроклиновую решетку. В других, более распространенных, разновидностях этой группы, кроме пятнистого пертита и частью антипертита, встречается альбит, иногда с шахматным строением, иногда даже олигоклаз-альбит.

Цветной минерал в большинстве образцов представлен частью хлоритом, частью более ярко поляризующим зеленым слюдообразным минералом, которые образуют чешуйчатые скопления более или менее крупные, зажатые между полевым шпатом, но частью внедряющиеся в него. В одном образце (обр. 555) к этим минералам присоединяется роговая обманка, плеохроирующая от зеленовато-бурого до своеобразного желтого цвета с оранжевым оттенком. Очень распространенной примесью к хлориту и слюде является магнетит; иногда появляются кальцит и мусковит.

В образце, где присутствует роговая обманка, можно заметить, что слюда и хлорит, может быть, частью замещают этот минерал, но в других случаях можно думать, что их скопления вместе с другими минералами кристаллизовались позднее полевого шпата, в промежутках между его кристаллами. Мы увидим дальше в трахитоидных микросиенитах

и сиенит-порфирах своеобразную роль хлорита, имеющего некоторые общие черты с хлоритом, который мы видим в данной группе: таким образом и в группе, наиболее отдаленной от тонкозернистых сиенитов, проявляются своеобразные черты наших сиенитов. Акцессорные минералы не заслуживают никаких особых упоминаний.

В крупнозернистых сиенитах иногда видны следы раздробления, превращающие породу в микробрекчию; это явление, может быть, нужно отнести к протокластическому раздроблению. Порода сначала разбивается трещинками, вдоль которых развиваются роговая обманка и хлорит, а в конечной стадии вся структура породы принимает вид микробрекчии, в которой обломки полевошпатовых минералов погружены в мелкозернистой массе эпидота и частью других магнезиально-железистых минералов.

2. Близко к предыдущей группе стоят крупнозернистые кварцевые сиениты, встреченные в верховьях речки Пятой, к востоку от площади распространения нефелиновых сиенитов. Здесь цветной минерал также представлен скоплениями слюдообразного минерала, переходящего в хлорит. Полевой шпат частью микропертит тонко пятнистого строения, частью олигоклаз-альбит и шахматный альбит. Присутствует резко ксеноморфный кварц, заполняющий промежутки между полевошпатовыми зернами. При этом он здесь тесно связан с хлоритизированной буро-зеленой слюдой и образует с ней взаимные прорастания. Иногда кварц кажется идиоморфным по отношению к слюде, но иногда, наоборот, слюда образует идиоморфные кристаллы, нарастающие на гранях полевого шпата, а промежутки выполняются кварцем.

3. Среднезернистые сиениты с роговой обманкой и пироксеном (см. рис. 33 и табл. XIX, фиг. 1—5). Породы гранитоидной структуры, иногда с переходом в призматически зернистую. Размер зерна обычно больше 1 *мм* до 0,5 *см*. Окраска обычно желтоватая с красным оттенком.

Под микроскопом полевой шпат — микропертит в неправильных зернах. Иногда шахматный альбит. Пертитовое строение всегда пятнистое, редко неправильно-жилковатое. Цветной минерал — буро-зеленая роговая обманка со свойствами, близкими к свойствам обыкновенной роговой обманки, и с довольно сильным плеохроизмом. В некоторых шлифах к ней присоединяется пироксен в виде остатков от замещения роговой обманкой, частью слюда, развивающаяся на месте амфибола. Иногда, впрочем, она лишь срастается с ним или развивается самостоятельно. Плеохроизм слюды чаще зеленоватого оттенка.

К этому же типу примыкает образец кварцевого сиенита (обр. 51-с), представляющий переход к предыдущему типу, с прекрасным пертитом, отчетливо ксеноморфным кварцем и цветным минералом, представленным скоплениями светлозеленовато-желтой слюды.

4. Группа кварцевых сиенитов (см. рис. 34 и 35 и табл. XIX, фиг. 6). Макроскопически породы близки предыдущей группе, более мелкого зерна. Отношение количеств желтоватого с розоватым оттенком полевого шпата и черных призмочек роговой обманки немного ниже, чем в нормальных сиенитах. Встречены образцы с меланократовыми шлирами; тут же рядом выделяются крупные зерна роговой обманки и кварц (обр. 138, 139б, 139с).

Под микроскопом изометрические зерна полевого шпата обычно обладают тонкой микропертитовой структурой, более тонкой, чем в предыдущем типе. Иногда встречается шахматный альбит. В образце с во-

сточной вершины горы Голой (обр. 140) пертитовая структура в полевом шпате слабо развита; роговая обманка, почти всегда в хороших, идиоморфных призмочках с сильным плеохроизмом в буровато-зеленых тонах, представляет по внешнему виду нечто среднее между обыкновенной роговой обманкой и гастингситом. Иногда в небольшом количестве к ней присоединяется биотит. Кварц, тоже в небольшом количестве, почти всегда резко ксеноморфный, гранитовый, зажатый между полевым шпатом, но в количестве, явно уступающем роговой обманке. Акцессорные минералы обычного вида; отдельного упоминания не заслуживают.

Темные шлиры под микроскопом не имеют резких границ от вмещающего сиенита. Порода их более мелкозернистая, содержит кислый плагиоклаз в количестве, превышающем калиевый полевой шпат. Количество цветного минерала доходит процентов до 30. Он представлен, главным образом, роговой обманкой и в небольшом количестве бурым биотитом. Кроме несколько повышенного содержания магнетита, обращает внимание относительно высокое количество мелких призмочек апатита. Во вмещающих шлиры сиенитах (в шлифе из контакта), наряду с микропертитом, встречается небольшое количество плагиоклаза. Из разновидности этой же группы сиенитов можно отметить встреченный между горой Голой и Вилесовой горой сиенит, почти не содержащий кварца, из микропертита и пироксена, превращающегося в зеленый слюдяной минерал (обр. 31).

Как особую разновидность, довольно богатую кварцем, можно отметить кварцевый сиенит, содержащий относительно большое количество кислого плагиоклаза, в значительной мере захваченного серицитизацией. Макроскопически в породе заметно миаролитовое сложение (обр. 832-г).

5. Щелочные роговообманковые сиениты. По внешнему виду эти породы мало отличаются от предыдущих, обладая более сероватой окраской полевого шпата. Роговая обманка присутствует в таком же или большем количестве и макроскопически имеет вид также вытянутых призмочек (табл. XIX, фиг. 5).

Под микроскопом эти породы также обнаруживают большое сходство. Однако, надо отметить некоторые особенности рассматриваемой разновидности сиенитовых пород, указывающие на некоторое их родство с нефелиновыми сиенитами. Это сходство выражается, прежде всего, в характере пертитовых прорастаний, имеющих вид пятнистых и жилковатых, повидимому, пертитов замещения. Роговая обманка обнаруживает более яркую окраску и более сильный плеохроизм. Присутствует иногда светлозеленый авгит.

Благодаря более выраженным таблитчатым формам полевого шпата, структура отличается от гранитоидной структуры предыдущего типа и приближается к структуре наших нефелиновых сиенитов. Таким образом, эту группу можно рассматривать как переходную группу от сиенитов, нефелина не содержащих, к нефелиновым сиенитам.

6. Существуют переходы от только что указанной группы щелочных сиенитов к сиенитовым порфирам, которые мы рассмотрим ниже. Такие переходные типы были встречены к северу от выходов нефелиновых сиенитов.

Макроскопически это мелкозернистые и порфировидные породы, с таблитчатыми выделениями полевого шпата в мелкозернистой основной массе, состоящей из такого же полевого шпата и темного зеленова-

того цветного минерала. Общая окраска породы светлосерая или желтоватая.

Под микроскопом полевой шпат, как выделений, так и основной массы, является неправильно пятнистым пертитом, представляющим замещение калиевого полевого шпата альбитом, что так характерно для наших сиенитов вообще. Цветной минерал — щелочная роговая обманка, такая же, как и в нефелиновых сиенитах.

В другом образце этот минерал, повидимому, подвергается замещению слюдой, а также хлоритом и эпидотом, которые встречаются наряду с хорошо сохранившимися призмами роговой обманки. Фенокристаллы полевого шпата с неоднородным криптопертитовым строением.

Химический состав сиенитов

Были анализированы три образца зернистых сиенитовых пород. Первый — бескварцевый, второй и третий — кварцевые сиениты.

	V-6		VI-15		832-а	
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO_2	58,95	982	64,92	1 082	67,37	1 122
TiO_2	0,35	004	0,39	004	0,42	005
Al_2O_3	17,89	175	18,11	177	16,04	157
Fe_2O_3	2,17	013	0,79	004	2,77	017
FeO	4,80	066	1,87	026	1,51	021
MnO	0,07	001	0,05	0	0,03	
MgO	0,52	013	0,53	013	0,40	010
CaO	1,83	032	1,65	029	0,43	007
Na_2O	6,32	101	4,58	073	5,75	092
K_2O	4,18	044	6,28	066	3,47	036
H_2O+	2,63		0,52		1,27	
H_2O-	0,09		0,16		0,26	
Сумма	99,80		99,85		99,72	

Первый из них (V-6) представляет относительно грубозернистый, богатый магнетитом, сиенит с розовым полевым шпатом. Характерна структура с таблитчатым полевым шпатом. Под микроскопом — немного олигоклаз-альбита, главным же образом — микропертит и криптопертит; криптопертит иногда нарастает каймой, окружая плагиоклаз. Цветной минерал — скопления хлоритового минерала, происшедшего, очевидно, из слюды; к нему присоединяются магнетит, титанит, карбонаты; тут же, повидимому, концентрируется апатит. Быть может, мы имеем псевдоморфозы по роговой обманке.

Второй образец (VI-15) — типичный среднезернистый кварцевый сиенит, существенно состоящий из розового полевого шпата и призмочек роговой обманки. Под микроскопом видно, что он состоит из жилковатого микропертита, небольшого количества альбита, буро-зеленой роговой обманки. В промежутках между полевыми шпатами — ксеноморфный кварц. Акцессорные минералы: магнетит, титанит, апатит.

Третий образец (832-а) представляет своеобразный тип «березитизированного» кварцевого сиенита. Макроскопически — светлая желтовато-серая порода, почти беловатая, с зеленоватым цветным минералом. Небольшая вкрапленность пирита. Видны трещинки и пустоты, имеющие вид миаролитовых пор. П. м. видно, что порода должна быть скорее всего отнесена к кварцевому сиениту, а не граниту, по своей относительной бедности кварцем. Полевой шпат — альбит, иногда с антипертитовыми вростками и пертитовыми каемками. Кварц большею частью ксеноморфен, зажат между альбитовыми кристаллами. Полевой шпат сильно испещрен блестками мусковита. Цветной минерал, вероятно, был биотитом; он сильно разложен, мусковитизирован. Вкрапленники пирита превращаются в лимонит.

К рассмотрению анализов мы вернемся в дальнейшем.

МЕЛКОЗЕРНИСТЫЕ СИЕНИТЫ И СИЕНИТ-ПОРФИРЫ

(Рис. 36, табл. XX и табл. XXI, фиг. 1 и 2)

Эта группа сиенитовых пород в Бердяушском массиве распространена, повидимому, гораздо больше, чем зернистые сиениты, но так же, как и для последних, геологические отношения к окружающим породам остаются большею частью неясными, вследствие плохих обнажений. Только в северной части массива, как уже было сказано, мы могли наблюдать совершенно ясные жилы сиенитовых порфиров, пересекающие граниты-рапакиви.

Среди пород этих жил можно видеть ряд разновидностей, представляющих почти все главные разновидности рассматриваемой группы пород, и это петрографическое сходство, конечно, является указанием и на сходство в характере залегания их. Поэтому весьма возможно, что и в центральной части массива мы имеем не сплошное поле сиенитовых пород, а систему густо расположенных жил, которые труднее разрушались, чем вмещающие их крупнозернистые граниты, и потому куски породы жил остались единственными в высыпках на всем этом пространстве, лишенном коренных обнажений и густо поросшем растительностью. Находки отдельных глыб рапакиви на этой площади можно отчасти рассматривать как подтверждение этому предположению. Поэтому представленная на карте площадь распространения сиенитов обозначена условно и не выражает, быть может, существа геологического строения.

Сиенитовые порфиры и мелкозернистые сиениты, которые можно рассматривать как афировые разности первых, довольно разнообразны и по своему внешнему виду и по микроскопическому строению. Вместе с тем, они достаточно резко отличаются от зернистых сиенитов, и переходные разности между теми и другими породами встречаются редко.

Мегаскопическое описание

Внешний вид сиенитовых порфиров зависит главным образом от большей или меньшей тонкости зерна основной массы, но кроме того также и от относительного количества цветного минерала. Окраска этих пород в общем более темная, чем у зернистых сиенитов, и эта особенность зависит не только от того, что они более мелкозернисты, но несомненно они в общем богаче цветными минералами. Затем они отличаются от зернистых сиенитов и по оттенку своей окраски. Светлорозо-

вые и красноватые тона, свойственные зернистым сиенитам, уступают свое место серым, бурым и реже зеленовато-бурым; только в разновидности со сравнительно крупно раскристаллизованной основной массой мы встречаем породы, приближающиеся по внешнему виду к зернистым сиенитам, описанным выше. При этом в большинстве случаев кроме характерной для них порфировой структуры в таких более раскристаллизованных разновидностях часто заметна некоторая неоднородность в распределении цветного минерала и связанная с ней несколько пятнистая окраска. Редкими являются беловатые и плотные фельзитовидные разновидности.

Структурные особенности пород этой группы тоже накладывают свой отпечаток на их внешний вид.

Основная масса этих порфировых и афировых пород отличается трахитоидной структурой; и эта особенность или непосредственно различается невооруженным глазом или под лупой, или иногда выражается только в том своеобразном шелковистом отблеске излома неразличимо тонкозернистой основной массы, какой является свойственным породам, сложенным из субпараллельно расположенных кристаллических табличек полевого шпата. Окраска таких сложных разновидностей бурая или зеленовато-бурая.

О внешнем виде каждого из видов мелкозернистых сиенитов и сиенитовых порфиров будет еще сказано при характеристике этих разновидностей. Сейчас мы отметим лишь некоторые особенности. Наиболее типичными по внешнему виду являются:

A. Мелкозернистые или порфировые сиениты и сиенитовые порфиры с различимо зернистой основной массой, с окраской в красноватых тонах, часто неоднородной. Иногда эта неоднородность принимает вид своего рода мелкотакситовой структуры с участками, различающимися и по относительному количеству цветного минерала и по структуре.

B. Желтовато-бурые или бурые плотные, обыкновенно эвпорфировые породы с некрупными выделениями полевого шпата. Трахитоидная структура основной массы в большинстве случаев ясная, но иногда, особенно в переходных к предыдущему типу разновидностях, плохо выражена.

C. Светлосерые, то с зеленоватым, то с буроватым оттенком, то беловатые плотные или микрозернистые разновидности, редко с различимой трахитоидной структурой, обычно фельзитовидные и тогда часто афировые; похожи на типичные бостониты.

D. Темные зеленоватые или зеленовато-серые породы, скорее похожие на порфириты, чем на порфиры. Основная масса плотная или микрозернистого вида.

Во всех этих разновидностях присутствуют в бо́льшем или меньшем количестве небольшие и в общем всегда немногочисленные фенокристаллы полевого шпата, обыкновенно удлиненной или таблитчатой формы и желтоватой окраски. В типе A они более светлые, розоватого цвета, причем иногда вместе с ними встречаются отличающиеся от них выделения беловатого полевого шпата, на которые розовый нарастает снаружи в виде каймы.

Иногда попадаются сростки выделений полевого шпата, и в центре некоторых сростков заключены зернышки цветного минерала.

Кроме полевого шпата, несколько реже, присутствуют призматические фенокристаллы роговой обманки, нередко превращенной в хлоритовые и эпидотовые псевдоморфозы.

Развитие хлорита и эпидота в породах нередко можно наблюдать невооруженным глазом. Эпидот иногда образует небольшие пятнышки и изредка пересекает породу тонкими жилками.

Минералогический состав

Минералогический состав сиенитовых порфиров в основных чертах одинаков с составом уже описанных зернистых сиенитов. Минералами, встречающимися в фенокристаллах, являются полевой шпат и роговая обманка (табл. XX, фиг. 5) или псевдоморфозы по этому минералу. Мы не будем в описании выделять их особо и отметим их особенности наряду с особенностями тех же минералов, входящих и в основную массу.

Следующие минералы входят в состав сиенитовых порфиров: калиевый полевой шпат и микропертит, кислый плагиоклаз, роговая обманка, представленная по крайней мере тремя видами, темная слюда, хлорит и эпидот и в некоторых типах появляется небольшая примесь кварца.

Постоянным акцессорным минералом является магнетит, часто наблюдается также апатит; циркон встречен как исключительно редкий минерал. Следует, наконец, упомянуть о сериците, лейкоксене, цоизите и кальците.

Полевой шпат. Полевой шпат в сиенитовых порфирах является главным породообразующим минералом и среди фенокристаллов и в основной массе. Мы отметим особенности того и другого по отдельности.

Фенокристаллы полевого шпата представлены главным образом калиевым полевым шпатом и микропертитом. Они некрупные, чаще менее 1 *мм*, редко доходят до 2—3 *мм*, и имеют призматический или толстотаблитчатый, с вытянутостью по оси [100], облик. Карлсбадские двойники встречаются довольно редко; обычно мы имеем дело с одиночными кристаллами, которые иногда срастаются группами по нескольку зерен.

Обыкновенно без анализатора выделения калиевого полевого шпата представляются такими же, только слегка пелитизированными, как и полевой шпат основной массы, и окрашенными таким же образом в характерный желтый цвет, но в некоторых случаях фенокристаллы калиевого полевого шпата выделяются из основной массы своей свежестью и прозрачностью (табл. XX, фиг. 3). Иногда такой прозрачной и свежей является лишь внутренняя часть или остатки фенокристаллов (табл. XX, фиг. 2).

При скрещенных николях в огромном большинстве случаев выступает заметная неоднородность кристаллов пертитового типа. Однако, очень редко мы здесь встречаемся с теми жилковатыми или другого типа пертитами, которые являются, так сказать, наиболее обычной формой срастаний компонентов пертита. Пертитовые срастания в фенокристаллах наших пород представляются обыкновенно в виде неправильных пятен калиевого полевого шпата внутри альбита; очень часто строение пертита имеет вид типичной картины замещения с периферии (табл. XX, фиг. 4); в других случаях это замещение калиевого полевого шпата идет неправильно, захватывая замещаемый кристалл с одной стороны. Наблюдались случаи зонального развития альбита. В альбитовом компоненте крайне редко замечались двойниковые полоски;

пользуясь ими, а также спайностью, удалось в нескольких зернах установить, что альбит здесь представлен №№ от 0 до 5°, не основнее. Некоторые фенокристаллы целиком превращены в альбит (табл. XX, фиг. 1).

Исследование оптических свойств калиевого полевого шпата было выполнено во многих образцах (до 40 зерен), и оно дало такие результаты.

Только редко мы встречаем полевой шпат со всеми свойствами типичного ортоклаза, т. е. с $2V = -70°$ и с Ng, точно перпендикулярной к плоскости спайности (010). Один раз было найдено в полевом шпате $2V = -65°$, при моноклинной ориентировке, но у краев зерна заметно появление очень тонкой решетки, подобной микроклиновой.

Самым распространенным углом оптических осей у наших калиевых полевых шпатов является $2V = -80°$. При этом несомненно, что в ряде случаев полевой шпат с таким углом $2V$ обладает оптической ориентировкой ортоклаза. Именно такими особенностями отличаются зерна наиболее свежего на вид и однородного калиевого полевого шпата фенокристаллов. Вместе с тем, в полевом шпате с $2V = -80°$ было констатировано и уклонение от моноклинной ориентировки в сторону микроклина.

Микроклина с типичной решеткой не приходилось наблюдать, но неоднородность строения калиевого полевого шпата, в виде неправильного чередования гаснущих мелких и нерезко очерченных участков, очень часто замечается, особенно при совмещении оси оптического эллипсоида с осью *I* федоровского столика. Иногда неоднородность принимает вид квадратных волнисто гаснущих пятен с шахматным расположением.

В более однородных участках такого полевого шпата и в некоторых однородных его зернах можно было установить оптические свойства типичного микроклина по спайности (001) или наблюдающейся иногда «мурчисонитовой» спайности $(\bar{1}5\ 0\ 2)$. Угол оптических осей в этом микроклине равен от —85 до —88°.

В некоторых представителях сиенитовых порфиров в числе фенокристаллов присутствует и известково-натровый плагиоклаз. Его вкрапленники несколько крупнее вкрапленников калиевого полевого шпата и имеют толстотаблитчатую форму; они обычно разложены несколько больше, чем калиевый полевой шпат, и испещрены тонкими серицитовыми чешуйками.

В скрещенных николях видна очень тонкая двойниковая штриховка по альбитовому закону, комбинирующемуся часто с двойниками карлсбадским и иногда закона Ала-В. По углам погасания в симметричной зоне и в сложных альбитово-карлсбадских двойниках наш плагиоклаз относится к альбит-олигоклазу с 10% An. Таким образом, он отличается от альбита микропертитовых сростков. Встречается в виде самостоятельных фенокристаллов; изредка наблюдается обрастание их снаружи зоной калиевого полевого шпата или микропертита и иногда такой же тонкой альбитовой корочкой, какую мы наблюдаем и около выделений калиевого полевого шпата.

Полевой шпат основной массы сиенитовых порфиров таков же, как и в фенокристаллах. Вследствие мелкости кристаллов, его исследовать гораздо труднее, и я не располагаю такими же подробными данными, как для вкрапленников, но характер микропертитового строения и отдельные измерения для калиевого компонента таких сро-

стков показывают, что мы имеем дело с таким же полевым шпатом, как в выделениях.

Форма кристаллов полевого шпата основной массы сиенитовых порфиров всегда вытянутая лейстовидная, благодаря чему получается типичная трахитовая или трахитовидная структура (табл. XX, фиг. 1—5). Размеры лейст в разных типах породы различны: более крупные достигают 1 *мм* в длину и 0,10—0,15 *мм* в ширину, иногда даже крупнее. Очень распространен тип порфиров, в которых лейсты полевого шпата основной массы имеют 0,5—0,6 *мм* в длину, но нередки и значительно более тонкие структуры основной массы с микролитами полевого шпата — около 0,2—0,3 *мм* в длину и 0,02 *мм* толщиной.

В некоторых образцах из жил сиенитового порфира (обр. 19) в южной части массива (по левую сторону Рачева лога), встреченных здесь, впрочем, лишь в виде отдельных глыб, а также на северо-восточном склоне горы Маруниной, как выделения полевого шпата, так и лейсты основной массы не обнаруживают пертитового строения и представляют однородные простые двойники ортоклазовидного, несколько запыленного, полевого шпата с $2V = -80°$, с совпадающими осями Ng для обеих неделимых двойника и с углом $NmN'm = NpN'p = 42°$, угол между (001) и Nm равен 5—6°. Эти данные подходят к карлсбадским двойникам ортоклаза, показатель преломления и $N'g$ и $N'p$ во всех опробованных зернах ниже канадского бальзама.

Гораздо чаще полевой шпат представлен микропертитом или, скорее, даже антипертитом, так как альбитовый компонент сростков обычно преобладает и калиевый компонент в нем заключается в виде отдельных вростков. Часто эти вростки неправильны, и полевой шпат имеет характер обычного пятнистого антипертита, но, наряду с этим, очень распространены пертитовые срастания, в которых калиевый и натровый полевые шпаты срастаются в виде пластинок, продольных по отношению к удлинению кристаллов, очень напоминающих на первый взгляд полисинтетические двойниковые пластинки плагиоклаза (табл. XX, фиг. 1 и 3); нетрудно, однако, убедиться в их действительной природе, которая в особенности ясно обнаруживается при более сильных увеличениях в простом свете, благодаря разнице в показателях преломления альбита и калиевого полевого шпата.

Судя по характеру срастания обоих компонентов пертита, мы и в этих кристаллах полевого шпата основной массы имеем пертиты замещения. Антипертитовые вростки калиевого полевого шпата, неправильные и заключающиеся в разных зернах в очень разнообразном количестве, неравномерно распределенные и иногда совсем отсутствующие, очевидно, являются остатками от замещения калиевого полевого шпата альбитом; указанные «продольнопластинчатые» пертиты свидетельствуют, очевидно, об относительной легкости проникновения растворов и замещении кристаллов вдоль по плоскостям спайности.

Роговая обманка. Цветным минералом сиенитовых порфиров является роговая обманка или, чаще, псевдоморфозы по этому минералу. Роговая обманка сохранилась примерно в 20% всех образцов. Можно убедиться в присутствии нескольких видов амфибола в разных образцах породы, а иногда также присутствующих в них и совместно. Фенокристаллы роговой обманки встречаются сравнительно редко (табл. XX, фиг. 5).

1. Темноокрашенная буровато-зеленая роговая обманка, похожая на ту, с какой мы встречаемся в нефелиновых сиенитах нашего массива.

По внешнему виду она отвечает «гастингситовой» роговой обманке щелочных пород. Этот вид не пользуется большим распространением, но такая роговая обманка очень характерна для некоторых образцов. В наиболее типичных случаях этот минерал обладает очень густой окраской, зеленой по *Ng*, почти совершенно непрозрачен по *Nm* и буро-зеленый по *Np*; измерение констант, вследствие густой окраски, не удается, за исключением мало точного определения угла погасания, равного 18—19°.

2. Бурая роговая обманка, совершенно постепенными переходами связанная с зеленовато-бурой. Это наиболее распространенный вид, особенно в фенокристаллах.

Цвета плеохроизма таковы:

Ng — зеленовато-бурый (приблизительно 1—24 *pi*).

Nm — бурый 3—4 *pi* до 1 *pi*.

Np — желтоватый 2 *ic*.

Оттенки несколько меняются в разных образцах.

Угол погасания небольшой — около 11—12°.

Двупреломление $Ng - Np = 0{,}026—0{,}027$, иногда получаются более низкие величины — до 0,024. Угол оптических осей несколько меняется; чаще всего $2V = -75°$, то увеличивается почти до $-80°$, то уменьшается до $-65°$.

В одном из образцов наблюдалось зональное изменение свойств: центральная часть зерен более зеленой окраски, периферия более бурая, причем имеется совершенно постепенный переход. В периферической бурой части $2V$ = около $-65°$, в центральной, зеленой, $2V$ значительно ниже, приблизительно $-30°$, определяется довольно плохо вследствие значительно более низкого двупреломления.

3. Сильно окрашенная зеленая роговая обманка, обыкновенно образующая наружные каймы на бурой. Эти каймы ясно видны на фенокристаллах бурой роговой обманки, в то время как мелкие кристаллы амфибола, входящие в состав основной массы, целиком превращены в эту зеленую роговую обманку. По внешнему виду под микроскопом она похожа на описанную «гастингситовую» роговую обманку, но отличается несколько менее резким плеохроизмом, хотя по *Nm* она также почти непрозрачна; заметен более зеленый оттенок по *Np* (24 *ie*). Угол погасания такой же, как в бурой роговой обманке (около 12°), двупреломление заметно ниже, а угол оптических осей, повидимому, не обнаруживает такого уменьшения, как мы видели в зеленой роговой обманке центральной части некоторых фенокристаллов. В двух измеренных образцах оказалось $2V = -75$ и $-65°$ (мало точно, вследствие густой окраски).

4. В редких случаях роговая обманка сиенитовых порфиритов имеет менее интенсивную окраску, плеохроируя, примерно, в пределах от буровато-зеленого (23 *ng*) до желтого (2 *ic*). Минерал кажется как бы выцветшим. Его отношения к другим минералам породы таковы же, как у обычной для нее зеленой роговой обманки. Угол погасания малый, около 10°, и $2V$ тоже мало и отрицательно.

5. Как исключение, наряду с обычной темно-зеленой роговой обманкой были встречены прозрачные кристаллы голубовато-зеленой, более светлой, роговой обманки с углом погасания 14°, двупреломлением $Ng - Np = 0{,}024$ и углом оптических осей $2V = -65°$.

Генетические отношения двух последних видов роговой обманки, являющихся, надо сказать, относительно редкими, — неясны. Как

будто буровато-зеленая роговая обманка (4) может быть продуктом изменения более распространенной зеленой (3). Что же касается первых трех типов, то их отношения довольно ясны. Первые два типа («гастингситовая» роговая обманка и буро-зеленая) являются минералами первичной кристаллизации и, повидимому, принадлежат к непрерывному ряду твердых растворов, представленному в разных жилах сиенитов и сиенитовых порфиров различными членами ряда. Мы дальше коснемся еще этого при описании нефелиновых сиенитов нашего массива. Третий вид, зеленая роговая обманка, является продуктом изменения первых и, очевидно, обязан своим происхождением некоторому деутерическому процессу.

Вторичные, позднейшие изменения роговой обманки заключаются в следующем: изредка можно наблюдать развитие по трещинам ее зерен бурой слюды, так же, как мы наблюдали это в зернистых сиенитах; но чрезвычайно распространенные явления представляют замещения роговой обманки, с одной стороны, зеленым хлоритовым минералом с относительно высоким двупреломлением, переходящим в типичный хлорит, а с другой — эпидотом. Эти минералы иногда развиваются совместно, но чаще по отдельности. В большинстве образцов цветной минерал сиенитовых порфиров подвергся такому замещению, и эти вторичные минералы являются главными существенными составными частями породы. Поэтому о них я скажу несколько слов отдельно.

Хлоритовые минералы, замещающие роговую обманку, в разных образцах различаются как по окраске, так и по силе двупреломления, хотя в остальных отношениях они почти совершенно одинаковы. Вероятно, мы имеем непрерывную серию разновидностей. Можно охарактеризовать крайние члены этого ряда таким образом.

a) Хлоритовый минерал, плеохроирующий в буро-зеленых тонах с типичными цветами плеохроизма: Ng — буро-зеленый (23 *ni*), Np — желтый 2 *ic*. Двупреломление $Ng - Np$ никогда не бывает ниже 0,012, чаще около 0,015 и, может быть, даже до 0,020. Двупреломление усиливается с усилением бурых оттенков окраски. Минерал оптически отрицательный и почти одноосный, но все же заметна некоторая асимметрия креста в сходящемся свете. Показатель преломления: Ng = около 1,650. В этом минерале спайность видна лучше, чем во второй разновидности (b); пластинки кажутся менее гибкими, и иногда они образуют сферолитовые сростки.

b) Светлозеленый хлорит, также одноосный и отрицательный. Типичные образцы обнаруживают плеохроизм: Ng — зеленый (22 *ie*) и Np — светложелтый (24 *ea* до 1 *ea*). Гибкие листочки его образуют спутанно чешуйчатые псевдоморфозы. Этот хлорит чаще встречается совместно с эпидотом, чем предыдущий. Около включений титанита (?) наблюдаются бурые плеохроичные ореолы. Двупреломление этого светлозеленого хлорита ниже: цвета поляризации серые. Показатель преломления тоже ниже, чем у первого вида. Оптический знак также отрицательный.

Несомненно, что в первом случае (a) мы имеем дело с сильно железистым хлоритом, а светлозеленый хлорит (b) беднее железом.

Оба вида хлорита, а также и имеющиеся, повидимому, промежуточные разновидности, с одной стороны, образуют ясные псевдоморфозы по роговой обманке, с другой — они в виде чешуйчатых скоплений выполняют ксеноморфные промежутки между кристаллами полевого

шпата, которые по своей форме резко отличаются от формы идиоморфных призм амфибола.

С хлоритом тесно связан буроватый минерал, также чешуйчатый, встречающийся в таких же формах псевдоморфоз по роговой обманке и кажущийся дальнейшим продуктом изменения хлорита. Вследствие мелкости чешуек, оптические свойства его не удалось определить. Показатель преломления около 1,630.

Эпидот является столь же распространенным минералом в наших сиенитовых порфирах, как и хлорит, иногда они встречаются совместно в одном образце, и в некоторых случаях они даже вместе принимают участие в образовании псевдоморфоз, замещая один и тот же кристалл роговой обманки, но, пожалуй, чаще эти минералы имеют различное развитие в разных жилах сиенитов, и мы имеем ряд образцов сиенита, где цветной минерал породы представлен почти исключительно псевдоморфозами, образованными эпидотом. Фенокристаллы роговой обманки замещаются обычно многими изометрическими зернами этого минерала, мелкие кристаллы основной массы замещены иногда одним — двумя неделимыми эпидота.

Эпидот легко узнать по рельефу и характерным высоким цветам поляризации, с свойственной этому минералу дисперсией. Желтоватая окраска пистацита замечается, однако, редко; иногда минерал буроватый, но чаще совершенно бесцветный; при этом и двупреломление его несколько ниже, чем у типичного пистацита: $Ng - Np =$ около 0,030—0,040. Угол оптических осей изменяется в разных зернах от $2V = -72°$ до $2V = -80°$; первая величина наблюдалась в слегка окрашенном желтоватом эпидоте, вторая — в почти бесцветном. Вероятно и здесь мы имеем ряд членов группы пистацит-клиноцоизита, подобно тому, как хлориты были тоже представлены не одним видом.

Так же как и хлорит, эпидот, кроме явных псевдоморфоз по роговой обманке, встречается в виде зернистых заполнений промежутков между кристаллами полевого шпата (табл. XX, фиг. 1 и 4); иногда в своем развитии он появляется и в теле этого минерала, но это редкий и не типичный случай.

Сходство в условиях нахождения хлорита и эпидота в породе позволяет сделать заключение о том, что они образовались под влиянием одних и тех же процессов. Я уже отметил, что скорее всего они являются минералами деутерическими, и весьма естественным кажется предположение, что развитие их за счет цветного минерала породы сопровождало альбитизацию калиевого полевого шпата. Одновременно с метасоматическим развитием они, повидимому, могли образовываться и самостоятельно в промежутках между полевыми шпатами, подобно минералам миаролитовых пустот.

Темная слюда встречается довольно редко в наших породах. Она представлена двумя разновидностями. Первая из них — типичный биотит, плеохроирующий от светложелтого по Np до совершенной непрозрачности по Ng; его пластинки или стопочки всегда мелкие и являются редкими. Он же встречается иногда в отдельных неделимых, иногда нарастает на магнетите или роговой обманке. Замечено превращение его в железистый хлорит.

Другого вида слюда — с менее интенсивным плеохроизмом и с рыжими тонами в его оттенках, походя на те продукты начавшегося обесцвечивания биотита, которые нередко встречаются в горных породах. Ее формы нахождения вполне похожи на формы нахождения биотита.

но, кроме того, только эту слюду я видел замещающей роговую обманку в виде спутанно-пластинчатых агрегатов.

Очень характерно, что как эта «выцветшая слюда», так и сильно плеохроичный биотит нередко встречаются в кристаллических неделимых, заполняющих небольшие промежутки между кристаллами полевого шпата, подобно тому, как это мы видели для эпидота и хлорита, но каждый такой промежуток заполнен одним неделимым биотита, а не агрегатом зерен или чешуек, как это наблюдалось для тех вторичных минералов.

Идиоморфные отдельные пластинки биотита попадаются очень редко. В одном из образцов наблюдались разрезы крупных табличек этого минерала, выделяющиеся, как фенокристаллы, в основной массе породы. Один из них оброс узкой каемочкой рудного минерала, другой — эпидота. Возможно, однако, что и здесь биотит развился не самостоятельно, но замещает амфибол.

Кварц представляет очень редкий минерал в сиенитовых порфирах, повидимому, гораздо более редкий, чем в зернистых сиенитах. Он был встречен в виде маленьких ксеноморфных зернышек, защемленных между полевым шпатом основной массы в образцах некоторых сиенитовых порфиров.

Акцессорные минералы: магнетит, апатит и другие — также находятся в относительно меньшем, чем обычно, количестве; во многих образцах они совершенно отсутствуют. Магнетит иногда является несомненно вторичным минералом, развивающимся вместе с хлоритизацией амфибола. Пример (обр. 85) такого порфира, наиболее типичный, одновременно обнаруживает значительную серицитизацию полевого шпата. Когда магнетит можно рассматривать как первичный минерал, он имеет вид обычных октаэдрических кристаллов или округленных зернышек. Апатит, пожалуй, еще более редок, чем магнетит. Он встречается в виде вросших в полевом шпате мельчайших иголочек.

Обращают на себя внимание особые формы нахождения апатита и частью магнетита, принимающих участие в образовании псевдоморфоз по фенокристаллам цветного минерала, вероятно, роговой обманки, вместе с преобладающим в них железистым хлоритом и частью эпидотом. В этом случае апатитовые призмы и зерна магнетита значительно крупнее; поперечник призмочек апатита достигает 0,2 *мм*, вместе с тем они имеют менее вытянутый облик, чем иголочки, вросшие в полевом шпате. Пример таких псевдоморфоз особенно поучителен тем, что здесь с особенной очевидностью можно убедиться в том, что апатит и магнетит являются в этом случае отнюдь не «первыми выделениями» при кристаллизации породы.

В редких случаях в сиенитовых порфирах попадаются небольшие кубики пирита, превращенного в лимонит.

Циркон является исключительно редким минералом. Он был встречен в одном только шлифе в виде маленького кристаллика обычного призматического облика. Также в единственном случае было встречено зернышко ортита.

Вторичные минералы — серицит, цоизит, лейкоксен и, быть может, каолин — встречаются в совершенно ничтожном количестве в виде крапинок в теле полевых шпатов. Только в некоторых образцах серицитизация наблюдается в заметных размерах. Более крупные таблички мусковита встречаются исключительно редко.

Следует упомянуть о встреченных в одном из образцов псевдоморфозах, образованных таблицами мусковита и в центральной части, кроме того, иногда кальцитом, имеющих коротко прямоугольные очертания, похожие на фенокристаллы нефелина в нефелин-сиенитовых порфирах, описанных ниже. Порода, в которых эта псевдоморфоза была встречена, является сиенитовым порфиром с щелочной роговой обманкой гастингситового облика, причем она сильно разложена и в основной массе совершенно замещена хлоритом и магнетитом; в породе порядочно серицита.

Структура и разновидности сиенитовых порфиров

В большинстве случаев породы рассматриваемой группы обладают порфировой структурой, хотя попадаются и афировые разности. Фенокристаллы полевого шпата и роговой обманки немногочисленные и мелкие; обычный размер выделений полевого шпата 2—3 *мм*, иногда больше, до 5 *мм* и даже 8 *мм*, иногда они, наоборот, мельче, всего около 1 *мм*, и мало выделяются среди основной массы. Фенокристаллы роговой обманки, как правило, несколько мельче, чем фенокристаллы полевого шпата. Облик выделений полевого шпата толсто-таблитчатый, роговой обманки — свойственный ей призматический, причем длина обычно не менее, чем в 5 раз, превышает толщину.

Основная масса всегда полнокристаллическая, и рисунок ее структуры определяется, главным образом, формой кристаллов главного слагающего ее минерала — полевого шпата. Разрезы последних имеют, за небольшими исключениями, вытянутую форму разрезов лейст. В некоторых шлифах можно убедиться с несомненностью, что это именно типичные лейсты, вытянутые по [100] и одновременно сплюснутые по (010), т. е. имеющие вид планок или щепок. В огромном большинстве образцов эти лейсты располагаются субпараллельно, создавая таким образом типичную картину трахидонтной структуры. Часто флюидальное изгибание их «потоков». Очень часто лейсты полевого шпата не обнаруживают хороших граней и соприкасаются между собой так, как это считается характерным для бостонитовой структуры.

Субпараллельное расположение лейст полевого шпата вызывает иногда своего рода «псевдосланцеватость» породы в обнажениях и своеобразный шелковистый отблеск поверхностей излома.

Размеры лейст полевого шпата в основной массе в общем измеряются десятыми миллиметра в длину. Наиболее обычный средний размер — около 0,5 *мм*. В более крупнозернистых типах он доходит до 0,7—0,8, редко до 1,0 *мм*; в более тонкозернистых — до 0,1—0,2 и очень редко спускается ниже 0,1 *мм*. Отношение длины к ширине обычно колеблется в пределах от 5 до 10. Общий вид структуры представлен на рис. 36.

Как мы видели, главным образом, цветные минералы породы представлены роговой обманкой, с одной стороны, и хлоритом и эпидотом — с другой. В основной массе призмочки роговой обманки распределяются среди кристалликов полевого шпата, большею частью подчиняясь их расположению. Хлорит и эпидот, как было сказано, кроме псевдоморфоз по роговой обманке, находятся в виде выполнений между кристалликами полевого шпата; когда хлорита относительно много, это придает структуре своего рода «диабазоподобный» облик.

Текстурные различия в описанном преобладающем типе структуры, главным образом, состоят в более или менее совершенном приближении к параллельности в направлении лейст полевого шпата. Сравнительно редки типы, где эти лейсты расположены почти в беспорядке.

Кроме такого, наиболее обычного трахитоидного типа структур основной массы, как исключение встречаются образцы со структурой, которую можно определить как грубо ортофировую или тонкую паналлотриоморфную зернистую. Основная масса породы состоит главным образом из изометрических зернышек полевого шпата, реже они имеют коротко призматические очертания; размеры крайне колеблющиеся, обычно в пределах от 0,03 до 0,3 *мм*.

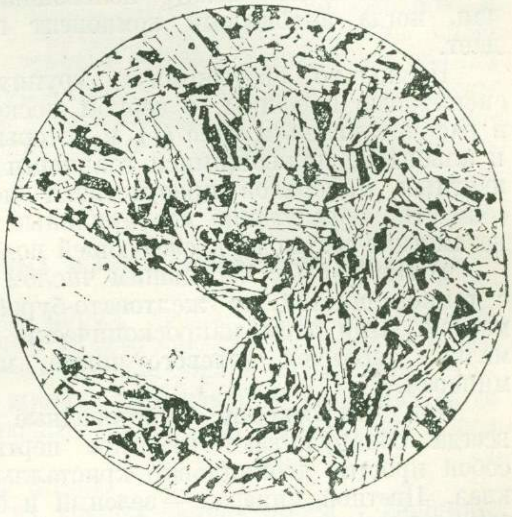


Рис. 36. Сиенитовый порфир. Щелочной полевой шпат, как фенокристалл, так и в основной массе, сильно альбитизирован; цветные минералы замещены хлоритом и эпидотом. Видна трахитоидная структура основной массы. × 15.

Следует отметить изредка наблюдающиеся в наших породах явления раздробления. Обычно это только трещинки, пересекающие как основную массу, так и фенокристаллы; вероятно, по таким трещинкам происходит развитие жилок эпидота и хлорита, встреченных в некоторых образцах. Наблюдается случай, когда раздробление проявляется сильно: отдельные тянущиеся неправильными полосами участки раздроблены и превращены в микробрекчию. Несомненно, что такое раздробление представляет совершенно местное явление и, повидимому, связано с особыми условиями застывания. Указанием на то, что оно возникало почти во время образования породы, служит то, что встречена была жилка эпидота, развивающаяся вдоль такой трещины, около которой кристаллики полевого шпата изменяют направление своего расположения, загибаясь струйками вдоль этой жилки.

Разновидности сиенитовых порфиров

На основании микроструктуры, а также минералогического состава, можно в рассматриваемой группе пород выделить несколько типов. Выше уже было описано разнообразие наших пород по внешнему виду. Те признаки отличия, которые видны невооруженным глазом, однако, не достаточно ясно выражают более существенные особенности, которые можно заметить лишь при микроскопическом изучении. На основании микроскопических признаков, сопоставляя их с внешним видом породы, можно выделить следующие подгруппы.

1) Желтовато-серые сиенит-порфиры с мелкозернистой основной массой и с желтоватыми или красноватыми выделениями полевого

шпата. Основная масса несколько неравномерно окрашенная, благодаря пятнышкам цветного минерала. Заметна эпидотизация. Под микроскопом — цветной минерал в одних из образцов — бурая, переходящая на периферии в зеленую, роговая обманка, часто разлагающаяся с образованием хлорита. В других случаях разложение пошло еще дальше, причем образуется в большом количестве эпидот. Есть образцы, где, наряду с роговой обманкой, появляется биотит. Несколько меняется характер микропертитового строения.

В некоторых образцах роговая обманка исчезает. Иногда еще можно обнаружить лишь псевдоморфозы по ней из хлорита и эпидота, но часто эти минералы, а также и слюда, образуют скопления, как бы зажатые между полевошпатовыми зернами. Нередки случаи, когда альбитовый компонент в пертитах решительно преобладает.

Несколько своеобразную группу представляют мелкозернистые сиенитовые порфиры, с зерном несколько даже более крупным, чем в рассматриваемом типе (1), в которых, наряду с пятнистым пертитом и альбитом, являющимися главными составными частями, в качестве цветных минералов присутствуют исключительно хлорит и эпидот, совместно образующие неправильные зернистые агрегаты. Существуют незаметные переходы к следующей подгруппе.

2) Порфиры с небольшим числом вкрапленников, часто афировые, с тонкозернистой, то желтовато-бурой, то красновато-бурой основной массой. При этом макроскопически уже видно, что она состоит из мелких табличек полевого шпата, между которыми зажат цветной минерал.

Под микроскопом лейстовидные кристаллы полевого шпата не всегда обнаруживают заметное пертитовое строение, а представляют собой простые двойниковые кристаллы, более всего похожие на ортоклаз. Цветной минерал — зеленый и буро-зеленый железистый хлорит, большей частью в виде агрегатов, зажатых между полевыми шпатами. Но в некоторых образцах попадаются псевдоморфозы по мелким призматическим кристаллам роговой обманки. Иногда в породе имеется порядочная примесь магнетита.

Бурая, красновато-бурая окраска породы зависит от пыли, окрашивающей полевой шпат. В некоторых образцах особенностью является хорошо выраженная бостонитовая структура.

3) Следующую группу еще более тонкозернистых пород представляют породы, в которых зернистая структура делается почти неразличимой. Порфировая структура макроскопически выражена в разной степени. Порфировые вкрапленники иногда почти отсутствуют; если присутствуют, то более таблитчатой формы, чем в ранее описанных типах. Благодаря субпараллельному расположению табличек полевого шпата, порода обнаруживает род сланцеватости.

Несколько особняком стоит плотная порода, встреченная в виде отдельной глыбы к востоку от Рачева лога, по внешнему виду скорее похожая на фельзитовидные породы следующей группы; микроскопически ее нужно, однако, отнести к описываемой группе; для нее характерно, между прочим, обильное присутствие исключительно эпидота, играющего роль цветного минерала.

Под микроскопом в большинстве случаев структура эвпорфировая: основная масса из мелких лейст плагиоклаза, в большинстве случаев располагающихся флюидальными потоками. Цветной минерал зажат

большей частью между этими лейсточками. Он представлен всеми теми минералами, что и в предыдущих типах.

4) Четвертая подгруппа обнимает породы плотные, фельзитовидные, когда они светлые, и напоминающие даже диабазы в темных своих представителях темнозеленого цвета. Иногда окраска имеет фиолетовый оттенок, чаще желтоватый. Порфировые вкрапленники редки и представлены табличками полевого шпата, реже псевдоморфозами цветного минерала.

Под микроскопом эти породы представляют более или менее тонкий войлок лейсточек полевого шпата, между которыми располагаются зернышки эпидота и хлорита, являющиеся здесь цветным минералом. Относительное количество их и полевого шпата, с одной стороны, и цветных минералов между собой, с другой, подвержено сильным колебаниям. Особенности структуры главным образом зависят от облика полевошпатовых лейсточек. Но иногда даже в одном шлифе мы видим неодинаковые размеры их; иногда — склонность к появлению микропорфировых вкрапленников. Фенокристаллы в порфировых разновидностях породы представлены щелочным ортоклазовидным полевым шпатом.

Изменения структуры в отдельных жилах сиенитовых порфиров

Все главные типы сиенитовых пород, кроме отдельных обнажений, в которых взаимные отношения к окружающим породам неясны, но которые, к сожалению, являются обычным видом нахождения этих пород, встречены также в ясных жилах, рассекающих рапакиви. Эти немногие жилы позволяют наблюдать изменения структуры пород в разных частях жилы.

Мы вкратце опишем здесь эти жилы.

1. Прекрасно обнажена жила на южном склоне почти у вершины высокой горы, по правую сторону речки Пятой, метрах в 500 от нефелинового поля. Жила имеет простирание NE 50° и мощность 1,5 *м*. В ней можно наблюдать изменения структуры с приближением к контактам. В центральной части — порода тонкозернистая, буроватого цвета, с редкими выделениями красного полевого шпата; изредка поры, имеющие вид миаролитовых пустот. К контакту фенокристаллов меньше, а основная масса становится более тонкозернистой и в самом контакте принимает афанитовое сложение: порода здесь плотная зеленовато-серая.

Микроскопическое исследование показывает, что центральная часть в жиле относится ко второй из описанных выше групп. Основная масса состоит из разнообразно расположенных, иногда пучками, лейст щелочного полевого шпата, около 0,6 *мм* в длину, между которыми зажаты мелкопластинчатые скопления железистого хлорита, к которому присоединяются более хорошо образованные пластинки бурой слюды. В полевом шпате местами видно антипертитовое пятнистое строение. Акцессорные минералы в ничтожном количестве: апатит и рудный минерал, кое-где к хлориту присоединяются зернышки эпидота. Структура трахитоидная, местами типичная бостонитовая.

В образце породы около контакта полевой шпат основной массы имеет вид настоящих микролитов, очень тонких и в длину достигающих в среднем около 0,2 *мм*. Небольшие и редкие фенокристаллы орто-

клаза (2,5 × 0,5 *мм*) заключены в такой тонкой основной массе из мелких лейсточек щелочного полевого шпата со значительной примесью цветного минерала, главным образом, мельчайших зернышек роговой обманки и частью слюды. Неравномерно, пятнами, выделяются мутные скопления рельефного вещества, повидимому, цоизита. Акцессорными минералами является ничтожная примесь магнетита и апатита. В структуре породы следует отметить совершенно беспорядочное расположение лейсточек полевого шпата без заметной флюидальности, столь обычной в наших породах.

Из одного из образцов такого контакта удалось приготовить большой шлиф. Часть его представлена на табл. XXI, фиг. 2. Верхняя левая часть — рапакиви, нижний правый угол — сиенит-порфир. Контакт с рапакиви, как видно, совершенно резкий. По мере приближения к контакту, микролиты становятся все тоньше, а в самом контакте — довольно резко обособленная афанитовая (бывшая стекловатая) зона, толщиной около 0,5 *см*. Она почти непрозрачна и окрашена хлоритовым веществом в темный зеленоватый цвет. Вдоль контакта в правой части рисунка заметны микролиты, располагающиеся флюидально и параллельно контакту. Виден в левой части микроскопический фенокристалл полевого шпата. Снимок сделан при увеличении в два раза.

2. Вторая жила, довольно ясная, встречена на юго-западном склоне горы Вилесовой (обр. 135).

В ней можно наблюдать еще более тонкозернистую структуру в приконтактовой части жилы.

Макроскопически здесь порода представляет плотную зеленовато-серую массу с немногочисленными выделениями табличек розоватого полевого шпата.

Под микроскопом фенокристаллы представлены одиночными кристаллами или карлсбадскими двойниками калиевого полевого шпата, совершенно прозрачного в центральной части и помутневшего с периферии (табл. XXI, фиг. 1). Он является, очевидно, настоящим ортоклазом, обладая свойственной ему ориентировкой и углом $2V = -71°$, и обнаруживает местами слабую волокнистого вида неоднородность, заметную при исследовании на универсальном столике. Основная масса очень тонкая, представляется состоящей из мелких, очень тонких и еле достигающих в длину 0,1 *мм*, микролитов полевого шпата и клочков тонкой рельефной мути, которую трудно определить. Кое-где различимы мельчайшие иголочки, которые по форме и зеленоватой окраске скорее всего можно отнести к роговой обманке. Попалась небольшая пора, выполненная кварцем, с призмочками эпидота на стенке.

В другом шлифе в фенокристаллах калиевого полевого шпата $2V = -75$ и $-80°$. Простые двойники по карлсбадскому закону со срастанием по (010) и $BNm = 21°$ или немного больше; Ng в обоих неделимых совпадают. Попались также псевдоморфозы по фенокристаллам роговой обманки, образованные железистым хлоритом с небольшой примесью эпидота и кварца. Основная масса в общем того же типа, как и в предыдущем шлифе; больше рельефной (эпидотовой?) мути.

3. В южной части массива на южном склоне горы Голой имеются выходы сиенитового порфира, которые образуют узкую каменистую гриву, тянущуюся между отдельными выходами рапакиви, с одной стороны, и диоритами, с другой, и очевидно представляют обнажение

жилы. Простирание ее NE 10°. Порода несколько более раскристаллизована; невооруженному глазу представляется мелкозернистой сиенитовой породой буроватого цвета с неравномерно распределенным цветным минералом.

Под микроскопом более ясно видна порфировидная структура породы. Таблитчатые вкрапленники альбита, достигающие до 5 *мм* в ширину и даже несколько больше, заключены в полнокристаллически зернистой массе из лейст калиевого полевого шпата (ортоклаза) и пятнистого антипертита, длиной в среднем около 1 *мм*, и из эпидота и хлорита, заместивших цветной минерал, причем эпидот значительно преобладает над хлоритом. Эти минералы, главным образом в виде зернистых агрегатов, зажаты между лейстами полевого шпата, а иногда образуют псевдоморфозы по довольно крупным призматическим фенокристаллам роговой обманки. Совершенно ничтожная примесь апатита и рудного минерала.

4. В северной части массива, среди области развития рапакиви, включающего здесь жилы меланократовых пород, встречены также и жилы сиенитовых пород. Правда, обнажения их здесь еще хуже, чем те, о которых мы сейчас упоминали. Большею частью это высыпки кусков, но встречен случай довольно ясной дайки в виде каменистой грядки, с простиранием NE 30°. В этой жиле породу надо отнести к полнокристаллическим сиенит-порфирам с более мелкими лейстами антипертитового щелочного полевого шпата, слагающего основную массу. В длину эти лейсты достигают 0,5 *мм*. Фенокристаллы мелкие, достигают лишь около 1 *мм*, и потому нерезко выделяются в основной массе. Цветной минерал — роговая обманка, в значительной части замещенная эпидотом, причем местами сохраняются ясные ее остатки среди эпидотовых псевдоморфоз. Реже встречаются пучки железистого хлорита. Роговая обманка сохранилась, главным образом, в основной массе: это зеленая роговая обманка, похожая на гастингсит.

Структура породы бостонитовая.

Среди сиенитовых порфиров, залегающих жилами, в этой же части массива встречены также породы, где как цветной минерал присутствует биотит, вместе с роговой обманкой или без нее. Биотит частью превращен в хлорит. Такие сиенитовые порфиры встречены в северной части массива на холмах с правой стороны речки Шестой.

Один из них (обр. 59-о) представляет почти среднезернистую породу, с редкими, относительно небольшими, выделениями полевого шпата и с зеленым хлоритизированным цветным минералом.

Под микроскопом желтые кристаллы полевого шпата представляются пятнистым пертитом. Цветной минерал, большей частью зажатый между полевым шпатом, представлен слюдой, переходящей в хлорит и, в очень небольшом количестве, — в эпидот. Изредка попадается темноокрашенная роговая обманка. Ничтожна примесь магнетита.

Во второй жиле (обр. 52-о) сиенитовый порфир представляет мелкозернистую породу серовато-желтого цвета, с несколько более крупными порфировидно выделяющимися табличками желтоватого полевого шпата.

Под микроскопом — трахитоидная или призматически-зернистая структура. Таблитчатые кристаллы полевого шпата обычно в олигосинтетических или простых двойниках. Цветной минерал — биотит, коричневый, нерезко плеохроичный, переходящий во вторичный зеле-

новато-желтый хлоритовый минерал. Изредка попадаются призмочки бурой, баркевикитоподобной роговой обманки. Довольно много мелких зернышек магнетита. Порода тонко пропитана окислами железа. Кое-где эпидот.

Обнажения этой жилы хуже — в виде высыпки кусков, идущей, повидимому, полосой.

Несколько своеобразный тип представляет порода жилы (обр. 56-о) из того же участка массива, вытянутой в направлении NE 40°.

Порода сравнительно темная, с тонкозернистой основной массой, в которой выделяются полуразложенные фенокристаллы полевого шпата и черные призмочки роговой обманки.

Под микроскопом полевой шпат порфировых выделений представлен оптически отрицательным и не обнаруживающим двойникового строения ортоклазом и частью оптически положительным с двойниковой штриховкой олигоклаз-альбитом. Фенокристаллы роговой обманки являются бурой щелочной роговой обманкой с малым углом оптических осей; бо́льшая часть их разложена и замещена зелено-бурой слюдой, переходящей затем в хлорит; к ней присоединяется магнетит. В основной массе кристаллы роговой обманки целиком замещены магнетитом и хлоритом. Встречаются крупные выделения магнетита, иногда обрастаемые и прорастаемые слюдой; апатит встречен в значительных крупных кристалликах, частью приросших к такому выделению магнетита.

Основная масса бостонитового типа состоит из довольно крупных (0,15—0,3 *мм*) лейсточек щелочного полевого шпата. Как в фенокристаллах, так и в основной массе полевой шпат значительно запылен тонкими чешуйками серицита, что не свойственно нашим сиенитовым порфирам. Встречены в породе своеобразные скопления довольно крупных (0,4 *мм*) табличек белой слюды, к которой присоединяется кальцит. О них уже было упомянуто раньше (стр. 208). По форме эти скопления напоминают псевдоморфозы по каким-то коротко-призматическим кристаллам, похожим по облику на разрезы кристаллов нефелина (некоторые разрезы грубо шестиугольной формы), размеры их 0,9 × 1,6 *мм*.

Следует отметить еще своеобразие одного типа сиенитовых порфиров, встреченных тоже в жилах, среди поля распространения рапакиви, в северной части массива, в двух довольно удаленных один от другого пунктах.

Макроскопически это серый сиенитовый порфир, в одном случае с редкими желтоватыми фенокристаллами полевого шпата, в другом — афировый.

Под микроскопом сразу же обращает на себя внимание цветной минерал. Это иголочки, размером в длину 0,15—0,2 *мм* и в толщину 0,02 *мм*, рельефные, бесцветные или буроватые. Они прямо гаснут; цвета поляризации в продольных разрезах не постоянные, указывающие на совпадение с удлинением *Nm*, и в более крупных нетрудно узнать в них эпидот (табл. XX, фиг. 6).

На первый взгляд минерал кажется первичным, но при более внимательном осмотре шлифа попадаются довольно ясные псевдоморфозы из нескольких призмочек эпидота, повидимому, по роговой обманке; тут же появляется вторичный магнетит. Возможно, что и одиночные призмы эпидота замещают призмочки амфибола.

Полевой шпат породы, являющийся главным минералом, — типич-

ный продольно волокнистый микропертит. Мы уже упоминали об этой характерной разновидности пертитового строения в полевом шпате наших пород. Структура местами типично бостонитовая, местами переходит в грубо ортофировую. Иногда лейсты полевого шпата располагаются расходящимися пучками.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СИЕНИТОВЫХ ПОРФИРОВ

Для химического анализа были выбраны образцы:

1) Афировый сиенитовый порфир с довольно крупно раскристаллизованной основной массой (обр. 795), принадлежащий к первой из описанных подгрупп этих пород.

2) Темный меланократовый сиенитовый порфир с многочисленными длинными призмами роговой обманки в основной массе и с фенокристаллами бурой роговой обманки. Это относительное богатство цветным минералом придает породе некоторое сходство с нашими лампрофировыми породами, но химический габитус ее заставляет отнести ее к сиенитовым порфирам (обр. 38).

3) Светлобуроватая в свежем изломе порода с редкими фенокристаллами желтого полевого шпата. Основная масса кажется тонкозернистой. Под микроскопом порода состоит из щелочного полевого шпата: альбита и большей частью ортоклаза, красноватой слюды в своеобразных сростках, может быть псевдоморфозах по роговой обманке. Местами к ней присоединяется рельефный бесцветный минерал, похожий на клиноцоизит. Акцессорные минералы: магнетит в мелких зернышках, часто вросший в слюду, и тончайшие призмочки апатита. Структура этой мелкозернистой массы трахитоидная; фенокристаллы — ортоклаз (обр. 43-а).

	795		38		43	
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO_2	59,35	989	54,89	914	58,21	970
TiO_2	0,62	007	0,91	011	0,26	003
Al_2O_3	18,86	184	19,34	189	21,20	207
Fe_2O_3	2,57	016	3,80	023	2,57	016
FeO	4,04	056	5,09	070	3,18	044
MnO	0,08	001	0,16	002	0,08	001
MgO	1,53	038	1,10	027	0,66	016
CaO	1,11	019	2,96	052	2,75	049
Na_2O	6,76	109	5,09	082	5,93	095
K_2O	3,37	035	4,96	052	3,65	038
H_2O+	1,38		1,69		1,42	
H_2O-	0,27		0,29		0,15	
Сумма	99,24		100,28		100,06	

НЕФЕЛИНОВЫЕ СИЕНИТЫ И НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВЫЕ ПОРФИРЫ

Нефелиновые сиениты встречены в центральной части массива к юго-западу от его геометрического центра. Они здесь образуют,

во-первых, повидимому, сплошное тело около 1 *км* в длину и несколько тел меньших размеров, из которых менее значительные встречены, например, на вершине горы Голой, где они залегают в виде жил, сопровождаясь сиенитовыми порфирами, не содержащими нефелина.

Первоначально нефелиновый сиенит был встречен в виде глыб в верховьях речки Пятой, при переезде по дороге из города Сатки на бывш. хут. Щепицына. Наиболее значительные выходы встречены к юго-западу отсюда, на холме, представляющем отрог горы Голой; затем они вскрыты канавами около триангуляционной пирамиды на горе Вилесовой и, как указано, обнажаются в виде жил на вершине горы Голой.

Жильное залегание нефелин-сиенитового порфира, переходящего по простиранию в сиенитовый порфир, не содержащий нефелина, как мы видели, довольно хорошо можно наблюдать на вершине горы Голой, где эта порода тянется среди гранитов полосой коренных выходов, распадающихся по отдельности на небольшие куски угловато-полиэдрической формы. На вершине горы Вилесовой коренные обнажения нефелинового сиенита вскрыты канавой, но залегание породы здесь неясно. Главное, наиболее значительное, тело нефелинового сиенита в центральной части массива не дает хороших коренных выходов: порода здесь выступает на поверхность в виде отдельных крупных глыб, более угловатых, где зерно породы мельче, и округлых там, где оно крупнее. В центральной части этого тела, на холме, мы имеем подобие заросшей россыпи таких округлых глыб.

Петрографически можно различить несколько типов, структурные особенности которых более или менее ясно связаны с их нахождением. Кроме того, довольно резкие различия обусловливаются вторичными процессами в этих породах, причем этим изменениям едва ли можно приписывать поверхностное происхождение.

На основании этого последнего признака, мы разделяем все породы нашей группы на: 1) собственно нефелиновые сиениты и нефелин-сиенитовые порфиры и 2) либенеритовые сиениты и соответственные порфировые разности. В этих породах нефелин целиком эпигенезирован бесцветным слюдяным минералом; так же подверглись изменению и цветные минералы. Эти измененные породы представляют, несомненно, довольно ограниченную в своем распространении фацию нормальных нефелиновых сиенитов и нефелин-сиенитовых порфиров и тесно с ними связаны. Однако и наружный вид их и микроскопические особенности настолько отличают их от неизмененных или мало измененных нефелиновых сиенитов и нефелин-сиенитовых порфиров, что удобнее, в целях описания, рассмотреть их отдельно.

Породы, не претерпевшие таких изменений или затронутые ими в слабой степени, мы разделим на две подгруппы, на основании их структуры. Можно различить среди них два крайних типа, связанных переходами: 1) зернистые нефелиновые сиениты с гранитоидной структурой, более или менее крупнозернистые, и 2) нефелин-сиенитовые порфиры с редкими небольшими выделениями полевого шпата и реже нефелина в микрозернистой основной массе.

Эти два структурных типа по минералогическому составу не отличаются между собою и связаны рядом постепенных переходов в структуре.

Их общие особенности поэтому мы будем рассматривать совместно.

Макроскопическое описание

Крайние типы — зернистые нефелиновые сиениты, с одной стороны, и соответствующие им по составу порфиры, с другой, — резко отличаются между собой по внешнему виду, но, как сказано, они связаны переходами. Поэтому я опишу внешний вид нескольких типов, включая сюда и эти переходные разности и следуя по порядку от наиболее крупнозернистых к наиболее типичным нефелин-сиенитовым порфирам.

1. Наиболее крупнозернистые нефелиновые сиениты гранитоидной структуры были встречены в центральной части наиболее крупного тела этих пород. Это — серые в свежем изломе породы из светлосерого полевого шпата и почти такого же нефелина и черной роговой обманки в форме умеренно вытянутых призматических кристаллов несколько меньшей величины, чем бесцветные минералы. Размеры зерен последних 2—3 *мм* до 5 *мм*, редко крупнее, иногда несколько мельче. Там, где видны спайные плоскости кристаллов полевых шпатов, можно убедиться в таблитчатой форме их кристаллов, но расположены эти кристаллы без особого порядка (табл. XXI, фиг. 3).

В различных образцах породы относительное количество роговой обманки неодинаково, но в общем колеблется в довольно узких пределах. В некоторых случаях, как, например, на вершине Вилесовой горы, найдены образцы неоднородного строения, где в одном куске, довольно резко отделяясь друг от друга, соприкасаются участки нормального типа с более светлыми. В этом же месторождении встречены нефелин-сиенитовые пегматитовые жилы, о которых будет сказано далее.

Количество нефелина в общем в наших породах невелико, несколько ниже, чем, например, в миаскитах; о нем можно судить, рассматривая выветрелые поверхности глыб, где нефелины ясно выделяются в виде обычных характерных оспинок на фоне полевошпатовой массы. Размеры кристаллов нефелина почти всегда меньше, чем размеры полевого шпата.

2. Трахитоидный тип нефелиновых сиенитов с субпараллельным расположением таблитчатых кристаллов полевого шпата распространен в Бердяушском массиве пожалуй даже больше, чем гранитоидный, и связан с ним незаметными переходами. Размер зерна почти такой же или немного мельче, чем в типичных гранитоидных нефелиновых сиенитах (табл. XXI, фиг. 4).

Нередко в трахитоидных нефелиновых сиенитах появляется розоватый или фиолетовый оттенок окраски в свежем изломе.

3. Мелкозернистые нефелиновые сиениты представляют серые породы с неровным изломом, в которых трудно невооруженным глазом различить полевой шпат и нефелин. Лишь на выветрелых поверхностях мелкие оспинки позволяют убедиться в присутствии нефелина. Величина зерна этих пород, как можно видеть под микроскопом, измеряется обычно десятыми миллиметра, но в трахитоидных типах вытянутые лейсты или призмы полевого шпата в длину доходят до 2 *мм*. Трахитоидный тип в мелкозернистых нефелиновых сиенитах решительно преобладает.

Иногда наблюдается неравномерно зернистое строение, лучше заметное на полированных поверхностях кусков. Появляющиеся в породе более крупные выделения таблиц полевого шпата и призматических кристаллов роговой обманки, заключенные в афанитовой,

трахитоидной под микроскопом, основной массе, придают породе в некоторых случаях порфировидный облик, и мы постепенно переходим к типичным нефелин-сиенитовым порфирам.

4. Нефелин-сиенитовые порфиры представляют серые или фиолетово-серые породы, основная масса которых, хотя и представляется невооруженному глазу тонкозернистой, не позволяет различить ее минералогического состава, за исключением лейсточек полевого шпата, блестящих своими спайными плоскостями. Выделениями являются таблицы полевого шпата и призмочки роговой обманки.

Эти нефелин-сиенитовые порфиры встречены в жильном залегании. Помимо особенностей структуры, в них появляется, как это можно видеть под микроскопом, эгирин и авгит, из которых первый только изредка появляется в зернистых трахитоидных типах, обычно же он там отсутствует.

5. На Вилесовой горе среди зернистых нефелиновых сиенитов встречена небольшая и тонкая (около 15 *см* мощности) пегматитовая жила нефелин-сиенитового состава. Порода ее состоит из тех же минералов, как и окружающая порода. Размеры кристаллов достигают 2 *см*, распределяются неравномерно, нефелин образует сплошные скопления. У краев жилы, не резко отграниченной от вмещающей породы, кристаллы полевого шпата принимают расположение, перпендикулярное границе, и здесь среди них заключены особенно крупные зерна черной роговой обманки до 2 *см* длины (табл. XXI, фиг. 5).

Минералогический состав нефелиновых сиенитов и нефелин-сиенитовых порфиров

Минералогический состав всех пород рассматриваемой группы почти одинаков, поэтому, как уже сказано, удобнее дать общую для всех характеристику породообразующих минералов. В состав этих пород входят следующие минералы: щелочные полевые шпаты — калиевый и натровый, встречающиеся или в самостоятельных индивидах или образующие микропертитовые сростки, нефелин и изредка тесно связанные с ними анальцим и канкринит, щелочная роговая обманка, относящаяся к двум видам, иногда также эгирин или эгирин-авгит и в порфировых типах — диопсидовый авгит, в некоторых случаях биотит. Акцессорными являются апатит, рудный минерал, изредка ортит, титанит, циркон (?).

Из вторичных следует упомянуть о слюдообразном минерале, развивающемся в теле нефелина.

Полевые шпаты. Среди полевых шпатов нефелиновых сиенитов Бердяушского массива главным образом мы встречаемся с микропертитовыми сростками альбита и калиевого полевого шпата, причем, пожалуй, в этих сростках в большинстве случаев альбит заметно преобладает над калиевым полевым шпатом, так что по этому признаку их можно было бы назвать антипертитами. Характер пертитовых сростков виден уже на рис. 37—39. Существует ряд непрерывных переходов от зерен, в которых преобладает калиевый компонент, до альбитов с отдельными небольшими пятнами или жилками калиевого полевого шпата. Кристаллы альбита, свободные от вростков калиевого полевого шпата, не представляют большой редкости, но однородные ортоклазовидные зерна калиевого полевого шпата, не заключающие в той или иной форме вростков альбита, встречаются как исключение.

Столь же разнообразными, как состав, являются и взаимные отношения компонентов и строение микропертитовых сростков. На этом следует остановиться несколько подробнее.

Несомненно, что почти во всех случаях мы имеем дело с настоящим пертитом замещения, и все разнообразие форм легко укладывается в тот порядок, который можно построить, исходя из такого представления. Однако, имеются двоякого рода, редкие, правда, случаи, которые трудно рассматривать как пертиты замещения. Во-первых, это очень тонкие криптопертитовые полевые шпаты, встреченные в одном из образцов мелкозернистого нефелинового сиенита с трахитоидной структурой из жил на вершине горы Голой. При небольших увеличениях неоднородность строения выражается как бы в виде слабо заметной тонкой волокнистости, обычно продольной по отношению к вытянутости зерен (табл. XXII, фиг. 6). При больших увеличениях (об. 5 Лейтца) совершенно ясно, что кристаллы состоят из тончайших сростков пластинок, различающихся по преломлению. Эти пластинки следуют (010) и ясно различимы только в перпендикулярных к ним сечениях, где можно видеть, что толщина их всего около 3 μ. В косых разрезах, естественно, они неразличимы. В том же образце в других зернах наблюдается также тонкая поперечная волокнистость, и иногда обособляются внутри волокнистого полевого шпата маленькие пятнышки калиевого компонента. Вторым особым типом микропертита, редким в наших породах, являются жилковатые антипертиты, представляющие альбитовые кристаллы с тонкими поперечными жилками калиевого полевого шпата. Они встречены в разных типах зернистых нефелиновых сиенитов.

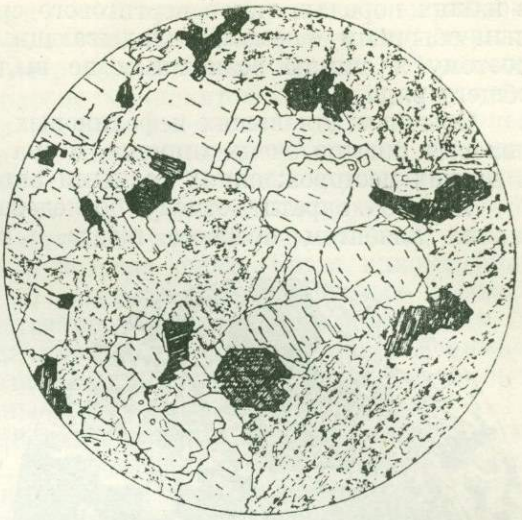


Рис. 37. Нефелиновый сиенит с гранитоидной структурой и с анальцимом. Полевой шпат—пятнистый пертит; нефелин в зернах со следами спайности; ксеноморфный анальцим, частью разъедающий нефелин; цветной минерал — гастингсит. × 17.

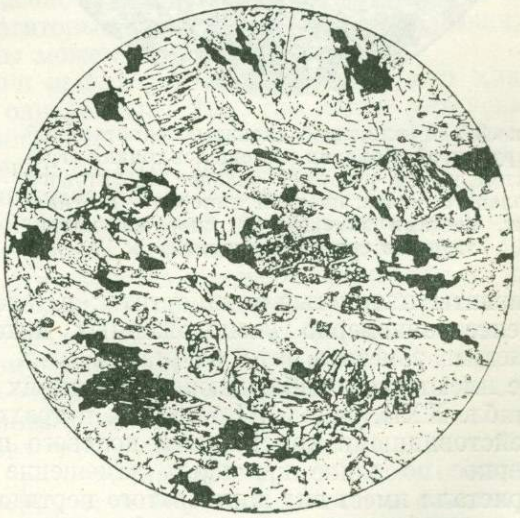


Рис. 38. Нефелиновый сиенит с трахитоидной структурой. Пертитовый полевой шпат; нефелин в изометрических зернах, большею частью сильнее разложенных; цветной минерал — гастингсит. × 18.

Оба эти типа на первый взгляд легче объяснить как пертиты распада, но в тех же образцах можно найти переходы от этих, редких в наших породах, типов пертитового срастания к более распространенным обычным формам, укладывающимся в ряд пертитов замещения, поэтому я считаю возможным не выделять и эти редкие формы из общего ряда.

Обычная для наших нефелиновых сиенитов картина пертитизации полевых шпатов очень типична, и она уже описывалась неоднократно в других месторождениях разными авторами.

Я здесь вкратце отмечу последовательные этапы процесса замещения альбитом полевого шпата, с которым связано возникновение наших пертитов, обращая внимание на особенности получающихся форм замещения.

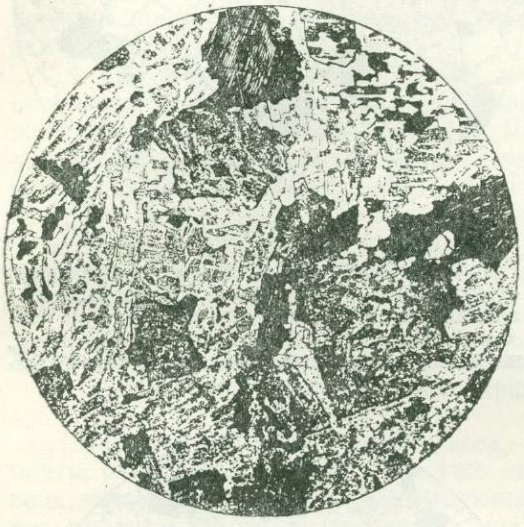


Рис. 39. Нефелиновый сиенит с гранитоидной структурой. Нефелин, замещаясь тонким агрегатом слюды, разложен сильнее пертитового полевого шпата; цветной минерал — гастингсит, местами замещается снаружи магнетитом (в середине рисунка). × 17.

Типичные жилковатые пертиты, представляющие проникновение более или менее правильных жилок альбита по трещинам поперек удлинения зерен калиевого полевого шпата, являются у нас сравнительно редкими и, если присутствуют, всегда связаны переходами с другими формами. Довольно часто можно найти случаи, где вростки жилок связаны с периферическим обрастанием калиевого полевого шпата альбитом, как это отмечалось, например, мной в миаскитах.

Наиболее распространены, как будто, две формы замещения калиевого полевого шпата натровым. Во-первых, в более крупнозернистых гранитовидных нефелиновых сиенитах развиты пятнистые антипертиты: в теле альбита — вростки более или менее равномерно расположенных пятен калиевого полевого шпата; следует заметить, что очертания этих пятен обычно неправильные и не имеют часто наблюдающейся в таких пертитах формы вздутых линз (табл. XXII, фиг. 5). Во-вторых, в трахитоидных типах с удлиненными лейстовидными кристаллами полевого шпата распространено неравномерное по длине кристалла замещение его альбитом: в одной части кристалл имеет вид жилковатого пертита с относительно слабым развитием альбитовых жилок или без них, в другой — во всю ширину замещен альбитом; на границе часто тонкое проникновение полевого калиевого шпата альбитовыми жилками, часто связанными, наподобие апофиз, с нацело альбитизированными участками.

Другой тип срастаний альбита и калиевого полевого шпата возникает при развитии периферического замещения второго первым. Получаются своего рода рамки альбита, внутри которых заключено вещество калиевого полевого шпата. Наружные грани таких полевошпатовых

кристаллов нередко хорошо образованы (табл. XXI, фиг. 6). Замещение идет иногда далеко, от калиевого полевого шпата остаются лишь небольшие остатки, или и они исчезают. В связи с развитием периферической альбитизации, мы встречаем своеобразную форму структурных отношений между калиевым и натровым полевым шпатом. В некоторых образцах можно видеть подобие монцонитовой структуры: идиоморфные вытянутые кристаллы альбита внедряются в ксеноморфные зерна калиевого полевого шпата, но, просматривая ряд таких альбитовых кристаллов, в более крупных из них можно видеть и остатки ортоклаза, уцелевшего от замещения, а иногда только рамка альбита образует такие идиоморфные очертания кристаллов полевого шпата, между которыми зажат калиевый полевой шпат. Когда идиоморфные кристаллы альбита мельче и не содержат антипертитовых вростков калиевого полевого шпата, естественно, возникает вопрос, не имеем ли мы здесь дела с идиоморфными метасомами альбита, развивающимися в теле калиевого полевого шпата и как бы заменяющими здесь обычные параллельно ориентированные пертитовые вростки.

Самостоятельные мелкие лейсточки альбита встречаются во многих типах, особенно трахитоидных, нефелиновых сиенитов, располагаясь между крупными лейстами микропертита, чаще облекая их.

В наших нефелиновых сиенитах не было встречено такого альбита или кислого плагиоклаза, лишенного антипертитовых вростков, которому наверное можно было бы приписывать более раннее образование, чем калиевому полевому шпату; наоборот, как мы видим, альбитизация последнего и развитие альбита после образования его — характерная и постоянная особенность породы.

Что касается оптических свойств калиевого полевого шпата и альбита, образующих микропертитовые сростки или встречающихся в отдельных кристаллах, то мы можем отметить следующее:

1. Калиевый полевой шпат нигде не обнаруживает микроклиновой решетки и кажется однородным. Там, где можно установить, по очертаниям разрезов кристаллов или по ориентировке срастающегося с ним в параллельном положении альбита, положение плоскости (010), оказывается, что калиевый полевой шпат гаснет прямо относительно этой плоскости и плоскость оптических осей расположена нормально, по крайней мере в пределах точности кристаллооптических исследований на Федоровском столике. Эти свойства отвечают ортоклазу; но надо заметить, что угол оптических осей сильно колеблется в пределах от -50 до $-80°$, оставаясь, однако, всегда отрицательным; также несколько колеблется, повидимому, и угол погасания на плоскости (010).

2. Альбит в огромном большинстве микропертитовых вростков полисинтетически не обнаруживает двойникового строения. Оно слабо развито и у отдельных мелких кристалликов, и обычно, кроме более высокого двупреломления и преломления, чем у ортоклаза, в альбите можно проверить только величину угла $2V$, который всегда оказывался положительным, но колеблющимся в пределах от $+80$ до $+90°$.

Только в более крупных антипертитовых зернах альбита видна иногда хорошая двойниковая штриховка, по альбитовому закону, к которому присоединяется кое-где и карлсбадский. Угол между осями Ng в обоих неделимых альбитовых двойников от характерной для альбита величины около 35° спускается иногда почти до 20°, указывая на возможную примесь анортитовой молекулы, доводящую состав плагиоклаза до альбит-олигоклаза около 10.

Изредка попадался, тоже в числе крупных зерен, альбит с двойниковым строением шахматного альбита.

Полевой шпат в наших породах свеж, иногда заметно, но обыкновенно в слабой степени, помутнение ортоклаза.

Нефелин является главным минералом породы, но количество его несколько понижено, по сравнению с тем, которое обычно наблюдается в нефелиновых сиенитах. Размеры зерен нефелина в нашей породе обыкновенно несколько меньше, чем размеры кристаллов полевого шпата, и по отношению к последним нефелин является то идиоморфным, то, наоборот, ксеноморфным, заполняя промежутки между полевошпатовыми кристаллами, подобно кварцу гранитов (например, табл. XXI, фиг. 6).

Идиоморфные очертания нефелина наблюдаются чаще, чем ксеноморфные. Формы их нередко изометрические, представляя почти квадраты в продольных разрезах, но часто или несколько вытянуты по вертикальной оси или, наоборот, сплющены (табл. XXII, фиг. 1 и 2). Мелкие кристаллы чаще бывают вытянутыми, а более крупные обладают более значительным развитием базопинакоида. Наблюдавшиеся грани — почти исключительно грани пинакоида и призмы, но иногда замечаются и пирамиды, притупляющие углы прямоугольных разрезов; грани кристаллов не всегда хорошо развиты, и в некоторых случаях правильность ограничений их разрезов нарушается или неравномерным развитием разных частей кристалла, или врастающими в них зернами окружающего полевого шпата, который в некоторых случаях наблюдается даже в виде пойкилитовых включений (табл. XXI, фиг. 6). В более крупных зернах почти всегда можно видеть следы спайности по $(1\bar{1}00)$ и очень редко по (0001). Вдоль призматических трещин спайности и с периферии идет разложение нефелина, о котором будет сказано в дальнейшем, и это позволяет без труда судить о кристаллографической ориентировке кристаллических прямоугольных разрезов минерала. Кроме идиоморфных кристаллов нефелина и ксеноморфных (табл. XXII, фиг. 3) его зерен, нередки пегматитообразные прорастания этим минералом полевого шпата. Такие сростки чаще наблюдаются в порфировидных типах, где нефелин прорастает крупные порфировидно выделяющиеся кристаллы микропертита (табл. XXIII, фиг. 1). Обыкновенно эти вростки довольно грубые, не имеют каких-либо правильных очертаний, большею частью в виде округлых или удлиненных зерен, сдновременно гаснущих или во всем зерне вмещающего их полевого шпата или в части его. Эти сростки отвечают таким, которые Попов называл пойкилопегматитовыми. Наблюдались, однако, и более тонкие и имеющие вместе с тем очертание настоящих графических прорастаний вростки нефелина, также в более крупном порфировидно выделяющемся полевом шпате порфировых разностей породы (табл. XXIII, фиг. 2).

Характерным процессом разложения нефелина в бердяушских нефелиновых сиенитах является развитие бесцветной слюды в виде пучков и комочков мелких табличек. Иногда последние так мелки, что с трудом различимы под микроскопом (табл. XXIII, фиг. 6). Как уже отмечено, распространение этого перерождения нефелиновых кристаллов следует призматической спайности минерала, частью захватывает его с периферии. В некоторых случаях сильно затронуты этим изменением вростки нефелина в полевом шпате, местами целиком разложенные и превращенные в слюду. Нефелин вообще разложен сильнее

полевого шпата и иногда резко выделяется в шлифах, вследствие этого разложения (см. рис. 38 и 39).

Анальцим. Наряду с нефелином, следует упомянуть о встреченном в нескольких образцах нефелиновых сиенитов анальциме (см. рис. 37). Этот минерал здесь частично заменяет и местами несомненно замещает нефелин, хотя наблюдались совершенно нетронутые границы между идиоморфными кристаллами нефелина, окруженного веществом анальцима.

Анальцим — совершенно изотропный, с низким показателем преломления (около 1,485), выполняет промежутки между другими минералами породы, и в его массе можно видеть вросшими прекрасно ограненные кристаллы микропертита и, как только что сказано, нефелина, а иногда и роговой обманки. В природе анальцима, кроме указанных свойств, убеждает наблюдающаяся местами кубическая спайность. Кое-где замечаем замещения анальцима тонкочешуйчатым агрегатом какого-то другого цеолита с преломлением немного выше, чем у анальцима, и то с положительным, то с отрицательным удлинением разрезов. Вследствие тонкости агрегатов, невозможно определить минерал.

Канкринит является очень редким в наших нефелиновых сиенитах; он встречен в обычных мелких табличках, вросших в нефелине; наблюдались также его пластинки в анальциме.

Роговая обманка. Главным цветным минералом нефелиновых сиенитов Бердяушского массива является щелочная роговая обманка. Она встречается в наших породах в идиоморфных призматических кристаллах, более или менее хорошо образованных (табл. XXII, фиг. 1, 2 и 4); размеры их изменяются вместе с размерами зерен породы вообще, всегда несколько уступая полевому шпату. В поперечных разрезах, кроме граней (110) и ($1\bar{1}0$), всегда присутствует и (010). Обычная призматическая спайность и иногда двойники по (100).

Окраска минерала и другие оптические свойства часто, особенно в более крупных зернах, обнаруживают зональное строение кристаллов: центральная часть имеет буроватый оттенок окраски, меньший угол погасания и более высокие интерференционные цвета.

Очень типична зональная роговая обманка в относительно крупнозернистых гранитоидных нефелиновых сиенитах центральной части массива (обр. 24). Исследование ее дало такие результаты.

Плеохроизм (толщина шлифа 26 μ) примерно такой:

	Ядро	Периферия
Ng — буровато-зеленый . . .	1 до 24 *pi*;	зеленый 22 *pi*
Nm — бурый	2 *pg* до 3 *pi*;	зеленый 24 *pl*
Np — желтоватый	1—2 *gc*;	желтоватый 1—2 *gc*

Угол погасания в ядре 12—15°, на периферии 17—19°, причем в обоих случаях ближайшей к [001] является ось Ng. Угол оптических осей в ядре $2V = -60$ до $-64°$, плоскостью оптических осей является (010), ясная дисперсия осей $\rho < \upsilon$; на периферии угол $2V$ уменьшается до нуля, в коноскопе виден крест с нерасходящимися ветвями; в некоторых случаях заметно слабое расхождение гипербол с углом $2V$ меньше 20°; причем плоскость оптических осей располагается уже нормально к (010) и Ng совпадает с [010].

Вследствие густой окраски минерала, измерить величину двупреломления очень трудно. Наиболее вероятные цифры: для ядра $Ng - Np = 0{,}016—0{,}020$, а для периферии $Ng - Np = 0{,}010—0{,}012$.

Показатели преломления для зеленой роговой обманки, отвечающие периферии, Ng = около 1,705, Np = около 1,690—1,695.

Повидимому, показатель преломления такой же и в центральной части, более бурой.

Только в более крупных кристаллах бурое ядро составляет до половины и изредка больше массы всего кристалла; в более мелких оно совсем отсутствует, и эти зерна роговой обманки обладают свойствами периферических частей крупных кристаллов — зеленая окраска, очень малый угол $2V$ и более низкое двупреломление.

Роговая обманка была выделена из нефелинового сиенита жидкостью Туле и анализирована. Несомненно, что масса анализированного материала представляет, главным образом, зеленую роговую обманку, хотя наверное есть примесь вещества буро-зеленой роговой обманки, образующей центральную часть кристаллов.

Результаты анализа, исполненного Ю. Н. Книпович, представлены в первой колонке.

	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
	I	II	III	IV
SiO_2	37,85	631	37,01	613
TiO_2	0,55	007	0,74	009
Al_2O_3	14,35	141	13,04	128
Fe_2O_3	5,66	035	5,84	036
FeO	20,85	290	22,15	308
MnO	0,45	006	1,77	025
MgO	3,54	088	2,60	064
CaO	10,00	177	7,52	134
Na_2O	3,52	057	3,74	060
K_2O	0,49	005	2,86	030
F	0,54	020	0,35	009
H_2O+ (пр.)	1,78	099	0,97	054
H_2O-	0,12		0,28	
Сумма	99,70		98,87	

В третьем столбце для сравнения приведен состав роговой обманки из миаскитов (анализ Белянкина), а во II и IV молекулярные числа, отвечающие анализам 1 и 111.

По величине отношения $FeO : MgO$ наш амфибол, так же, как и амфибол миаскитов, относится к феррогастингситу Биллингса (*18*).

Надо заметить, однако, что из всех феррогастингситов амфиболы Бердяуша и Ильменских гор выделяются относительно высоким содержанием магнезии (2,6 и 3,54%), представляя, таким образом, переходы к ферромагнезиальным гастингситам. Нужно заметить еще следующее. Как мы видели, в наших породах гастингсит часто зональный, с более бурым ядром и более зеленой наружной зоной. Анализированная роговая обманка — более однородная, отвечает составу периферических зон. Она выделена из наиболее крупнозернистой разновидности нефелинового сиенита, вместе с тем наиболее богатой нефелином. Средние, более типичные образцы нефелиновых сиенитов Бердяуша беднее нефелином, и в роговых обманках их обычно имеется более бурое ядро

и вероятно средний состав роговой обманки еще более богат магнезией. Это подтверждается тем, что в анализированной роговой обманке молекулярное отношение $FeO : MgO = 33$, тогда как в анализированных нефелиновых сиенитах $FeO : MgO =$ около 3.

В некоторых образцах трахитоидных нефелиновых сиенитов, реже в гранитоидных, встречена роговая обманка, несомненно близкая к описанной зеленой гастингситовой или гудсонготовой роговой обманке, но отличающаяся более густой окраской и более резкой сменой цветов плеохроизма.

Ng — темнозеленый — 22 *pi* до *pl*,
Nm — почти непрозрачный,
Np — буровато-желтый 2 *ng* до *pg*,
при толщине шлифа около 30 μ.

Вследствие густоты окраски, точному исследованию не поддается.

В виде включений в роговой обманке попадаются таблицы биотита, нередко призмочки апатита и иногда титанит.

Из вторичных изменений нашего гастингсита следует отметить образование непрозрачного рудного вещества, вероятно магнетита, разъедающего минерал с периферии и по трещинкам внутри зерен, как вдоль спайности, так и по неправильным, особенно поперечным трещинам; отдельными участками амфибол подвергается иногда полному замещению рудным веществом. Можно заметить, что этот процесс, главным образом, затрагивает более сильно окрашенную и сильно абсорбирующую по *Nm* разновидность роговой обманки, о которой только что было сказано.

Биотит тесно связан в своем распространении с гастингситом. Как уже сказано, таблички его иногда встречаются в виде вростков внутри кристаллов гастингсита, чаще в отдельных кристаллах, но всегда в тех же породах, где присутствует и амфибол, и в количестве, всегда значительно меньшем, чем последний. Его можно рассматривать, во всяком случае, как второстепенный минерал породы.

Таблички биотита обыкновенно довольно толстые и хорошо образованные. Вростки в роговой обманке, а также и отдельных кристаллах в породе, имеют часто хорошие прямоугольные очертания поперечных разрезов; тех лапчатых форм, какие свойственны, например, слюде миаскитов, мы не наблюдаем. Таблички биотита всегда мельче, чем роговообманковые кристаллы; иногда они срастаются группами. Из включений в слюде замечен только апатит.

Очень распространенным является разложение темной слюды и замещение ее непрозрачным рудным веществом, вероятно магнетитом, начинающееся с периферии и распространяющееся по спайности (см. рис. 39). Это явление совершенно подобно тому, что мы видим в амфиболе. В некоторых случаях разложение захватывает вростки слюды в роговой обманке, тогда как последняя не затронута им; иногда вростки биотита в роговой обманке не тронуты замещением рудным веществом, а другие пластинки слюды в породах подверглись этому разложению.

Оптические свойства нашей слюды близки к свойствам железистых слюд — лепидомеланов нефелиновых сиенитов вообще и в частности к слюде миаскитов

Она обладает резким плеохроизмом и абсорбцией от «соломенно»-желтого до почти полной непрозрачности, и коноскоп дает фигуру одноосного минерала. В одном из образцов нефелинового сиенита, относительно богатого, впрочем, слюдой, биотит с менее резкой абсорбцией, но

также почти одноосен. Оттенки плеохроизма нашей слюды в чисто коричневых тонах без красноватого, или, наоборот, зеленоватого оттенка, за исключением одного случая нефелинового сиенита, залегающего в виде жилы на горе Голой, в котором биотит имеет зеленовато-желтый оттенок по *Np*, обладая вместе с тем сильным плеохроизмом, до непрозрачности по *Ng*. Эта, несколько отличающаяся оттенком окраски, слюда встречается совместно с лепидомеланом обычного вида и сопровождает в данной породе эгирин (табл. XXIII, фиг. 3).

Помимо цветов плеохроизма, двупреломления, не поддающегося точному измерению, и оптической одноосности, о железистом составе слюды бердяушских нефелиновых сиенитов говорит упомянутый выше характер ее разложения.

Эгирин и эгирин-авгит. Эгирин не пользуется широким распространением в рассматриваемых породах. Он встречается в некоторых трахитоидных нефелиновых сиенитах с порфировой структурой и в типичных нефелиновых сиенитовых порфирах.

Форма зерен эгирина более или менее призматическая, в некоторых случаях имеющая общие очертания кристаллов, не обнаруживающих, однако, хороших граней, и калиевый полевой шпат, находящийся рядом, является идиоморфным по отношению к эгирину. Иногда полевой шпат находится в виде пойкилитовых вростков, которые в некоторых случаях так переполняют ойкокристаллы эгирина, что они принимают скелетовидный характер. Размеры зерен такие же, как и роговой обманки. Характерная призматическая спайность по (110) ($1\bar{1}0$), к которой присоединяются также развитые трещины спайности по (010).

Эгирин, наиболее бедный диопсидовой молекулой, был встречен в глыбах нефелинового сиенита по дороге на северном склоне Голой горы. Здесь этот минерал обладает такими оптическими свойствами:

Ng — зеленый 22 *pe*, абсорбция — $Np > Nm \geqslant Ng$,

Nm — бурый 1 *pg*,

Np — зеленый 22 *pg*.

Угол погасания $Np : [001]$ около 15°. Угол оптических осей $2V$ большой, отрицательный, с сильной дисперсией $\rho > \upsilon$. Двупреломление высокое, измерить не удалось. Состав, судя по оптическим свойствам, отвечает около 60% эгирина.

Кроме самостоятельных зерен, эгирин образует каймы на встречающихся изредка в наших породах кристаллах диопсида; их удобнее описать совместно с последним.

Диопсид был встречен только в жилах нефелиновых сиенитовых порфиров в виде порфировых выделений. Фенокристаллы его достигают 1—2 *мм*, даже до 5 *мм*. Они имеют свойственную этому минералу форму призматических кристаллов с характерной спайностью по призме и иногда плоскости (010). Встречены двойники по (100). Снаружи кристаллы диопсида всегда обросли каемкой или эгирин-авгита или гастингсита; иногда того и другого вместе, причем гастингсит то нарастает на эгирин-авгит, то, наоборот, проникает отдельными неправильными участками между эгиринавгитовой каймой и центральным диопсидовым ядром (см. рйс. 41).

Кроме обрастания диопсида эгирин-авгитом, наблюдается своеобразная «эгиринизация» диопсида, о которой следует сказать несколько слов. Рассматривая минерал без анализатора, можно заметить неоднородную его окраску, то почти неправильно пятнистую, то распределяющуюся зонально или с периферии. Отдельные пятна, перифе-

рическая или некоторая промежуточная зона, заметно окрашены в светлый зеленый цвет, тогда как остальная масса диопсидового кристалла почти бесцветна или слегка буроватая. При скрещенных николях видно, что эти окрашенные в зеленоватый цвет участки обладают большим углом погасания, превышающим 45°, и более высоким двупреломлением, чем бесцветные части. Более подробное исследование обнаруживает у них и другие свойства эгиринового диопсида, как это можно видеть на следующих двух примерах.

33. Фенокристалл диопсида, обросший эгириновой каймой и местами гастингситом. Между ярко окрашенной каймой эгирин-авгита и бесцветным ядром — неправильная широкая «промежуточная» зона со светлой, едва заметной, зеленоватой окраской и с остатками внутри нее пятен бесцветного диопсида. Исследование обнаружило такие оптические свойства у разных частей этого кристалла.

	$2V$	Уг. пог. $Ng : [001]$
Ядро диопсида и бесцветной части	$+55, +58°$	44°
Зеленоватые участки	$+76°$	50°
Зеленая кайма эгирин-авгита	$-80°$	до 70°

Окраска эгирин-авгита по направлению Np доходит до зеленого оттенка 22 ng, по Ng — несколько светлее и заметен буроватый оттенок.

31. Фенокристалл диопсида оброс узкой каемкой гастингсита; в диопсиде включены, точно врастающие снаружи, тонкие длинные иглы апатита.

Слабо окрашенными, но все же несколько сильнее, чем промежуточная зона в предыдущем образце, являются: узкая наружная зона, примыкающая к гастингситовой кайме, и идущие от нее внутрь кристалла поперек удлинения кристалла диопсида жилообразные полоски, причем заметно, как одна из таких полосок следует вростку апатита.

В бесцветном диопсиде найдено: $2V = +57°$; угол погасания около 40°.

В зеленоватых окрашенных участках: $2V = +64°$; угол погасания около 55°; двупреломление диопсида и угол погасания были определены в другом выделении, представляющем двойник по (100), где оказалось $Ng - Np = 0{,}028$ и угол погасания $Ng : [001] = 43°$. Несколько больший, чем у типичного диопсида, угол погасания заставляет отнести наш минерал к диопсидовым авгитам.

Описанные явления развития участков с зеленой окраской и со свойствами, указывающими на содержание в составе их эгириновой молекулы, не оставляют сомнения в том, что здесь мы имеем привнос в кристаллическую решетку диопсида натрия из окружающего магматического раствора. Явление — аналогично некоторым типам альбитизации плагиоклаза.

Апатит. Из акцессорных минералов наиболее распространенным в наших нефелиновых сиенитах является апатит. Его кристаллики представляют обычные длинные и относительно крупные иголочки. Хотя они встречаются вросшими во всех минералах, кроме нефелина (?), можно заметить, что преимущественно апатит ассоциируется с цветными минералами, обычно встречаясь в виде вросших кристалликов в роговой обманке. Свойства его обычные.

Рудный минерал, титанит, ортит, циркон (?). Поразительна бедность наших нефелиновых сиенитов перечисленными акцессорными минералами.

Тогда как апатит присутствует во всех шлифах, рудный минерал, вероятно ильменит, является редким, почти всегда в виде отдельных редких кристалликов, вросших внутри роговой обманки. Во многих образцах он совершенно отсутствует; кроме этого первичного ильменита (?), свободные окислы железа, вероятно магнетита, выделяются, как уже было сказано, в форме вторичных продуктов разложения роговой обманки и биотита.

Титанит, ортит и циркон были встречены как случайные, причем в тех двух-трех зернышках циркона, очень мелких, какие попались при просмотре около 60 шлифов, убедиться с полной несомненностью в природе этого минерала не удалось, вследствие его мелкости. Титанит наблюдается и вросшим в роговой обманке и в отдельных зернышках, также мелких и неправильных. Ортит был встречен в виде очень маленького кристаллика, сросшимся с биотитом. Он такой же бурой окраски, какую мы наблюдаем и в других породах Бердяушского массива.

Вторичная бесцветная слюда, развивающаяся в теле нефелина, является единственным вторичным минералом, заслуживающим упоминания. Ее развитие приводит в следующей группе пород, которые мы объединяем под именем либенеритовых сиенитов, к полному исчезновению нефелина. В рассматриваемых сейчас породах она, однако, не так обильна, хотя очень распространена и в редких образцах совсем отсутствует. Пластинки ее всегда очень мелкие и сравнительно не тонкие; иногда кристаллики имеют вид стопочек, реже мы имеем дело с чешуйками обычного для серицита вида. Размеры пластинок, обычно, не превышают 0,03 *мм*. Ориентируются они большей частью беспорядочно, иногда образуют мелкие розетки в теле нефелина. Скопления их образуют мелкие пучки с яркими агрегационными поляризационными цветами (табл. XXIII, фиг. 5 и 6), иногда настолько тонкозернистые, что они почти кажутся скоплениями мути.

ЗЕРНИСТЫЕ НЕФЕЛИНОВЫЕ СИЕНИТЫ, ИХ СТРУКТУРА И РАЗНОВИДНОСТИ

Главным признаком различия разных типов нефелиновых сиенитов, которые можно выделить в Бердяушском массиве, является их структура, хотя и особенности минералогического состава играют некоторую роль. Мы уже указали на существование двух основных групп: 1) нефелиновые сиениты зернистые и 2) порфировидные и порфировые типы. Сейчас мы рассмотрим зернистые типы.

С точки зрения минералогического состава, как особую разновидность можно выделить лишь эгириновые сиениты из одной из жил на Голой горе (табл. XXII, фиг. 6). В этой породе, прежде всего, главный породообразующий минерал, полевой шпат, отличается от того, с каким мы обычно встречаемся в наших нефелиновых сиенитах. Это тонковолокнистый микропертит, очень тонкого строения, в котором толщина отдельных пластинок калиевого и натрового компонентов всего 2—3 μ. Во-вторых, цветной минерал здесь — биотит, со слегка зеленоватым оттенком цветов плеохроизма, и эгирин-авгит, тогда как во всех остальных типах главным цветным минералом является гастингситовая роговая обманка.

Структура этой особой разновидности бердяушских нефелиновых сиенитов — трахитоидная, с лейстовидными кристаллами полевого шпата, размером около 1—2 *мм*, и с нефелином, явно обнаруживающим тенденцию к идиоморфизму. Эгирин-авгит в неправильных зернах.

Все остальные образцы нефелиновых сиенитов по минералогическому составу представляют единую группу. Здесь мы можем заметить только небольшие вариации в составе: появление анальцима в некоторых типах, разное относительное количество лепидомелана и т. д., но в общем все они могут быть определены как гастингситовые нефелиновые сиениты или гастингситовые фояиты. Дальнейшее расчленение этой группы можно сделать только на основании структуры.

При макроскопическом описании наших пород уже были выделены два типа зернистых нефелиновых сиенитов: 1) нефелиновые сиениты с гранитоидной (см. рис. 37 и 39) структурой; 2) нефелиновые сиениты с трахитоидной структурой (см. рис. 38). Естественно, что эти два типа еще определеннее могут быть разделены после микроскопического исследования. Последнее, кроме того, дает возможность отметить еще ряд структурных особенностей. Заметим, прежде всего, что структура бердяушских нефелиновых сиенитов существенно отличается от «паналлотриоморфно-зернистой» структуры классических ильменских миаскитов. В рассматриваемых породах мы имеем нормальную гипидиоморфно-зернистую структуру изверженных пород, с ясно выраженным относительным идиоморфизмом ее главных составных частей.

Структурный рисунок зависит от облика кристаллов, взаимных отношений между главными минералами (полевым шпатом, нефелином и гастингситом) и от тех форм, в каких проявляются в породе пертитизация полевого шпата или развитие альбита.

Удлиненные очертания разрезов таблицеобразных кристаллов микропертита вообще являются характерными для наших нефелиновых сиенитов, но в некоторых гранитоидных типах они слабо выражены. Нефелин, как мы видели, то в идиоморфных кристаллах, то в виде ксеноморфных выполнений промежутков между идиоморфными кристаллами полевого шпата. В отдельных образцах то тот, то другой тип отношений этих главных минералов преобладает, но нередко и идиоморфный и ксеноморфный нефелин присутствуют совместно. Мы уже упоминали о взаимных прорастаниях нефелина и полевого шпата; в зернистых типах они крайне редки.

Гастингсит находится в породе всегда в идиоморфных кристаллах, хотя не всегда хорошо образованных; замечается тенденция их срастания небольшими группами. Этими отношениями определяются главные черты структуры породы. Остальные минералы мало влияют на ее характер.

Выше были подробно рассмотрены взаимные отношения между калиевым полевым шпатом и альбитом. В зависимости от того, образуют ли они настоящие пертитовые или антипертитовые сростки с параллельной ориентировкой, или калиевый полевой шпат оказывается ксеноморфно зажатым между кристаллами альбита, структура породы приобретает дальнейшее различие. Столь типичной для некоторых миаскитов маргинационной структуры, обусловленной развитием мелких самостоятельных кристалликов альбита по швам между зернами калиевого полевого шпата и нефелина, в породах Бердяушского массива не замечается, или это явление выражено очень слабо. Наоборот, характерны переходы к настоящей порфировидной структуре с более

крупными идиоморфными фенокристаллами микропертита, нефелина или гастингсита среди более мелкозернистой массы. О них будет сказано подробнее дальше.

Наиболее отчетливыми признаками различия зернистых нефелиновых сиенитов Бердяушского массива являются все-таки признаки текстурные, которые заметны уже макроскопически. Мы их уже охарактеризовали как тип гранитоидный, или тип трахитоидный.

1. В гранитоидном типе приблизительно изометрические зерна бесцветных минералов, главным образом полевого шпата, обладают сравнительно простыми очертаниями, но, соприкасаясь между собою, часто обнаруживают слегка извилистую или зазубренную границу. Зерна нефелина, почти всегда меньших размеров, чем зерна микропертита, являются идиоморфными в более богатых нефелином разновидностях и часто ксеноморфными в бедных (см. рис. 37 и 39).

Роговая обманка, как правило, в идиоморфных призматических, но не всегда хорошо образованных кристаллах.

2. В трахитоидных типах кристаллы пертита имеют таблитчатую форму и располагаются часто субпараллельно; толщина таблиц, обычно, раз в пять меньше, чем длина. Величина зерен породы почти такая же, как в типах гранитоидных. Зерна полевых шпатов в среднем 2—3 *мм*, нередко больше. Роговая обманка большею частью мельче, но отдельные кристаллы ее могут достигать 1 *мм* и даже больше. Отношения нефелина и полевого шпата подобны тем, что в гранитоидных типах (см. рис. 38).

Переходами трахитоидный тип связан с порфировидными. К числу таких переходов надо отнести те мелкозернистые нефелиновые сиениты, которые были выделены по внешнему виду. В описании микроструктуры они примыкают к трахитоидному типу более крупнозернистой разновидности.

ПОРФИРОВИДНЫЕ НЕФЕЛИНОВЫЕ СИЕНИТЫ И НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВЫЕ ПОРФИРЫ

По внешнему виду, как уже было указано, порфировый тип наших пород ясно отличается от зернистого, несмотря на существование переходов. Основная масса в порфировых породах невооруженному глазу представляется плотной, светлосерой, с неразличимыми отдельными минералами. Фенокристаллы лучше видны на выветрелой поверхности, чем в свежем изломе. В наиболее характерных образцах они представлены таблицами полевого шпата, довольно тонкими, затем призматическими кристаллами роговой обманки. Нефелин в числе фенокристаллов очень редок.

Порфировая структура с тонкозернистой основной массой породы совершенно ясно связана с жильной формой залегания. Такие жилы наблюдаются, главным образом, на Голой горе.

Переходы от зернистых типов к порфировым можно подметить уже невооруженным глазом, но, разумеется, они достаточно ясно могут быть выделены лишь после микроскопического исследования. Переходными типами являются неравномерно зернистые породы, отличающиеся тем, что лишь несколько более крупные зерна полевого шпата и роговой обманки (гастингсита), реже нефелина, заключены в массе из более мелких, таблитчатых кристаллов, всегда почти с ясным субпараллельным расположением, и, таким образом, с отчетливой трахито-

идной структурой. Размеры этих таблиц, обычно, не превышают 0,5 *мм*, редко больше, тогда как более крупные зерна почти тех же размеров, как в зернистом типе наших нефелиновых сиенитов. В мелкозернистой массе можно заметить иногда повышенное содержание альбита.

Настоящие порфировые типы обладают не совсем равномерно зернистой трахитоидной основной массой, в которой длина лейсточек плагиоклаза достигает от 0,05 до 0,3 *мм*. Фенокристаллы микропертита, нефелина и роговой обманки (гастингсита) достигают также размеров зерен зернистого типа, т. е. до 3 *мм* (рис. 40 и табл. XXIII, фиг. 5). Они имеют характер порфировых выделений гранит-порфирового типа, часто без хороших наружных граней, а фенокристаллы микропертита иногда имеют даже вид очков. В порфировых выделениях роговой обманки, обычно, когда они не имеют формы хорошо образованных кристаллов, распространены пойколитовые вростки бесцветных минералов.

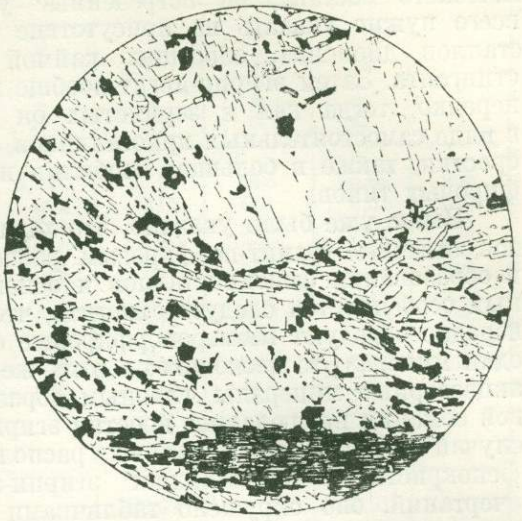


Рис. 40. Нефелин-содержащий сиенитовый порфир. Фенокристаллы — щелочной полевой шпат и гастингсит. Трахитоидная структура основной массы. Нефелин в ней кое-где между микролитами щелочного полевого шпата. × 20.

Мы уже упоминали о довольно обычных для фенокристаллов наших нефелиново-сиенитовых порфиров симплектических срастаниях микропертита или калиевого полевого шпата с нефелином, имеющих обычно характер пойкилопегматитовых сростков, довольно грубых и неправильных (табл. XXIII, фиг. 1 и 2 и рис. 41).

Следует отметить также распространенность пойкилитовых вростков цветных минералов в этих фенокристаллах.

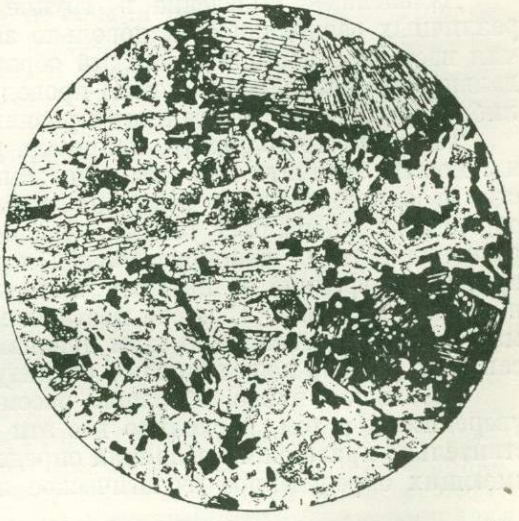


Рис. 41. Нефелин-сиенитовый порфир. С края шлифа сросток двух фенокристаллов диопсида, окруженных общей каймой эгирина. К нему прилегает проросший нефелином фенокристалл полевого шпата (контуры его очерчены при скрещенных николях).

Основная масса почти всегда отчетливо трахитоидная с большим содержанием, иногда с преобладанием альбита над калиевым полевым шпатом.

Хотя в общем минералогический состав порфировых типов тот же,

что у типов зернистых и главные различия тех и других заключаются в структуре, однако, можно отметить некоторые особенности минералогического состава, не встреченные у зернистых сиенитов. Прежде всего нужно указать на присутствие в некоторых образцах фенокристаллов диопсида, обросших каймой эгирина, эгирин-авгита или гастингсита. Затем эгирин-авгит вообще встречается в порфировых типах нередко, тогда как в зернистых он является исключением. Альбит в виде самостоятельных кристалликов, не входящий в микропертитовые сростки, также в большем изобилии находится в основной массе порфировых типов.

Выше уже было указано, что характер структуры порфировых типов отвечает гранит-порфировым разновидностям, без ясного hiatus'а в образовании фенокристаллов и основной массы. Из других текстурных особенностей следует отметить, что выделения цветных минералов нередко образуют гломеропорфировые сростки, в которых участвует то один минерал, то несколько; в этих же сростках нередко появляются и акцессорные минералы, главным образом апатит. В выделениях роговой обманки наблюдались вростки эгирин-авгита и биотита; интересный случай представляет зональное расположение таких включений: ядро фенокристалла представляет эгирин-авгитовое зерно неправильных очертаний, оно окружено табличками биотита в различной ориентировке, и все это обрастается одним неделимым гастингсита. Некоторые из гломеропорфировых сростков биотита имеют внешнее очертание крупных фенокристаллов роговой обманки.

Основная масса всегда обладает более или менее резко выраженной флюидальной текстурой с потокообразно изгибающимся субпараллельным расположением лейст полевого шпата.

Дальнейшее выделение в группе нефелин-сиенитовых порфиров различных разновидностей довольно затруднительно. Признаки различия настолько нерезки и каждый образец настолько индивидуален, что дальнейшее расчленение можно проводить только на основании какого-либо искусственно выбранного признака.

Таким может служить, например, размер зерен основной массы, и мы можем отличить две довольно заметно отличающиеся разновидности: в одной средняя величина зерен около 0,3—0,4 *м*, в другой, обычно, не превышает 0,1 *мм*. Из первой группы можно выделить разновидность с фенокристаллами криптопертита, не содержащими вростков нефелина и цветных минералов, обычно распространенных в остальных зонах. В числе цветных минералов в этой разновидности много эгирин-авгита, и по этим признакам порода приближается к описанному раньше нефелиновому сиениту с эгирин-авгитом.

Небольшое число образцов рассматриваемых порфиров не дает уверенности в том, насколько все эти признаки могут считаться действительно признаками различия определенных разновидностей породы, имеющих определенное геологическое значение.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ И НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВЫХ ПОРФИРОВ

Мы располагаем такими четырьмя анализами пород этой группы (см. табл. на стр. 233).

Эти анализы принадлежат следующим типам нефелиновых пород.

21. Нефелиновый сиенит с гранатоидной структурой. Макроскопически светлосерая порода с таблитчатыми кристаллами полевого шпата.

	21		1016		VIII-6		1020	
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO_2	56,11	935	61,02	1,017	59,15	985	55,99	933
TiO_2	0,28	003	0,35	004	0,15	001	0,31	003
Al_2O_3	21,03	206	18,71	183	20,60	202	20,55	201
Fe_2O_3	1,96	012	1,60	010	2,75	035	1,78	011
FeO	3,80	052	3,47	048	2,58	035	4,45	061
MnO	0,11	001	0,09	001	0,08	001	0,14	002
MgO	0,76	019	0,74	018	0,48	012	0,80	020
CaO	2,56	045	2,13	038	1,50	026	2,99	053
Na_2O	6,60	106	7,35	119	6,18	099	6,99	112
K_2O	4,91	052	3,55	038	5,19	055	4,30	045
H_2O+	1,55		1,01		1,18		1,41	
H_2O-	0,24		0,10		0,43		0,20	
Сумма	99,91		100,12		100,27		99,91	
Fe : Mg		28		27		30		31

Под микроскопом полевой шпат частью пятнистый микропертит, частью альбит, с тонким двойниковым, иногда шахматным строением. Альбитизация калиевого полевого шпата отчетлива. Нефелин зажат в виде ксеноморфных зерен между полевыми шпатами. Как обычно, он испещрен ярко поляризующими зернышками слюдяного минерала; иногда в нем таблички канкринита. В нескольких местах нефелин замещается изотропным, с кубической спайностью, анальцимом. Роговая обманка — буровато-зеленая, сильно плеохроичная, очевидно, относящаяся к гастингситовому ряду. Из акцессорных — апатит, редко зернышки ортита.

1016. Нефелин-содержащий сиенит, бедный нефелином, переходящий к сиенитам без нефелина. Полевой шпат желтовато-белый, черные призматические кристаллы роговой обманки, нефелина простым глазом рассмотреть не удается.

Под микроскопом порода представляет собою щелочный сиенит, состоящий из микропертита и криптопертита в идиоморфных кристаллах. Некоторые зерна — типичный жилковатый микропертит; есть и жилковатый антипертит (распада?) и типичные пертиты замещения. Небольшое количество мелких зернышек альбита развивается в контакте микропертитовых кристаллов. Типичная гастингситовая роговая обманка. В породе присутствует совершенно небольшая примесь нефелина в идиоморфных зернах, целиком превращенного в тонкочешуйчатый агрегат слюдообразного минерала. Акцессорные: апатит и рудный минерал в ничтожном количестве.

VIII-6. Нефелиновый сиенит. Светлосерая порода с трахитоидной структурой. Присутствие нефелина довольно хорошо заметно на выветрелых поверхностях в виде белых пятнышек.

Полевой шпат под микроскопом — микропертит, антипертит и частью альбит в таблитчатых кристаллах. Нефелин или в идиоморфных,

содержащих вростки полевого шпата, или ксеноморфных зернах, испещренных чешуйками слюды, образующей ярко поляризующие агрегаты, кое-где типичный канкринит. Роговая обманка, сильнее плеохроичная, чем типичный для наших пород гастингсит (почти непрозрачный по *Nm*), и с непрозрачными корочками.

Акцессорные: рудный минерал, апатит и как будто циркон.

1020. Нефелиново-сиенитовый порфир. Макроскопически — довольно темная серая порфировидная порода, в которой, в мелкозернистой массе, видны выделения кристаллов полевого шпата и черных игл роговой обманки. Присутствие нефелина видно в виде маленьких ямочек на выветрелых поверхностях.

Под микроскопом крупные выделения полевого шпата представляют кристаллы микропертита (большею частью типичного пертита замещения) и частью шахматного альбита, имеющего скорее вид порфиробластов, чем настоящих фенокристаллов изверженных пород. Они переполнены пойкилитовыми вростками роговой обманки и нефелина; местами образуют с последними хорошие пегматитообразные срастания. В составе мелкозернистой основной массы много альбита, к которому присоединяются нефелин и большое количество зеленой щелочной роговой обманки в идиоморфных призмах. Призматические формы альбитовых зерен придают трахитоидный облик структуре основной массы. Акцессорные минералы — в незначительном количестве: рудный минерал, апатит немного канкринита.

Нормы составов, вычисленные по американской системе, таковы:

	21	1016	VIII-6	1020
or	28,9	21,1	30,6	25,0
ab	39,8	59,7	50,9	38,8
ne	8,5	1,1	0,6	11,1
an	12,5	8,1	7,2	12,2
c	0,3	—	2,2	—
di	—	1,9	—	2,8
ol	4,3	4,2	2,7	5,8
il	0,5	0,6	0,2	0,5
mt	2,8	2,3	8,1	2,6
Символы	I.5.2.4	I.5.2.4	I.5.2.4	I.6.2.4

Из анализов и пересчетов видно, что образцы I и II можно рассматривать как представителей двух разных типов, существенно отличающихся содержанием нефелина.

Для этих двух образцов было произведено сравнение химического состава с минералогическим, определенным путем непосредственного измерения в шлифе. Нужно заметить, что указанное выше некоторое несоответствие между составом амфибола, который удалось выделить из исключительно богатой нефелином разновидности, и более магнезиальным составом, судя по оптическим свойствам амфибола типичных анализированных нефелиновых сиенитов, дает возможность только приблизительно рассчитать действительный минералогический состав породы. Эти расчеты для образца № 21 могут быть представлены в молекулярных количествах в таком виде (см. табл. на стр. 235).

Непосредственное измерение минералогического состава в шлифе дало по объему: роговой обманки — 15%; полевого шпата — 73%; нефелина — 11%; анальцима — 2%, кроме того, в породе 0,2% апатита и 0,1% рудного минерала. В весовых количествах это отвечает приблизительно: роговой обманки — 18,5%; полевого шпата — 68,5%; нефелина —

	Всего мол. кол.	Роговая обманка	Ортоклаз	Альбит	Анортит	Нефелин	Остаток
SiO_2	935	120	318	360	68	70	
TiO_2	003	1					
Al_2O_3	206	27	53	60	34	35	
Fe_2O_3	012	6					6
FeO	052	} 72					
MnO	001						
MgO	019						
CaO	045	34			34		
Na_2O	106	11		60		35	
K_2O	052	1	53				
Весовые %		98,19	30	31	9	10	
				70			

10,5%; анальцима — 1,5% и остальных — около 0,5%. Всего 99,5%, что, примерно, отвечает вычисленному составу.

Рассчитывая подобным же образом состав нефелин-содержащего сиенита № 1016, получим:

	Всего мол. кол.	Роговая обманка	Ортоклаз	Альбит	Анортит	Мусковит. нефелин	Избыток
SiO_2	1017	110	198	648	14	24	20 (1,2%)
TiO_2	004	1					
Al_2O_3	183	19	33	108	7	12	4 (0,4%)
Fe_2O_3	010	10					
FeO	048	} 67					
MnO	001						
MgO	018						
CaO	038	31			7		
Na_2O	118	10		108			
K_2O	038	1	33				
H_2O						8	
Весовые %		17	18,4	56,6	2,0	4,2	
				77			

Непосредственное измерение в шлифе дало: 1) по объему: роговой обманки — 13%; полевого шпата — 84%; мусковитовых псевдоморфоз по нефелину — 3%; 2) весовых: полевого шпата — 79,8%, роговой обманки — 17%, мусковита — 3,2%, что также удовлетворительно совпадает с расчетом, выведенным из анализа (точное совпадение содержания роговой обманки, очевидно, случайное).

Для того, чтобы судить относительно пределов колебаний состава в других отношениях, был подсчитан количественный минералогиче-

ский состав еще двух типов: 1) наиболее богатого нефелином представителя этих пород и 2) наиболее меланократовой разновидности.

Для первой породы (№ 24) имеем по объему: полевого шпата — 65%, нефелина — 21%, роговой обманки — 14%, апатита — 0,2% и магнетита — 0,1%, что по весу составляет: полевого шпата — 62%, нефелина 20%, роговой обманки — 18%, акцессорных минералов — 0,4%.

Второй образец богатого роговой обманкой трахитоидного нефелинового сиенита дал по объему: полевого шпата — 62%, роговой обманки и акцессорных — 23% и нефелина — 15%, или по весу: полевого шпата — 58%, нефелина — 14% и роговой обманки и акцессорных — 28%.

Все сказанное выше показывает, что нефелиновые сиениты Бердяуша представляют собой тип относительно бедных нефелиновых пород, заметно отличаясь этим от типичных представителей этой группы.

Эта особенность и выражается в числовых характеристиках химического состава, как это мы увидим в дальнейшем.

ЛИБЕНЕРИТОВЫЕ СИЕНИТЫ И СИЕНИТОВЫЕ ПОРФИРЫ

(Табл. XXIII, фиг. 6)

Под таким названием я выделяю группу измененных нефелиновых сиенитов и соответствующих порфировых типов, в которых нефелин целиком разложен и замещен агрегатом бесцветной слюды.

Этот процесс в начальной стадии можно наблюдать и в нефелиновых сиенитах и в порфировых их представителях, описанных выше, но в рассматриваемой теперь группе пород он выражается не только в полном замещении нефелина; вместе с тем и цветной минерал превращается в псевдоморфозы вторичных минералов, главным образом эпидота и хлорита, чего не наблюдалось в нефелиновых сиенитах, а также меняется и самый внешний вид породы.

При замещении нефелина слюдой, формы его кристаллов и зерен сохраняются с такой отчетливостью, что не возникает никаких сомнений относительно первоначальной природы минерала, тем более, что этот процесс превращения прослежен шаг за шагом на ряде образцов. Интересно, однако, заметить, что изредка в таких слюдяных псевдоморфозах по нефелину появляются зерна эпидота, или отдельно, или маленькими сростками, в некоторых случаях и хлорит, т. е. те минералы, которые замещают обычно цветной минерал в наших сиенитах. Может быть, появление их среди слюды, замещающей нефелин, связано с бывшими в нем вростками цветного минерала, что мы наблюдали в неизмененных нефелиновых сиенитах, а может быть, тут мы имеем дело со своеобразным «заражением» вторичным эпидотом и минералом возникающих слюдяных псевдоморфоз. При процессах метасоматизма нередко наблюдается появление замещающих какой-нибудь минерал вторичных минералов, которые трудно ожидать по их составу (железистый эпидот в ортоклазе, хлорит в полевом шпате и т. д.).

Формы слюдяных псевдоморфоз по нефелину вполне отвечают тому, что мы наблюдали в неизмененных нефелиновых сиенитах. Это или довольно хорошо образованные гексагональные короткие призмы или ксеноморфные зерна, зажатые между полевыми шпатами. В одном из образцов в таких псевдоморфозах сохранились даже следы призматической спайности нефелина, отмеченной тонкими полосками неразли-

чимой мути, пересекающимися в поперечных разрезах под углом 60°, а в продольных — идущими параллельно или очерчивающими прямоугольники, отмечающие зоны нарастания. В некоторых порфировых типах слюдяные псевдоморфозы по нефелину имеют очертания пегматитовых вростков последнего, заключенных в фенокристаллах полевого шпата, совершенно так же, как это мы имеем в нефелиново-сиенитовых порфирах.

Размеры чешуек слюды, образующих псевдоморфозы, обычно очень мелкие, иногда почти до неразличимости, и тогда эти псевдоморфозы по внешнему виду под микроскопом довольно заметно отличаются от классических псевдоморфоз в либенеритовых порфирах.

Обычно, все-таки, чешуйки слюды ясно распознаются, а более крупные из них поддаются оптическому исследованию и обнаруживают свойства, близкие к свойствам мусковита. Чаще всего размеры их порядка 20—30 μ, но нередко и значительно мельче.

Цветной минерал, сохранившийся в одном из образцов, представлен тем же самым гастингситом, с которым мы встречаемся в нефелиновых сиенитах, но в большинстве случаев, как уже сказано, он превращен в эпидотовые и частично хлоритовые псевдоморфозы. Как видим, это напоминает то, что мы наблюдали в сиенитах и сиенитовых порфирах. Оптические свойства эпидота и хлорита почти не отличаются от свойств тех же минералов в сиенитах и сиенитовых порфирах; иногда они, повидимому, в либенеритовых порфирах несколько более железисты: эпидот обладает заметной желтой окраской, а хлорит густого зеленого цвета, но в других случаях этой разницы не заметно.

В одном из образцов порфировидного мелкозернистого либенеритового сиенита цветной минерал превращен в тонкозернистые псевдоморфозы слегка буроватого минерала с высоким рельефом и изотропного. Отдельные зернышки его имеют округло изометрические очертания и очень похожи на зернышки граната. В некоторых случаях в породе развиваются клочковидные скопления вторичного магнетита, вероятно, возникающие также за счет цветного минерала и иногда ассоциированные с другими продуктами разложения последнего.

Полевой шпат в рассматриваемых породах — тот же микропертит, который мы видели в нефелиновых сиенитах. Формы срастаний не столь разнообразны, хотя, может быть, это зависит от меньшего числа изученных образцов. Преобладает тип пятнистого пертита или антипертита, в зависимости от того, как далеко зашло замещение калиевого полевого шпата альбитом, но был встречен и волокнистый микропертит, или близкий к нему тип с тонкими пластинками альбита, врастающими по направлению спайности (010). Он связан с шахматным альбитом, представляющим, повидимому, конечную стадию альбитизации. Типичный жилковатый пертит редок. В некоторых образцах калиевый полевой шпат и альбит встречаются в отдельных зернах, не дающих перитовых сростков. Калиевый полевой шпат микропертита и в отдельных неделимых, в подавляющем большинстве случаев, — ортоклаз. Однако, был встречен образец породы, где в некоторых зернах калиевого полевого шпата заметна микроклиновая двойниковая решетка.

О структуре либенеритовых сиенитов нет надобности говорить подробно, так как она тождественна со структурой неизмененных нефелиновых сиенитов, именно ближе всего они отвечают по структуре типам неравномерно зернистых и мелкозернистых трахитоидных нефелиновых сиенитов.

Встречены были либенеритовые сиениты только в виде отдельных кусков, найденных по окраине площади распространения нефелиновых сиенитов и около жил нефелиново-сиенитовых порфиров. Ясных геологических соотношений в поле не удалось наблюдать.

Те метаморфические явления, которые приводят к преобразованию нефелиновых сиенитов в описанные либенеритовые сиениты, заметно отражаются на внешнем виде породы. Она утрачивает свою серую окраску, свойственную нефелиновым сиенитам и их порфировой фации. Порода становится беловатой, с розоватым или желтоватым оттенком салической составной части; цветной минерал, представленный в свежих нефелиновых сиенитах черной роговой обманкой, бледнеет и становится светлым зеленоватым, замещаясь эпидотом и хлоритом. В конце концов, по внешнему виду порода становится более похожей на некоторые сиениты Бердяушского массива, не содержащие нефелина, чем на нефелиновые сиениты.

ПЕРЕХОДНЫЕ ТИПЫ МЕЖДУ НЕФЕЛИНОВЫМИ СИЕНИТАМИ И СИЕНИТАМИ БЕЗ НЕФЕЛИНА

Эти переходные типы ближе стоят к сиенитам, чем к нефелиновым сиенитам, содержа нефелин только в виде незначительной примеси.

Они принадлежат к типу мелкозернистых, иногда порфировидных, сиенитов с трахитоидной структурой. Признаки, заставляющие видеть в них переходы к нефелиновым сиенитам, двоякого рода.

1. Иногда сходство с последними проявляется только в совершенном тождестве роговой обманки (гастингсита) с гастингситом нефелиновых сиенитов и почти полном сходстве других особенностей минералогического состава и микроструктуры, при отсутствии нефелина. Мы имеем, таким образом, дело с как бы безнефелиновой фацией наших нефелиновых сиенитов.

2. В сиенитах, то более близких к типичным сиенитам без нефелина, то приближающихся к первой разновидности переходных типов, появляются сравнительно редкие слюдяные псевдоморфозы по нефелину, и, таким образом, промежуточное систематическое положение этих пород определяется малым содержанием разложенного теперь нефелина. В деталях состава и структуры эти породы обнаруживают некоторое разнообразие, но в общем небольшое. Мы имеем порфировидные типы с мелкозернистой трахитоидной массой и с цветным минералом, замещенным, главным образом, эпидотом и иногда хлоритом; в одном случае в образовании этих псевдоморфоз принимают участие и магнетит и бурая слюда. Фенокристаллы представлены полевым шпатом. Нефелин, целиком превращенный в слюду, главным образом в основной массе, или в виде вростков в фенокристаллах полевого шпата.

О ХИМИЗМЕ ПОРОД БЕРДЯУШСКОГО МАССИВА

Из описания пород массива и уже приведенных выше химических анализов видно, что Бердяушский массив сложен разнообразными по своему составу горными породами. Это разнообразие охватывает довольно широкие колебания состава, и произведенные химические анализы далеко не достаточны, чтобы в полной мере его выразить. Вспомним, например, описанные на стр. 71 исключительно богатые кварцем граниты, или ту пеструю картину гибридных пород, которая совершенно не представлена химическими анализами.

В числе причин, по которым я воздержался от большего числа химических анализов, были и соображения объективного характера. Мы уже видели, что в Бердяушском массиве процессы, которым обязано своим возникновением разнообразие вещественного состава горных пород, отличались большой сложностью. Здесь мы не имеем какой-либо простой дифференциационной серии комагматических пород, вместе с тем разнообразие пород не обусловлено также одним только явлением гибридизма; наконец, при образовании нефелиновых сиенитов мог иметь место сложный процесс ассимиляции карбонатовых пород и газового переноса. Каждый из этих процессов для освещения его химизма требует значительного числа химических анализов, но при этом, кроме того, необходимо точное знание геологических отношений пород. Анализы образцов, хотя бы и очень поучительных в отношении минералогического состава и структуры, не могут дать ответа на вопросы генезиса представленных ими горных пород, если не известны отношения этих пород между собою и к окружающим горным массивам.

Между тем, характер обнаженности Бердяушского массива таков, что в большинстве случаев пришлось ограничиться изучением образцов горных пород из отдельных выходов и даже глыб, без точного знания геологических соотношений этих пород. Это обстоятельство заставляет отказаться от намерения осветить химизм петрогенетических процессов, с которыми связано формирование Бердяушского комплекса. Наши анализы являются лишь иллюстрацией вещественного состава характерных петрографических типов, слагающих этот комплекс. Мы не будем поэтому строить какие-либо вариационные кривые или производить какие-либо расчеты, касающиеся изменения химического состава при тех или иных процессах. Главная цель настоящей главы заключается в том, чтобы наглядно представить совокупность химических составов анализированных типов и сравнить эти химические анализы между собой и с другими породами разных районов.

Метод, который здесь применен, был изложен мной раньше (*3*), и им я пользовался и в настоящей работе при сравнении химических анализов отдельных типов между собой и со сходными с ними горными породами из других местностей.

Химический состав изверженных горных пород Бердяушского массива

Предварительно сопоставим в одной таблице все химические анализы пород Бердяушского комплекса. В верхней части этой таблицы даны весовые проценты содержания разных окислов, в нижней — параметры числовых характеристик соответствующих химических составов в той форме, как это принято в указанной выше моей работе. Эти числовые характеристики нам необходимы для построения диаграммы, изображающей разнообразие химических составов наших пород.

Сводная диаграмма для этих анализов, построенная по методу, изложенному мной в упомянутых ранее опубликованных статьях, к которым читатель может обратиться за подробностями, изображена на рис. 42. Отношение $a : c : b : s$ выражается двумя точками, из которых одна, представляющая проекцию точки пространственной диаграммы на плоскость SAB, изображена начальным (отмеченным кружком) концом изображенных на рисунке векторов, другая — проекция на плоскость SCB — изображена точкой в левой части рисунка.

	I	II	III	III-a	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV
SiO_2	62,95	60,24	68,21	70,55	58,87	72,30	76,63	77,80	69,06	75,81	75,46	47,40	43,79	43,44	51,22
Al_2O_3	12,57	14,82	13,55	12,32	17,06	14,25	12,55	12,58	15,03	13,45	12,05	17,87	10,38	14,33	14,08
Fe_2O_3	4,73	4,15	2,12	1,95	3,35	1,28	0,55	0,42	0,63	0,48	} 2,10	2,82	3,82	5,92	5,37
FeO	4,14	5,46	2,65	3,42	4,58	1,44	0,66	0,24	0,78	0,28		5,82	9,48	10,64	7,80
MgO	0,27	0,16	1,22	1,08	0,17	0,33	0,08	0,19	0,77	0,24	0,25	5,98	15,95	6,30	4,02
CaO	3,07	4,44	2,06	1,90	3,49	0,83	0,57	0,67	1,82	0,63	1,16	13,76	10,30	8,80	6,40
Na_2O	4,52	3,43	3,56	3,05	3,84	4,15	3,45	2,66	3,55	2,35	2,99	1,70	1,58	2,16	3,20
K_2O	4,24	4,85	4 73	4,32	5,40	5,12	5,54	5,14	7,61	6,10	5,53	0,82	0,32	0,74	2,80
H_2O+	1,34	1,10	1,0	0,62	0,96	0,28		0,25		0,49	} 0,97	2,45	2,63	3,18	1,83
H_2O-	0,39	0,15	0,19	0,26	0,20	0,02		0,09		0,15		0,27	0,09	0,59	0,30
TiO_2	1,33	1,28	0,57	0,70	0,15	0,24	0,03	0,03	0,33	сл.		1,10	1,63	2,84	2,49
P_2O_5												0,14	0,13	0,12	0,15
MnO		0,04	0,06	0,06	0,07	0,03	0,02	0,01	0,03	сл.		0,16	0,20	0,21	0,20
BaO			0,28							F	0,29				
Сумма	99,55	100,12	100,24	100,23	100,16	100,27	100,34	100,08	100,21	100,15	99,80	100,25	100,30	100,27	99,86
Σ	1480	1440	1482	1504	1461	1509	1528	1565	1498	1521	1525	1390	1579	1396	1442
a	16,0	14,8	14,4	12,6	19,6	16,0	14,7	12,3	18,4	13,5	14,0	5,2	3,7	6,2	11,4
c	0,3	2,7	1,7	1,7	1,3	0,8	0,5	0,8	0,6	0,7	0,8	10,1	4,6	6,9	3,9
b	11,8	12,4	7,2	7,0	10,3	3,1	1,3	4,0	3,9	2,6	2,8	27,1	44,9	32,4	23,5
s	71,9	70,1	76,7	78,3	68,8	80,1	83,5	82,9	77,1	83,2	82,4	57,6	47,7	54,5	61,2
n	68	52	53	51	41	55	48	44	41	37	45	75	90	81	63
f'	67	70	60	63	69	77	79	11	27	41	65	32	26	52	53
m'	4	2	28	24	3	17	11	6	33	15	14	40	58	35	30
c'	29	28	12	7	28	6	10	—	40	—	21	28	16	13	17
a'								83		44					

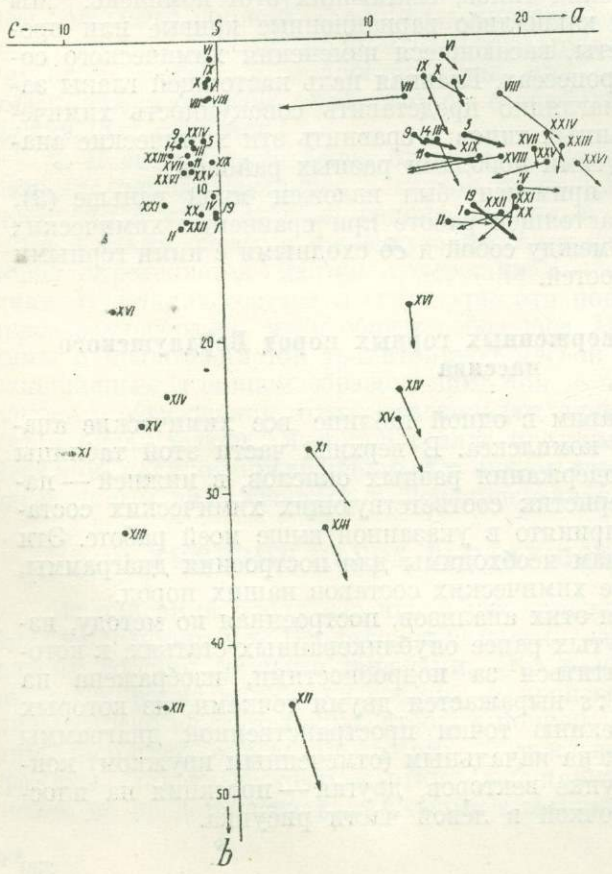


Рис. 12. Диаграмма химических составов горных пород Кондюшского массива.

Векторы представляют соотношения $f' : m' : c'$ или $f' : m' : a'$. Метод их построения тоже изложен мной раньше. Напомню, что для построения вектора в проекции точки на плоскости SAB, строим вспомогательный равнобедренный треугольник с катетами, параллельными осям SB и SA основной проекции, и находим по правилу барицентрических координат точку, изображающую в этом треугольнике отношения $f' : m' : c'$, полагая $f' = 100$ в вершине прямого угла этого вспомогательного треугольника, $m' = 100$ — в нижнем и $c' = 100$ — в правом его углах. В случае $c' = 0$ и

XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX	XXI	XXII	XXIII	XXIV	XXV	XXVI	Группы горных пород
46,54	49,75	58,95	64,92	67,37	59,35	54,89	58,21	56,11	61,02	59,15	55,99	I
15,96	18,43	17,89	18,11	16,04	18,86	19,34	21,20	21,03	18,71	20,60	20,55	II — Рапакиви, стр. 67
3,93	3,80	2,17	0,79	2,77	2,57	3,80	2,57	1,96	1,60	2,75	1,78	III
9,48	8,69	4,80	1,87	1,51	4,04	5,09	3,18	3,80	3,47	2,58	4,45	IV — Сиенитовая фация рапакиви, стр. 75
5,00	2,80	0,52	0,53	0,40	1,53	1,10	0,66	0,76	0,74	0,48	0,80	V
7,10	5,79	1,83	1,65	0,43	1,11	2,96	2,75	2,56	2,13	1,50	2,99	VI
3,56	4,55	6,32	4,58	5,75	6,76	5,09	5,93	6,60	7,35	6,18	6,99	VII — Аплитовидные граниты аплиты, стр. 102
2,06	0,89	4,18	6,28	3,47	3,37	4,96	3,65	4,91	3,55	5,19	4,30	VIII
3,89	3,61	2,63	0,52	1,27	1,38	1,69	1,42	1,55	1,01	1,18	1,41	IX
0,33	0,25	0,09	0,16	0,26	0,27	0,29	0,15	0,24	0,10	0,43	0,20	X
2,20	1,68	0,35	0,39	0,42	0,62	0,91	0,26	0,26	0,35	0,15	0,31	XI
0,02	0,05	0,07	0,05	0,03	0,08	0,16	0,08	0,11	0,11	0,08	0,14	XII — Диабазы, стр. 134
0,10												XIII
												XIV — Гибридный сиенито-диорит, стр. 159
100,34	100,29	99,80	99,85	99,72	99,24	100,28	100,06	99,91	100,12	100,27	99,91	XV — Лампрофиры, стр. 176 и 181
1390	1353	1414	1516	1513	1472	1396	1463	1399	1458	1447	1429	XVI
11,2	12,1	20,6	18,4	16,9	19,6	19,2	18,2	22,5	21,5	21,3	23,4	XVII
5,6	7,3	2,1	1,9	0,5	1,3	3,7	3,3	3,2	1,8	1,9	2,4	XVIII — Сиениты зернист., стр. 198
25,4	17,8	7,7	8,1	8,1	11,5	10,8	12,0	7,6	6,7	8,7	8,7	XIX
57,8	62,8	69,6	71,6	74,5	67,2	66,3	66,5	66,7	70,0	68,1	65,6	XX
73	89	70	53	72	76	61	71	67	81	64	67	XXI — Сиенитовые порфиры, тр. 215
51	69	86	28	45	53	78	63	75	71	56	68	XXII
35	29	12	10	8	22	18	9	19	19	9	16	XXIII
14	2	2	—	—	—	—	—	—	10	—	16	XXIV
—	—	—	62	47	25	4	28	6	—	35	—	XXV — Нефелиновые сиениты, стр. 233
												XXVI

$a' > 0$, горизонтальную сторону треугольника направляем в другую сторону и a' откладываем влево.

Искомый вектор соединяет вершину прямого угла вспомогательного треугольника с найденной указанным способом точкой в нем, изображающей отношение $f' : m' : c'$. Необходимо заметить, что на нашем рисунке сторона вспомогательного треугольника принята равной 0,1 стороны основного треугольника проекций, изображающих отношения $a : c : b : s$.

После этих общих замечаний, перейдем к рассмотрению особенностей химического состава наших пород по отдельным группам, в порядке их описания.

Рапакиви

Анализ и числовые характеристики состава этих пород представлены в первых четырех колонках нашей таблицы (I—IIIa). Сиенитовой фации рапакиви, описанной выше, отвечает колонка IV.

Для сравнения с анализами других типов рапакиви мы воспользуемся сначала молекулярными отношениями числовой характеристики:

$$a : c : b : s = (K, Na)AlO_2 : CaAl_2O_4 : R'' O : SiO_2.$$

Из первого, второго и третьего столбцов видно, что эти отношения таковы:

I. 16,0 : 0,3 : 11,8 : 71,9
II. 15,0 : 2,6 : 14,6 : 68,8
III. 14,4 : 1,7 : 6,4 : 77,5

Для сравнения с финляндскими выборгскими рапакиви мы воспользуемся сводкой данных последней работы Валя, откуда можно вычислить такие характеристики:

1) 14,0 : 0,5 : 3,5 : 82,0
2) 10,0 : 1,3 : 3,5 : 85,2
3) 12,4 : 1,4 : 3,2 : 83,0
4) 14,7 : 2,1 : 4,0 : 79,2
5) 16,0 : 1,1 : 6,7 : 76,3
6) 15,3 : 1,1 : 5,6 : 78,0
7) 13,4 : 0,8 : 3,1 : 82,7
8) 13,4 : 3,5 : 5,9 : 77,2

Первые три анализа относятся к питерлитам; анализы 4—7 — к типичным рапакиви, из них три первых представляют составы выборгитов по порядку из месторождений Мухулахти, Хуовиля и Симоля; седьмой анализ рапакиви из Питкаранты, и последний анализ отвечает более меланократовой породе — «тирилиту» из Симоля. Нужно заметить, что при пересчете анализов на указанные молекулярные группы у анализов 2,3 и 7 получается небольшой избыток Al_2O_3 по сравнению с суммой $K_2O + Na_2O + CaO$ (породы, пересыщенные глиноземом).

К этим данным прибавим еще числовые характеристики рапакиви с острова Tjustergrund северо-западной Финляндии, описанного Kanevra, и двух финляндских пород, взятых из последней работы Хакмана (*36*).

9) 12,8 : 2,5 : 6,6 : 78,1
10) 14,8 : 1,3 : 2,7 : 81,2
11) 13,7 : 1,9 : 8,1 : 76,4

Первая числовая характеристика относится к рапакиви Tjustergrund, вторая (10) относится к среднему составу трех типичных рапакиви Lappee, и третья (11) — к среднему составу трех типичных Lappee-гранитов.

Наконец, для сравнения бердяушских рапакиви с украинскими, вычислены числовые характеристики анализов последних из сводки В. И. Лучицкого (*9*, *10*).

12) 16,2 : 1,0 : 6,0 : 76,8
13) 14,7 : 0,8 : 2,3 : 81,6
14) 13,5 : 2,6 : 7,0 : 76,9
15) 13,0 : 2,7 : 5,7 : 78,6
16) 14,2 : 2,3 : 5,6 : 77,9
17) 12,5 : 2,7 : 8,8 : 76,0

12) Розовый мелкоовоидный рапакиви, окр. Радомысля.
13) Зеленый мелкоовоидный рапакиви, окр. Радомысля.
14) Рапакиви Каневского массива, нормальный тип.
15) Основной рапакиви Каневского массива.
16) Рапакиви нормального типа Черкасского массива.
17) Основной рапакиви, оттуда же.

Сравнение перечисленных анализов лучше всего может быть сделано графически. На прилагаемой диаграмме отложены по горизонтальной оси слева направо величины a, по вертикальной сверху вниз величина b, и третья координата c изображена в том же масштабе параллельным вектором. Цифры отвечают номерам в тексте. Некоторые векторы для упрощения чертежа опущены (рис. 43).

На той же диаграмме, по той же системе, нанесены векторы, изображающие типы магм калиевого ряда по Ниггли, относящиеся к группе пород, которые он объединяет под названием кварцевосиенитовых пород, именно граносиениты (18) и сиенит-гранит.

Из диаграммы совершенно ясно, что наши породы *I* и *II* представляют своеобразный тип рапакиви. Они отличаются более значительным количеством фемических элементов, чем типичные выборгские рапакиви, при малом количестве «полевошпатовой» извести. Состав

породы *I* вполне совпадает с типом сиенит-гранитов Ниггли (19), а состав *II* еще дальше уклоняется от типичных рапакиви. Мы рассмотрим их ниже.

Очень близко к составу рапакиви подходит образец, основная масса которого была анализирована отдельно и анализ представлен в колонке III. Вектор валового состава породы для этого образца должен от добавления полевошпатового вещества выделений сдвинуться вверх и вправо, еще ближе подходя к составу типичных выборгских рапакиви (5, 6, 8).

Для пород группы рапакиви характерным является, как известно, соотношение щелочей. Величина $n = Na_2O : (Na_2O + K_2O)$ в анализах

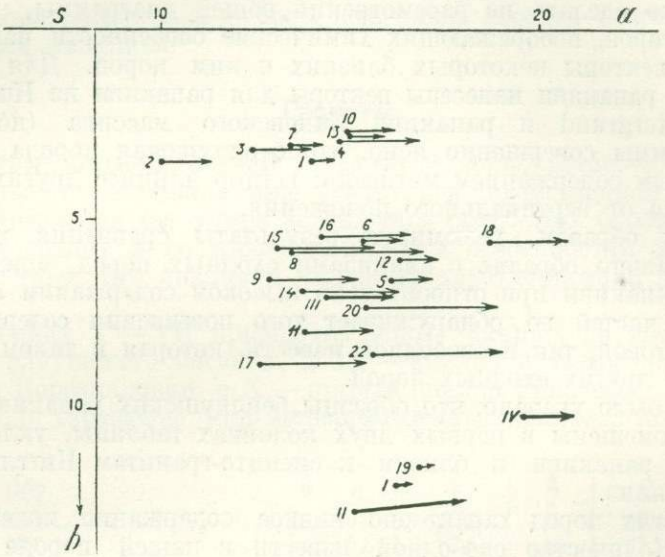


Рис. 43. Диаграмма химических составов рапакиви.

1, 2, 3, 6 и 7 равна 0,4; в 4 и 5 около 0,5, в тирилите 0,7. В наших породах в *I* $n = 0{,}52$, во *II* — 0,5; в основной массе рапакиви (анализ *III*) — 0,5, а в *IV* — 0,53.

Таким образом, из финляндских рапакиви наиболее близким к выбранному, как наиболее типичный образец, рапакиви Бердяушского массива является рапакиви из Мухутлахти и Симоля, рапакиви острова Tjustergrund (9), а также Lappee-гранит (11). Эти породы отличаются от большинства известных анализов рапакиви относительным богатством фемическими составными частями и относительно пониженным содержанием кремнезема. Из украинских рапакиви к нашей породе по химическому составу относительно близки мелководный рапакиви окрестностей Радомысля, нормальный рапакиви Каневского массива и отчасти и основной тип этого же массива.

Хакман указывает на сходство состава Lappee-гранита с рапакиви-сиенитами из окрестностей Трондьема, описанными Карстенсом *(24)*. Для этой породы числовая характеристика:

$$20)\ a : c : b : s = 15{,}4 : 3{,}3 : 7{,}4 : 73{,}9$$

отличается от близких отношений для других пород сравнительно высокой величиной $c = 3{,}3$, т. е. повышенным содержанием «полевошпатовой» извести.

Если в этом отношении близкие рапакиви Украины также обнаруживают сравнительно высокие c ($= 2{,}6$—$2{,}7$), то анализированный образец типичного рапакиви Бердяуша заметно отличается более щелочным характером ($c = 1{,}7$).

Рапакиви-сиенит Карстенса по составу близок к тирилиту из Симоля, который является еще более известковистым с более высоким c и более низким a.

Интересно сравнить наш типичный рапакиви с близкими к нему породами с точки зрения содержания фемических окислов. Это сравнение легко сделать из рассмотрения общей диаграммы, на которой, кроме векторов, изображающих химические особенности наших пород, нанесены векторы некоторых близких к ним пород. Для сравнения с нашими рапакиви нанесены векторы для рапакиви из Huovila, рапакиви Tjustergrund и рапакиви Каневского массива (нормальный). Из диаграммы совершенно ясно, что бердяушская порода отличается повышенным содержанием магнезии: вектор длиннее других и меньше отклоняется от вертикального положения.

Таким образом, резюмируя результаты сравнения химического анализа нашего образца с анализами сходных пород, можно сказать, что наш рапакиви при относительно высоком содержании фемических составных частей не обнаруживает того повышения содержания как полевошпатовой, так и свободной извести, которая в таком случае замечается у других сходных пород.

Выше было указано, что образцы бердяушских рапакиви, анализы которых помещены в первых двух колонках таблицы, уклоняются по составу от рапакиви и близки к сиенито-гранитам Ниггли, особенно первый анализ.

Для этих пород характерно низкое содержание полевошпатовой извести. Количество свободной извести в нашей породе несколько выше, чем в типе Ниггли.

Второй анализ близко отвечает среднему составу сиенита, как его вычисляет Дэли, но отличается низким содержанием магнезии.

Сопоставим для сравнения все числовые характеристики того и другого.

	a	c	b	s	f'	m'	c'	n
Рапакиви II	14,8	2,7	12,4	70,1	70	2	28	52
Сиенит	15,5	3,2	11,9	69,4	47	36	17	54

По минералогическому составу этот тип рапакиви не имеет ясно выраженного сиенитового характера.

Та порода, которую я выделил, как типичную сиенитовую фацию рапакиви, отличается более щелочным характером.

Из приведенного выше анализа вычисляются такие числовые характеристики химического состава:

$$a : c : b : s \ldots\ldots\ldots = 19{,}6 : 1{,}3 : 13{,}0 : 66{,}1$$
$$f' : m' : c' \ldots\ldots\ldots = 69 : 3 : 28; \quad n = 40$$

Мы видим, что порода относится к типу щелочных калиевых сиенитов. Среднее для щелочных сиенитов, по Дэли, дает такую числовую характеристику:

$$a : c : b : s \ldots\ldots\ldots = 20{,}4 : 1{,}4 : 7{,}3 : 70{,}9$$
$$f' : m' : c' \ldots\ldots\ldots = 61 : 21 : 18; \quad n = 63$$

Наша порода отличается, главным образом, повышенным значением параметра b, т. е. более меланократовым характером; затем низким содержанием магнезии и повышенным — калия. Из типов калиевых пород Ниггли наша порода приближается к типам везувита и монцонит-сиенита.

Сравнение анализа сиенито-рапакиви с I и II анализами рапакиви, которые приведены выше (стр. 240) показывает, как мы видели, существенное отличие от «граносиенитовых» разностей. В рассматриваемой сейчас породе гораздо больше щелочных алюмосиликатов, и она является более бедной железисто-магнезиальными основаниями. На диаграмме (см. рис. 43) это различие выражено совершенно отчетливо, и из него ясно, что описанные выше породы с 60 и 62% отнюдь нельзя рассматривать как непосредственный переход к нашей сиенитовой фации рапакиви.

Граниты

Под этим именем описаны граниты лейкократового характера, аплитовидные и не обладающие структурой, свойственной рапакиви, хотя порфировидная структура не является редкостью. Особняком стоит эгириновый гранит и по минералогическим особенностям и по химическому составу. Его анализ и числовые характеристики даны в колонке VIII.

В колонках V — VII приведены новые данные по гранитам собственно Бердяушского массива. В IX — анализ и характеристика гранитов горы Корсакаловки, в X — старый анализ Гинзберга.

Числовые характеристики вышеприведенных анализов таковы:

Обр.	a	c	b	s	n	Q
569	16,0	0,8	3,1	80,1	35	27,4
194	14,7	0,5	1,3	83,5	43	37,1
792Г	12,3	0,8	4,0	82,9	44	40,4
77Г	18,4	0,6	3,9	77,1	42	16,8
IV-7	13,5	0,7	2,6	83,2	37	38,5
Гинз.	14,0	0,8	2,8	82,4	45	36,0

Из рассмотрения химических анализов и выведенных из них числовых характеристик химического состава наших пород видно, что все они принадлежат к очень кислому и богатому щелочами типу аплитов. Самая высокая величина s в химических типах пород Озанна равна 83,1, в типе Milford, к которому очень близок анализ нашей породы (обр. 194), с той однако разницей, что в нашей породе преобладает K, а в типе Milford — Na. В числе наших пород мы видим примеры с еще более высокой величиной s. Другими, близкими к нашим породам по химическому составу, являются породы, относящиеся к озанновскому типу Elk Peak.

Тип Uthammar является уже заметно уклонившимся по количеству фемических минералов.

Мерилом кислотности породы является величина Q.[1] Для среднего состава гранитов $Q = 28{,}5$, для аплитов несколько выше, доходя до 35, для аляскита 38,5, для гранита типа Milford Озанна 35,6, а типа

[1] $Q = s - (3a + 2c + b)$.

Elk Peak 35,3. Исключительно высокая кислотность некоторых наших пород ясно выступает, сравнивая эти цифры с цифрами, данными в таблице.

Наоборот, для эгиринавгитового гранита (обр. 77) характерна низкая величина c и высокая a; в этом отношении состав породы уклоняется от гранитов в сторону щелочных сиенитов, но все же правильнее породу причислять к гранитам, чем к кварцевым щелочным сиенитам, так как для нордмаркита величина Q в среднем около 4 и не превышает 10.

Щелочной характер наших пород виден по малой величине параметра c, не достигающей 1,0. Кроме того нужно отметить, что в VII и IX молекулярное количество Al_2O_3 немного превышает сумму щелочей и извести.

Существенной характеристикой химического состава таких лейкократовых и щелочных пород является отношение щелочей Na_2O и K_2O. Оно выражено параметром n, указывающим на преобладание кали над натром ($n < 50$). В некоторых пределах эта величина обнаруживает однако колебания и, как видим, довольно существенные, от 35 до 45.

В этом отношении очевидна связь их с рапакиви. Обращаясь к сводной диаграмме, мы заметим резко выраженный глиноземистый характер цветной составной части в анализе VII. Обособленное положение эгиринового гранита VIII также хорошо выражено; особенностью его, по сравнению с эгириновыми породами вообще, является относительная бедность железом (длинный вектор).

Диабазы

Для химической характеристики диабазов были выбраны, как сказано было уже, наименее измененные породы, сохранившие свои первоначальные особенности минералогического состава и структуры.

Анализы и числовые характеристики их даны в колонках XI—XIII нашей таблицы; здесь мы их воспроизводим:

	a c b s	n	f' m' c'
XI. (17)	5,2 : 10,1 : 27,1 : 57,7	75	32 : 40 : 28
XII. (145a)	3,7 : 4,6 : 44,0 : 47,7	81	26 : 58 : 16
XIII. (129)	6,2 : 6,9 : 32,6 : 54,5	90	53 : 30 : 17

Сравнивая числовые характеристики состава наших диабазов с характеристиками состава различных типов изверженных пород, можно притти к таким заключениям.

Диабаз № 17 (XI) близок по составу к оливиновому габбро типа Kunstmannstal по Озанну с числовой характеристикой:

5,3 : 8,4 : 31,6 : 54,7.

Этот тип является самым основным, наиболее богатым фемическими составными частями габбро. В нашей породе еще выше отношение $c : a$, т. е. она является более богатой полевошпатовой известью, чем названный тип Озанна. Из типов эффузивных пород Озанна ее можно сравнивать с оливиновым диабазом типа Krustorp с числовой характеристикой:

6,2 : 7,9 : 30,8 : 55,1,

причем остается в силе сказанное о величине $c : a$.

Другой близкий тип представляют лимбургиты типа Wellemin с числовой характеристикой:

6,0 : 10,0 : 31,6 : 52,4,

Мелкозернистый диабаз № 129 (XIII) довольно близок, как мы видим, к тем типам и быть может еще ближе к тому среднему для камптонитов, которое вычислено было Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом. Его характеристика:

5,9 : 7,0 : 30,6 : 48,9.

Меланократовый оливиновый диабаз № 145а (XII) является совершенно исключительной для этой группы породой по своему богатству железисто-магнезиальными составными частями. Если сравнивать его состав с составами средних типов изученных горных пород, которые подсчитаны были Дэли, то он окажется близким к щелочному пироксениту с числовой характеристикой состава 2,9 : 4,1 : 43,0 : 50,0. Среди габбровых пород мы найдем соответственного состава породы в типе Озанна Orange Grove, для которых характеристика — 1,4 : 6,0 : 4,28 : 50,0. При этом отношение $c : a$ в нашей породе 1,3, в щелочном пироксените Дэли 1,4 и в габбро типа Orange Grove 4,3. Величина недостатка кремнезема для насыщения оснований определится величиной Q.

У нас $Q = -16{,}6$; в щелочном пироксените $Q = -9{,}9$, и в габбро Orange Grove $Q = -9{,}0$. Для габбро вообще эта величина равна от —8 до —12.

Таким образом, все анализированные типы относятся к богатым фемическими составными частями представителям габбро-базальтовой магмы. При этом последний анализ отвечает наиболее ультрафемическим представителям этих пород. Все это указывает на то, что в минералогическом составе заметна тенденция пород к щелочному роду. В последнем образце это довольно ясно отражено и в химическом составе и в малой величине отношения $c : a$ по сравнению с близким габбро Orange Grove и в близости к пироксенитам именно щелочного ряда.

В менее меланократовом оливиновом диабазе № 17 (XI) отношение $c : a = 1{,}9$, что даже выше того же отношения в близком типе диабаза Krustorp ($c = 1{,}3$). Эта порода представляет тот богатый полевошпатовой известью член группы габбро-базальта, состав которого заставил меня выделить его как особый тип — кальци-базальта. Отношение полевошпатовой извести к щелочам, однако, в нем меньше, чем в кальци-габбро Джохенсена (3,1 : 14,9 : 27,1 : 54,9).

В диабазе № 129 (XIII) величина $c : a = 1{,}1$. Она очень низкая для пород габбробазальтового ряда.

Обращает внимание высокое содержание TiO_2. Без сомнения, значительная часть TiO_2 входит в состав авгита, что видно из его оптических свойств (окраски).

Гибридные породы

Из заведомо гибридных пород я располагаю одним только анализом. Как было указано выше, недостаток сведений о геологических соотношениях горных пород не позволил остановиться на более подробном их изучении.

Анализированная порода была описана как сиенито-диорит, будучи так определена на основании ее минералогического состава.

Химический состав ее и числовые характеристики приведены в нашей таблице в колонке XIV.

Числовая характеристика:

a c b s	n	f' m' c'
11,4 : 3,9 : 23,5 : 61,2	63	53 : 29 : 18

обнаруживает своеобразие состава этой породы. Из химических типов глубинных пород, выделенных разными авторами, наша порода ближе всего подходит к габбро-сиенитам Левинсон-Лессинга, но все же отличается от них более низкой величиной c (т. е. меньшим количеством полевошпатовой извести). Близко подходит состав нашей породы к составу некоторых жильных меланократовых пород, занимая среднее положение между лампрофирами минетта-вогезитового типа и спессартит-керсантитового.

Гибридное происхождение горных пород приводит, по Харкеру, к некоторым отличиям их состава от состава пород нормального дифференциационного ряда, — именно, на диаграммах химических составов точки для гибридных пород располагаются на прямых, соединяющих соответственные типы пород, участвовавших в процессе гибридизации, и, следовательно, в сторону вогнутости дифференциационной кривой. Новейшие исследования явлений гибридизма, которых мы коснемся в дальнейшем, показали, что явление протекает сложнее и что правило Харкера может считаться лишь приблизительным. Рассматривая нашу общую диаграмму, мы можем на ней заметить, что это правило в достаточной степени соблюдено и у нас: именно, вектор гибридного сиенито-диорита занимает среднее положение между областями векторов гранитов и основных диабазовых пород.

Следует сказать еще о сходстве химического сходства нашей гибридной породы с лампрофирами, так как это имеет общее значение. Как известно, происхождение лампрофировых пород не является еще окончательно решенным вопросом, но наиболее правдоподобным можно считать представление, которое объясняет их взаимоотношение накоплением ранних фемических выделений в жидкости, являющейся поздним продуктом дифференциации и в связи с этим богатой щелочными алюмосиликатовыми составными частями, и, вероятно, дальнейшей резорбцией или переплавлением этих фемических составных частей.

Но подобное же явление реакции между ранними выделениями и отвечающей значительно более поздней стадии магматической жидкостью имеет место и при гибридизме. Вместе с тем, как лампрофиры, так и некоторые гибридные породы обнаруживают сходство в составе с породами типа щелочных габброидов. Это сходство обусловливается отклонением того соотношения между характером и относительным количеством салических и фемических составных частей, которое устанавливается при нормальном течении дифференциации, именно, относительно повышенным количеством фемических составных частей, при сравнительно высоком содержании щелочей в салической части магмы.

Все эти особенности легко можно усмотреть на нашей сводной диаграмме (рис. 42).

Лампрофиры

Те два анализа лампрофиров Бердяушского массива, которые приведены в столбцах XV и XVI, относятся к наиболее типичным предста-

вителям этих пород. Числовые характеристики, которые можно вычислить из этих анализов, таковы:

	a : *c* : *b* : *s*	*n*	*f′* : *m′* : *c′*
XV	11,2 : 5,6 : 25,4 : 57,8	73	53 : 30 : 17
XVI	12,1 : 7,3 : 17,8 : 62,8	89	69 : 29 : 2

Для сравнения с разными химическими типами лампрофиров, приведу числовые характеристики средних составов главнейших представителей второй группы, которые были вычислены из средних, подсчитанных Бегером:

Минетта	12,8 : 2,9 : 25,2 : 59,1
Керсантит	12,5 : 4,9 : 19,1 : 63,5
Вогезит	12,2 ; 5,5 : 23,3 : 58,8
Спессартит	11,4 : 4,7 : 21,1 : 62,8
Одинит	11,5 : 6,8 : 20,9 : 61,6
Малхит	11,7 : 6,5 : 15,4 : 66,4
Камптонит	10,7 : 5,8 : 29,2 : 54,3
Мончикит	12,5 : 3,7 : 32,6 : 51,2

Как видно из этой таблички, ближе всего химический состав первой породы (XV) подходит к составу камптонита. Однако по минералогическому составу наша порода не может быть причислена к камптонитам в точном смысле этого термина. Бурая роговая обманка в ней не является баркевикитом, и по количеству она заметно уступает зеленой роговой обманке. Структура также больше отвечает спессартитам или одинитам, чем камптонитам.

Второй пример лампрофира Бердяушского массива при сравнении его с типами Бегера, представленными в нашей табличке, близко отвечает составу лампрофиров диоритового типа (спессартит, одинит, керсантит), отличаясь несколько повышенным содержанием алюмосиликатовой извести и пониженным фемических составных частей, т. е. менее резко выраженными чертами химизма лампрофиров вообще.

Сиенитовые породы

Довольно разнообразные сиенитовые породы Бердяушского массива мы разделили на две группы по структуре: 1) зернистые сиениты и 2) сиенитовые порфиры; та и другая отличаются несколько и по вещественному составу.

Анализы трех зернистых сиенитов и соответствующие числовые характеристики даны в колонках XVII — XIX вышеприведенной таблицы.

Числовые характеристики таковы:

	a : *c* : *b* : *s*	*n*	*f′* : *m′* : *c′* : *a′*	*Q*
XVII	20,6 : 2,1 : 7,7 : 69,6 :	70	86 ; 12 : 2 : —	— 4,1
XVIII	18,4 : 1,9 : 8,1 : 71,6 :	53	28 : 10 : — : 62	+ 4,5
XIX	16,9 : 0,5 : 8,1 : 74,5 :	72	45 : 8 : — : 47	+14,7

Они показывают в первом из образцов некоторый недостаток кремнезема, во втором — такой же избыток, но размеры того и другого настолько незначительны, что можно говорить о насыщенных породах: $-5 < Q < +5$.

Третий анализ, с более значительным избытком кремнезема $Q = +14{,}7$, отвечает кварцевому сиениту, что вполне согласуется и с данными микроскопического исследования.

По величине $a:c$, равной в наших породах 10, 9,5 и 34, они ясно должны быть отнесены к группе щелочных сиенитов. Для среднего типа известково-щелочного сиенита эта величина всего 4,0, для среднего щелочного, по Дэли, эта величина равна 14,5. Рассмотрение различных химических типов сиенитов, устанавливаемых разными авторами, позволяет выделить группу переходных щелочных сиенитов с средней округленной числовой характеристикой $a:c:b:s = 19:2:7:72$. Эта группа всего ближе отвечает нашим породам. Она обнимает такие типы: средний тип щелочного сиенита Дэли (является наиболее щелочным), озанновские типы Rossland, Tönsberg, Fredericksvärn, тенсбергит Левинсон-Лессинга, лаурвикит Ниггли (не Дэли!).

Обращает на себя внимание некоторый избыток Al_2O_3 во втором и третьем анализах. В последнем он может быть связан с явлениями вторичных изменений (развитие серицита), во втором, если только анализ точен, небольшой избыток глинозема приходится связывать с роговой обманкой.

Сиенитовые порфиры нашего массива определенно отличаются от зернистых сиенитовых пород. Мы располагаем также тремя анализами сиенитовых порфиров, представленными в колонках XX, XXI и XXII.

Числовые характеристики их таковы:

	a	c	b	s	n	f'	m'	c'	Q
XX (795)	19,6	1,3	11,5	67,6	76	53	22	25	— 5,3
XXI (38)	19,8	3,7	10,8	66,3	61	78	18	4	—11,3
XXII (43)	18,2	3,3	12,0	66,5	71	63	9	28	— 4,0

Сравнивая эти цифры с цифрами числовых характеристик зернистых сиенитов, мы видим, что при большой близости обеих групп пород можно заметить такие отличия.

Сиенитовые порфиры несколько богаче фемическими составными частями (более высокое b) и беднее кремнекислотой (низкое s). Эти два отличия приводят к тому, что характеристический параметр Q для сиенитовых порфиров имеет отрицательное значение, хотя и небольшое, тогда как в зернистых сиенитах в двух случаях мы имеем Q положительным. Остальные различия мало характерны.

Состав наших сиенитовых порфиров также относится к числу пересыщенных глиноземом; на общей диаграмме их векторы отклоняются влево от вертикали.

Щелочной характер в сиенитовых порфирах у нас менее резко выражен, чем в рассмотренных зернистых сиенитах, именно для сиенитовых порфиров отношение $a:c$ имеет значение: для XV — 15,0, для XXI — 5,3 и для XXII — 5,5, уже гораздо больше приближаясь к величине 4,0, характерной для известково-щелочных сиенитов вообще.

Нефелиновые сиениты

Последняя группа пород Бердяушского массива, химический состав которых предстоит рассмотреть, это группа нефелиновых сиенитов. Мы располагаем четырьмя анализами, помещенными в последних четырех столбцах нашей таблицы. Числовые характеристики этих составов таковы:

	a	c	b	s	n	a'	f'	m'	c'	Q
XXIII	22,5	3,2	7,6	66,7	67	6	75	19	—	—20,8
XXIV	21,5	1,8	6,7	70,0	81	—	71	19	10	— 4,8
XXV	21,3	1,9	8,7	68,1	64	35	56	9	—	— 8,3
XXVI	23,4	2,4	8,7	65,6	67	—	68	16	16	—16,1

Мы видим, что химический состав всех анализированных образцов обнаруживает большое сходство и вместе с тем своеобразное положение этих пород в группе нефелиновых сиенитов вообще, именно, относительную бедность наших пород щелочами, следовательно нефелином. Мерилом недостатка кремнезема в породах является величина Q. В наших породах мы имеем по порядку: $Q = -20{,}8$, $-4{,}8$, $-8{,}3$, $-16{,}1$. В разных других типах нефелиновых сиенитов эта величина около -24, -25; состав бедного нефелином сиенита (XXIV) скорее даже отвечает щелочным сиенитам, и быть может его лучше было бы назвать нефелин-содержащим сиенитом, а не нефелиновым. Во всяком случае это переходный тип. Наиболее близкими к типичным нефелиновым сиенитам являются породы с анализами XXIII и XXVI.

Другая особенность химического состава наших пород — это редкий в нефелиновых сиенитах избыток глинозема по сравнению с суммой молекулярных количеств $K_2O + Na_2O + CaO$, который наблюдается в анализах I и III. Возможно, что отчасти он связан с разложением нефелина.

Выше, рассматривая количественный минералогический состав наших нефелиновых сиенитов, мы видели в сущности те же главные черты отличия наших пород от типичных нефелиновых сиенитов, о наличии которых мы можем заключить из рассмотрения числовых характеристик химических составов.

В нижеследующей табличке приведены числовые характеристики разных химических типов нефелиновых сиенитов.

		a	c	b	s	Q
Типы Озанна:	Mariupol	30,1	0	2,0	67,9	—24,9
	Tamara	27,2	1,0	3,1	68,7	—19,1
	Pic de Maros	27,0	2,0	3,7	67,3	—20,4
	Kangerluarsak	29,6	0,1	4,2	66,3	—26,9
	Poelen	27,4	0,1	6,9	65,6	—23,7
	Bratholomen	24,6	2,3	6,5	66,6	—20,3
	Putelitschorr	25,2	1,5	7,4	65,8	—20,1
	Pilandsberg	26,5	0,2	9,3	64,0	—25,2
	Löve	23,1	1,5	11,3	64,1	—19,5
	Kringlerne	21,6	0,0	18,4	60,0	—23,4
Средняя для фоянта Дэли		28,6	0,4	5,4	65,6	—26,4
Фоянт Левинсона-Лессинга		28,6	0,6	6,2	64,6	—28,6
Нормально фоянтовая магма Ниггли		28,4	0,3	5,5	65,8	—25,5
Лаурдалит (по Дэли)		26,2	0,6	12,1	62,1	—26,7

В этих характеристиках по сравнению с нашими породами в общем мы имеем более высокую величину a и большее значение абсолютной величины разности Q.

Выше, при рассмотрении количественного минералогического состава пород, были приведены нормативные составы их, вычисленные по американской системе (Кросса, Иддингса, Пирсона и Вашингтона), и определено их положение в этой американской количественной классификации. Возвращаясь к этому положению американской классификации, мы можем отметить, что относительная бедность нефелином наших пород находит свое отражение и в символе и субранге американской системы. В субранг Larvicose, к которому относятся три наших анализа, входят из 58 анализов, данных в таблице Вашингтона, только 4 нефелиновых сиенита и 3 фонолита; остальные — породы сиенитовой группы. Несколько иначе дело обстоит с субрангом Vizzenose, где уже значительное число пород относится к группе нефелиновых сиенитов.

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ОКОЛО БЕРДЯУШСКОГО МАССИВА

Мы видели, что Бердяушский массив окружен следующими породами: с северо-западной стороны к нему прилегают кварциты, с противоположной, юго-восточной, — узкая полоска доломитов и затем сланцы. У северной оконечности массива, на юго-восточном и частью восточном склонах горы Корсакаловки, имеется непосредственный контакт гранита и сланцев, а на северном — с доломитами. Апофизы массива по линии железной дороги Уфа — Челябинск прорезают доломиты.

Непосредственного контакта массива с кварцитами, примыкающими к нему с северо-восточной стороны, вследствие отсутствия хороших обнажений, не видно. В кварцитах, которые выступают в ближайших к гранитам обнажениях, не удалось заметить изменений, которые бы можно было вполне уверенно отнести к явлениям контактового метаморфизма, и поэтому все эти явления и происшедшие благодаря им породы можно разделить на две главных группы: метаморфизованные доломиты и происшедшие из них метаморфические породы и продукты метаморфизма сланцев. Среди продуктов метаморфизма доломитов мы должны различать: собственно метаморфизованные доломиты и скарны, из них происшедшие.

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ДОЛОМИТОВ

Метаморфические изменения доломитов около дайк рапакиви в выемках железной дороги около станции Бердяуш были довольно подробно описаны Толмачевым, Ожеговым и отчасти Гинзбергом.

И. П. Толмачев указывает на перекристаллизацию породы, отмечая, что порода представляет «известняк, доломитизированный не в особенно значительной степени». В кристаллически-зернистой массе карбоната развиваются: моноклинный пироксен, который автор считает салитом; зерна, «просвечивающие фиолетово-синим цветом вполне изотропного минерала», который Толмачев принимает за гранат (может быть это флюорит, о преломлении минерала ничего не говорится); минерал лимонно-желтый, плеохроичный, с преломлением выше, чем у кальцита, без спайности, с «весьма яркими» поляризационными цветами, его Толмачев считает везувианом, несмотря на высокое двупреломление; мелкие листочки «мусковита», указываемые автором, вероятно представляют флогопит или тальк, довольно распространенные в метаморфизованных доломитах Бердяуша.

П. Ожегов изучал те же контакты. Он нашел здесь контактовые изменения двоякого рода. Непосредственно к граниту примыкает зона зеленоватого цвета крепкой существенно пироксеновой породы, которую автор считает известково-силикатовым роговиком, состоящим из кварца, пироксена, небольшого количества слюды с примесью титанита и граната. В следующей зоне, очень рыхлой, разрушенный кварц исчезает; пироксен в двух разновидностях, одну из которых автор считает авгитом, а другую — салитом, появляется тремолит; акцессорные минералы — плавиковый шпат, гранат, апатит, пирит, титанистый железняк и лейкоксен. Дальше увеличивается количество кальцита, и в мраморе указываются следующие минералы: роговая обманка, биотит, актинолит, тремолит, апатит, шпинель, волластонит, пирит и титанит. Минералы эти определены только макроскопически. Ожегов упоминает также

о жилках, которые он считает апофизами гранитных жил; некоторые из них содержат в своем составе кварц и полевой шпат, другие состоят только из известковых метаморфических силикатов; в числе них указываются макроскопически определенные гранат и родонит.

А. С. Гинзбергом впервые указан наиболее обычный метаморфический минерал контактного ореола около Бердяушского массива — форстерит; затем им наблюдались серпентин, магнетит и флогопит. Известково-салитовые роговики Ожегова Гинзберг определяет как амфиболит, считая минерал, который Ожегов принимал за кварц, — альбитом.

Как уже было указано, обнажения в железнодорожной выемке были во время наших исследований в значительной степени засыпаны, и тех прекрасных контактов, где видно непосредственно соприкосновение гранита и доломитов, нельзя было наблюдать. Образцы метаморфизованных доломитов, содержащих метаморфические минералы, были собраны с различных сторон массива, но лишь из глыб, находящихся в близком соседстве с гранитом; непосредственного соприкосновения этих пород здесь видеть было нельзя.

Метаморфические изменения сводятся к перекристаллизации доломитов и образованию в них новых минералов. Мы начнем описание этих пород с их минералогического состава, ограничиваясь здесь существенно карбонатовыми породами.

Минералогический состав

Главную массу данных пород составляют карбонаты. Обычно это кристаллический агрегат зерен, размер которых в большинстве случаев колеблется от 1,0 до 0,5 *мм*, но в ряде пород понижается до 0,3 и и даже до 0,1 *мм*.

Контуры зерен большею частью простые полигональные, в некоторых мелкозернистых типах они более неправильные, извилистые. Почти во всех образцах наблюдается двойниковое строение в зернах карбоната в виде тонких полосок двойникового сдвига. Исследование окрашиванием показало, что во всех случаях, когда присутствует сколько-нибудь значительное количество силикатов, карбонат оказывается кальцитом, но в некоторых зернистых породах совсем или почти без силикатов мы имеем доломит.

Наиболее распространенным метаморфическим минералом в доломитах является форстерит. Чаще всего этот минерал встречается в округлых зернах, по величине мало отличающихся от зерен карбонатов заключающей их породы, но встречаются случаи, где форстерит находится или в более крупных зернах, или, наоборот, в очень мелких, около 0,05 *мм*, зернышках, врастающих в более крупные зерна карбоната. Хорошо образованные кристаллы редки, в них наблюдались грани (010) и (021) и грани вертикального пояса. Распространены кристаллы с закругленными углами; часто сростки нескольких зерен в произвольном или параллельном положении. Оптические свойства обычны.

В большинстве случаев форстерит разлагается, превращаясь в серпентиновый минерал с образованием свойственной оливину петельчатой структуры. Во многих образцах минерал целиком превращен в серпентин.

Клиногумит встречается наряду с форстеритом, но сравнительно очень редко. Этот минерал отличается под микроскопом от столь

похожего на него форстерита уже без анализатора, обнаруживая ясную желтую окраску и плеохроизм от бесцветного до медово-желтого. Форма зерен, может быть, несколько более неправильная, чем у форстерита, но в общем очень близка.

В скрещенных николях минерал очень часто обнаруживает полисинтетически двойниковое строение различной степени тонкости.

Исследование минерала обнаружило такие его свойства.

Преломление и двупреломление почти такие же, как у форстерита, $Ng - Np = 0{,}030$. Угол оптических осей $2V = +80°$; слабая перекрещивающаяся дисперсия. Двойники по плоскости, близкой к $NgNp$, но явно уклоняющейся от нее; угол между полюсом этой спайности и Nm около 7—8°. Это вполне отвечает (001) клиногумита.

Очень характерен плеохроизм и по оттенку желтой окраски и по характеру абсорбции. По Nm минерал совсем или почти совсем бесцветен; в сечениях $NgNp$ плеохроирует в желтых тонах, причем окраска по Np интенсивнее, чем по Ng. Это также вполне отвечает клиногумиту. Окраска иногда неравномерная, пятнистая, или она сосредоточивается только в центральной части зерна.

Формы зерен и характер их нахождения в породе, а также разложение минерала с образованием серпентиновых псевдоморфоз таковы же, как у форстерита.

Шпинель является редким минералом в наших мраморизованных доломитах. Она была встречена в образце с северной окраины массива из обнажений по левую сторону речки Бердяуш. Этот минерал образует мелкие зернышки или изометрически округлой формы, или с заметными октаэдрическими гранями, углы все же закруглены; размер зернышек всего около 0,1 *мм*. Минерал совершенно бесцветен и находится вросшим в породе вместе с форстеритом.

Гранат является еще более редким минералом в рассматриваемых мраморах, встречаясь в неправильных буроватых изотропических зернышках вместе с диопсидом.

Диопсид более распространен. Иногда он встречается в формах, похожих на те формы, в каких встречаются форстерит и клиногумит, именно, в короткопризматических идиоморфных кристаллах или изометрических мелких зернышках, вросших в доломите и образующих в нем небольшие скопления, но, повидимому, для диопсида более характерны скопления и жилки из радиально лучистых, хотя и плохо образованных, пучков удлиненных призматических кристаллов, которые сами обнаруживают некоторую неоднородность строения с несколько расходящимися направлениями погасания.

Минерал бесцветен, с углом погасания около 40° и $2V = +59, +60°$ (измерено по двум осям в двух разных образцах). В поперечных разрезах прекрасно видна характерная спайность (110), к которой присоединяются трещины спайности по (010); часто видны также обычные грани призмы и пинакоидов.

Хотя кое-где наблюдалось превращение диопсида по трещинам в змеевиковый минерал, но это — редкие случаи; гораздо более характерно разложение его и превращение в карбонат, который, в отличие от карбоната вмещающей породы, образует как бы волокнистые псевдоморфозы по диопсиду, группирующиеся в пучки так же, как это образовывал диопсид (вместе с карбонатом кое-где появляются кварц и тремолит в тончайших волоконцах). Диопсид сопровождается форстеритом, иногда гранатом и флогопитом.

Флогопит. В небольшом количестве в наших породах встречаются ярко поляризующие мелкие пластинки, то вросшие в карбонат, то зажатые между его зернами. Очевидно, эти пластинки И. П. Толмачев считал за мусковит. Гинзберг, на основании почти совершенной одноосности минерала и еле заметной окраски («почти не плеохроичен»), основательно отнес его к флогопиту.

В наших образцах также встречены такие пластинки с яркими цветами поляризации и еле заметным плеохроизмом, которые нужно отнести к флогопиту. Пластинки эти очень мелкие и встречаются вместе с форстеритом, диопсидом и другими минералами.

Тальк. О нем следует упомянуть рядом с флогопитом. Пластинки, ярко поляризующие и совершенно бесцветные п. м., дающие совершенный крест одноосного минерала в сходящемся поляризованном свете и встречающиеся в ассоциации с серпентином и кварцем, я склонен считать за тальк. Мелкость этих чешуек не позволяет выделить их из шлифа и подвергнуть более точному исследованию.

Амфиболы, тремолит и др. Присутствие амфиболовых минералов в метаморфизованных доломитах, окружающих Бердяушский массив, является исключительной редкостью.

Тремолит был встречен в одном из образцов в виде бесцветных под микроскопом призматических кристалликов со свойственными ему цветами поляризации и углом погасания; минерал подвергся частично разложению с новообразованием карбоната (доломиты). В том же препарате присутствуют и кристаллики диопсида; форстерит отсутствует.

В другом образце наблюдалось замещение диопсида тонковолокнистым минералом, плеохроирующим в буроватых цветах, с углом погасания 15—20° и с цветами поляризации конца первого порядка. Волокнистое строение не допускает точных измерений, но, очевидно, этот минерал надо отнести к группе амфибола.

Серпентин является чрезвычайно широко распространенным в рассматриваемых породах минералом. Он образует псевдоморфозы по форстериту и гумиту и редко совершенно бесцветен, обыкновенно окрашен в желтоватый цвет и иногда довольно интенсивный. При скрещенных николях серпентиновые псевдоморфозы представляются состоящими из таблицеобразных слабо двупреломляющих кристаллов с оптически положительным направлением вытянутых разрезов, образующих группы пластинок или неправильно ориентированных, или располагающихся радиально, или обнаруживающих в своем расположении следы петельчатой текстуры, возникающей при серпентинизации. Довольно обычно волнистое погасание в некоторых таблицах, перебегающее как в секторах сферолитов. По радиусу этих секторов оптический знак положителен. Некоторые бесцветные серпентиновые псевдоморфозы кажутся совершенно изотропными.

Изредка внутри серпентиновых псевдоморфоз встречаются вростки пластинок брусита, позволяющие установить, что показатель преломления нашего серпентина заключен между Ng' и Np' брусита.

Иногда серпентин не только образует мелкие псевдоморфозы по форстериту или жилки внутри зерен этого минерала, представляющие начальную стадию серпентинизации, но встречается отдельными небольшими скоплениями и жилками среди зерен карбоната.

Брусит является тоже распространенным минералом в наших мраморах. Сравнительно редко он принимает участие в образовании псевдоморфоз по форстериту вместе с серпентином или псевдоморфоз

по этому же минералу (может быть, какому-то другому) без примеси других минералов. Последний случай встречен был только раз. Пучки табличек брусита, беспорядочно расположенных, замещают первичный минерал. Особенностью этого образца является то, что брусит здесь в значительной степени разложен и сильно помутнел.

Когда брусит принимает участие в образовании псевдоморфоз по форстериту вместе с серпентином, его мелкие пластинки представляются идиоморфно вросшими в разных направлениях в массе серпентина.

Гораздо типичнее третья форма нахождения брусита. Здесь он непосредственно, в виде самостоятельных табличек, перемешан с карбонатом, составляющим главную массу породы. В таком виде он встречается или сопровождая форстерит или клиногумит, или без них, образуя тогда вместе с доломитом породу несколько сланцеватую, в которой таблички брусита пучками располагаются по слоям, несколько изгибающимся и переходящим в неправильные скопления. Брусит в таких мраморах находится в виде несколько более крупных табличек, доходящих до 0,6—1,0 *мм* в поперечнике.

Брусит легко узнается по своим свойствам, особенно характерным аномальным цветам интерференции — буроватым и синеватым.

Скаполит. В одном из образцов мрамора с силикатами среди скоплений диопсида, большею частью амфиболизированного, встречен скаполит, проглядывающий как цемент между зернами диопсида. Его легко узнать по одноосности и положительному оптическому знаку.

Кварц и окремнение доломитов. В некоторых измененных в контакте доломитах развивается кварц в виде агрегатов мелких зернышек, образующих скопления; иногда они так мелки, что получается почти скрыто кристаллическая масса. Такие окремнелые участки, всегда небольшие, иногда содержат включения контактовых минералов, особенно диопсида, или же в них кварц тесно смешан с серпентином.

Структурные разновидности минерализованных мраморов Бердяуша

Само собой понятно, что структурные разновидности минерализованных мраморов определяются прежде всего размерами и формой зерен карбоната, который является главным образующим породу минералом. Об этом было уже сказано выше. Вообще мы можем различить три главные типа.

1. Относительно крупнозернистый (до 2 *мм*, редко больше) мозаичный агрегат зерен карбоната с относительно простыми контурами. Силикатные минералы иногда совсем отсутствуют, а карбонат представлен доломитом. Иногда, наоборот, — форстерит в виде мелких округлых зерен, довольно обильно вросших в виде пойкилитовых включений в карбонате, сопровождаясь другими минералами.

К этому же типу близки бруситовые мраморы с табличками идиоморфного брусита. Последние располагаются пучками, иногда субпараллельны, что придает своеобразный облик структуре.

2. Более мелкозернистые (от 0,5 *мм* в среднем) мраморы, обыкновенно неравномерно зернистые и с зернами, отличающимися более неправильными контурами, иногда извилистыми; эти мраморы, повидимому, содержат наибольшее количество силикатовых минералов. Карбонат в них — кальцит.

3. Тонкозернистые, более или менее ясно слоистые мраморы, или даже скорее кристаллические известняки. Минерализация выражается в развитии мелких зерен силикатов, а также в появлении серпентина. Только в этом типе наблюдалось окварцевание. Карбонат в них также кальцит.

Эти три типа являются наиболее разными крайними структурными представителями среди наших минерализованных карбонатовых пород, но между ними имеется целый ряд переходных разновидностей.

Скарны, сопровождающие изверженные породы Бердяушского массива

Появление настоящих скарновых пород в контакте Бердяушского массива с прилегающими к нему карбонатовыми породами наблюдается только в одном месте на северном склоне Корсакаловки, и здесь эти скарны имеют незначительное развитие. Они образуют несколько маленьких скалистых выступов по тропе, ведущей на вершину горы.

В этих выходах скарны обнаруживают большую неоднородность и в минералогическом составе, и в структуре, и дать им какую-либо общую петрографическую характеристику довольно трудно. Я поэтому отмечу сначала главные особенности минералов скарнов и потом приведу несколько примеров типичных ассоциаций, не стремясь к исчерпывающей полноте описания.

Минералы скарнов

В составе скарнов горы Корсакаловки были обнаружены такие минералы: гранат, пироксен, везувиан, скаполит, полевой шпат, кварц, эпидот и цоизит, роговая обманка, флогопит, титанит, апатит, карбонат, рудные минералы — окислы железа и молибденит.

Гранат — макроскопически красновато-бурый, довольно светлый. Он редко встречается в хорошо образованных кристалликах, чаще образует плотные агрегаты. Обыкновенно гранат тесно ассоциирован с светлым зеленовато-серым пироксеном (диопсидом), но минералы эти распределены неравномерно, и порода состоит из красновато-бурых и зеленоватых участков, резко отличающихся по цвету. П. м. видно, что к гранату и пироксену в изобилии присоединяются и другие минералы скарнов. Гранаты в неправильных зернах и сростках зерен. Зерна часто переполнены пойкилитовыми врастками мелких кристалликов пироксена. Красноватая окраска граната ясно заметна и под микроскопом. Заслуживают упоминания пегматитообразные прорастания граната и скаполита.

Пироксен моноклинный, относящийся по всем признакам к диопсиду, является, пожалуй, самым распространенным минералом в рассматриваемых породах. Он макроскопически зеленовато-серого цвета. Зерна его тоже неправильны, и, пожалуй, в имеющихся образцах более характерно для этого минерала нахождение в виде мелких более или менее идиоморфных зернышек, врастающих в гранат и скаполит.

Везувиан встречается в скарнах Корсакаловки, повидимому, гнездами, но образцы породы, где он присутствует, невольно обращают на себя внимание. Везувиан здесь образует лучистые сростки длинных, достигающих нескольких сантиметров, призматических кри-

сталлов бурого цвета с характерным блеском. Эти пучки вросли в массе из кальцита, диопсида, светлой роговой обманки, иногда граната. Квадратные очертания поперечных разрезов и прямые углы между гранями призм позволяют узнать минерал невооруженным глазом. П. м. без анализатора везувиан чрезвычайно похож на гранат, отличаясь лишь отсутствием свойственной последнему буровато-красноватой окраски, появляющейся, впрочем, в толстых шлифах и у везувиана. Одноосность и отрицательный оптический знак являются характерными признаками, но наш везувиан, обладая обычными низкими поляризационными цветами, почти не обнаруживает аномальной дисперсионной окраски в скрещенных николях; если она заметна, то имеет слабый буроватый (желтоватый) оттенок; кое-где заметна призматическая спайность.

Скаполит очень распространен в контактовометаморфических породах Бердяуша, и он входит в разнообразные ассоциации минералов. По высоким цветам поляризации его надо отнести к известковистым членам скаполитового ряда; встречается он в виде изометрических, неправильно очерченных таблиц, обильно проросших пойкилитовыми вростками других минералов. В некоторых случаях скаполит заполняет друзовые пустоты между минералами. Уже было упомянуто о пегматитообразных сростках его с гранатом. Оптические признаки скаполита (одноосность, отрицательный знак) легко позволяют убедиться в его природе. Размеры его зерен не превышают 1 *мм*, часто гораздо меньше.

Плагиоклаз является редким минералом в скарновых породах, сопровождающих Бердяушский массив. Он попался в образце пироксеново-скаполитовой породы типа скарна, переданном мне Б. В. Наливкиным. Здесь отдельные зернышки плагиоклаза встречаются наряду со скаполитом; по углам погасания в симметричной зоне его надо отнести к кислому плагиоклазу. Большее развитие плагиоклаз имеет в роговообманковых скарнах с северного склона Корсакаловки.

Кварц в единичных ксеноморфных зернах встречен также в тех же роговообманковых скарнах с северного склона Корсакаловки, которые будут описаны в дальнейшем.

Эпидот и клиноцоизит распространены почти так же широко, как скаполит, и встречаются преимущественно в тех же породах, где этот минерал принимает существенное участие. Повидимому, мы имеем непрерывный ряд изменений в составе эпидота в разных образцах, судя по его различному двупреломлению и неодинаковой окраске, но во всех случаях минерал встречается в одинаковых формах. Это — небольшие неправильные зерна, образующие иногда сростки, иногда вросшие в виде хадакристаллов в скаполите или беспорядочно с ним перемешанные.

Роговая обманка наших пород в шлифе слабо окрашена в зеленый цвет и соответственно слабо плеохроирует от бесцветного до светлозеленого. Она обладает большим отрицательным углом оптических осей и углом погасания 15—17°. Кристаллы в умеренно вытянутых призмах с развитыми гранями (110), но обыкновенно без (010) или со слабым развитием этой грани. Призмы роговой обманки обыкновенно идиоморфны, особенно хорошо образованы, когда они врастают в кальците; наблюдались взаимные прорастания роговой обманки с везувианом; вростки в скаполите обычны.

По оптическим свойствам и общему облику минерала, роговую обманку приходится отнести к актинолитовому ряду.

Титанит — минерал не очень распространенный в рассматриваемых породах; но он встречается, однако, в некоторых образцах, особенно роговообманковых скарнах, в изобилии. Зернышки титанита иногда мелкие и тогда обычно несколько округленные; в других случаях разрезы более крупных зерен обладают типичной остроугольно ромбической формой кристаллов сфена, часто хорошо образованных. Наконец, мелкие зерна титанита образуют сростки, и интересно отметить, что в одних из образцов эти сростки имеют формы псевдоморфоз по кристаллам какого-то другого минерала. Титанит наших скарнов обладает относительно интенсивной бурой окраской.

Апатит изредка встречается в обычных тонких и мелких иголочках, не обнаруживающих каких-либо особенностей.

Кальцит в крупных ксеноморфных кристаллических зернах, встречающийся в некоторых образцах, представляет всегда ойкокристаллы, содержащие более или менее многочисленные пойкилитовые вростки других минералов.

Магнетит является крайне редким минералом в наших скарновых породах. Он встречен в отдельных небольших зернышках.

Молибденит наблюдался в пироксеново-гранатовых скарнах на северном склоне Корсакаловки в виде небольших вкрапленников. Он был найден здесь М. О. Гаранем. Повторные наши поиски этого выхода не увенчались успехом. Минерал этот в виде небольших табличек врастает в массу силиката.

Структура и типы скарнов Бердяушского массива

Имеющиеся образцы скарнов с горы Корсакаловки можно разделить на три типа, из которых первый распадается на две разновидности (a и b).

1a. Гранатово-пироксеновые скарны со скаполитом. Наиболее обычный тип скарнов вообще — пироксеново-гранатовый скарн, повидимому, редок, но имеющийся образец дает совершенно обычную картину взаимных отношений главных минералов: мы имеем агрегат зерен граната, в котором мелкие коротко-призматические кристаллики пироксена заключены в виде пойкилитовых вростков. Гранат и пироксен распределяются, как уже было отмечено, неравномерно, и макроскопически порода имеет пятнистую окраску, состоя из красновато-бурых пятен граната и зеленовато-серых, где преобладает пироксен. Под микроскопом, кроме этих главных минералов, всегда наблюдалась примесь скаполита в виде ксеноморфных зерен, выполняющих промежутки, или ойкокристаллов, заключающих вростки пироксена.

1b. В некоторых местах гранат совсем или почти совсем исчезает, и порода представляет зеленовато-серую массу, не совсем равномерной окраски, с несколько меняющимся оттенком и с жилкообразными полосками, то более темными, то более светлыми. Иногда встречаются тонкие полоски граната. Отдельные минералы невооруженным глазом можно распознать только местами.

Под микроскопом видно, что главными составляющими частями являются пироксен и скаполит. Есть случаи, когда оба минерала находятся почти в равном количестве, при этом скаполит образует как бы основной фон, состоящий из агрегата изометрических зерен с непра-

вильными очертаниями, а более мелкие кристаллики пироксена рассеяны по этому фону в виде переполняющих скаполит пойкилитовых врастков. В других случаях количество скаполита относительно увеличивается; порода становится существенно скаполитовою, появляется также клиноцоизит. В числе образцов этой разновидности встречены богатые титанитом представители.

2. Везувиановый скарн тесно связан с предыдущим. Уже в некоторых образцах породы попадаются наподобие порфиробластов крупные кристаллы везувиана. Их скопления, часто в виде лучистых сростков крупных призм, образуют второй тип скарновых образований. В виде примеси к везувиану в них встречаются самые разнообразные минералы, из числа перечисленных выше. Скаполит почти всегда присутствует, так же, как и пироксен. Оба они образуют врастки в везувиане, но тогда как пироксен имеет форму идиоморфных хадакристаллов, очертания скаполитовых врастков ограничены кристаллическими плоскостями везувиана; они в этом отношении напоминают «вогнутые снаружи» врастки кварца в полевом шпате рапакиви.

3. Роговообманково-скаполитовые породы. По внешнему виду типичный образец этой породы напоминает измененную изверженную породу диоритового облика: призматические кристаллики зеленовато-черного амфибола образуют зернистую смесь с белым минералом, представляющимся измененным полевым шпатом.

Под микроскопом, однако, видно, что мы имеем дело с метаморфической породой, существенно состоящей из описанной выше роговой обманки и скаполита и содержащей местами значительное количество остаточного карбоната. Отношение роговой обманки и скаполита к карбонату показывает ясно, что мы имеем дело с замещением первоначально карбонатовой породы силикатами, т. е. с настоящим скарном.

Силикаты, главным образом роговая обманка, развиваются в виде идиобластических метасом в теле кальцита. В виде таких же идиобластов в кальците встречаются эпидот и титанит. Кальцит распределен в шлифе неравномерно, участками. Иногда его крупные таблицы ограничены друзами кристаллов роговой обманки.

Приведенные три типа скарновых пород, разумеется, не исчерпывают всего их разнообразия, и в данной характеристике их отмечены только главнейшие особенности этих пород, характерные для этих типов. Существуют и переходы. Так, например, в промежутках между лучистыми сростками везувиановых кристаллов мы находим участки карбоната, где развиваются скаполит и роговая обманка, совершенно в тех же отношениях к карбонату, как это мы видели в типичных роговообманковых скарнах. Уже было упомянуто об врастках везувиана в пироксеново-гранатовых скарнах и т. д.

Амфиболиты

Сюда я отношу породы, встреченные в виде глыб в небольших раскопках на холме над известными выемками железной дороги к западу от станции Бердяуш, где прежними исследователями были описаны дайки рапакиви.

А. С. Гинзберг указывает на нахождение «амфиболита» в непосредственном контакте гранитовой жилы и доломита. Эта порода, состоящая существенно из диопсида, роговой обманки, плагиоклаза и кальцита, рассматривалась раньше Ожеговым как известковосиликато-

вый роговик, и оба исследователя согласны, что она обязана своим происхождением контакту гранита и доломита.

Этого контакта наблюдать не удалось, вследствие того, что при расширении железнодорожного полотна выемки значительно изменились с того времени.

Образцы пород из указанных выше закопушек существенно отличаются от тех, что описывались из контакта гранитов и доломитов.

Макроскопически это — темные зернистые породы, состоящие, главным образом, из зеленовато-черных кристаллов роговой обманки и имеющие вид среднезернистых горнблендитов; отдельные кристаллы роговой обманки достигают сантиметра и даже несколько больше. Местами небольшие участки более светлые, зеленовато-серые и вместе с тем более плотные на вид, иногда тянущиеся полосками, а местами, в свою очередь, пересекающиеся жилками роговой обманки.

Под микроскопом можно убедиться, что состав в разных образцах не одинаков. Главным минералом, образующим эти породы, является роговая обманка двух видов; кроме нее, в них присутствуют флогопит, диопсид, кальцит, альбит, скаполит, пренит, титанит, изредка гранат, попался также флюорит. Эти минералы распределяются неравномерно, меняется также и структура, и в разных шлифах и даже разных участках шлифа мы имеем минеральные агрегаты, представляющие, в сущности, различные породы. Я опишу отдельно три различных препарата.

1 (обр. 91-f). Наиболее типичный представитель является агрегатом призматических роговообманковых зерен, размером около 2—2,5 *мм* в длину и около 0,5 *мм* толщиной. Роговая обманка плеохроирует от зеленовато-синего с фиолетовым оттенком по *Ng* в светлооливково-зеленый по *Nm* и до светложелтого по *Np*. Угол погасания около 14°, и $2V$ близко к 90°; оптический знак, повидимому, +. Промежутки между призмами роговой обманки заняты или ксеноморфными таблицами флогопита, плеохроирующего от светлого буровато-желтого до бесцветного с $2V = -30 - 32°$ и с чрезвычайно резкими бурыми плеохроичными двориками около мелких включений минерала, который больше всего походит по внешнему виду на титанит, или такими же ксеноморфными зернами кальцита. Кое-где вместо этих минералов интерстиции между роговообманковыми призмами заняты бесцветным, оптически отрицательным, одноосным минералом с высокими, но ниже, чем у флогопита, цветами поляризации, представляющим, несомненно, скаполит. В таких же, но меньшего размера, промежутках встречены ксеноморфные зерна флюорита и минерала с глубокими синими дисперсионными цветами поляризации, который может быть везувианом или цоизитом. Структура породы — типичная кристаллобластическая.

2 (обр. 91-k). В другом образце, в общем довольно близком к предыдущему, мы имеем такой же агрегат призматических зерен роговой обманки, плеохроирующей от зелено-синего к желтоватому, но отдельными участками в шлифе развиваются грубо-чешуйчатые скопления пренита; рядом с ним виден и флогопит. Среди роговой обманки остатки зерен диопсида, как будто замещаемого амфиболом, иногда срастающимся в параллельном положении; более мелкие зернышки диопсида образуют маленькие скопления; характерно присутствие бурых зернышек сфена. Структура отличается неравномерной величиной зерен, их неправильными формами. Особенностью текстуры является

очень неравномерное и беспорядочное распределение разных минералов.

3 (обр. 91-е). Третий препарат сделан из образца роговообманковой породы так, что он захватил небольшое более светлое и плотное на вид пятнышко вместе с вмещающей зернистой роговообманковой породой.

Последняя, подобно тому, как в предыдущих образцах, представляет гранобластический агрегат зерен роговой обманки, от 0,5 до 2 *мм* величиной. Здесь роговая обманка несколько сильнее окрашена, зерна ее более изометричны и неправильны, соприкасаясь по неровным извилистым границам. Кроме того, в них много мелких пойкилитовых включений, частью диопсида, частью флогопита.

Более светлый и плотный участок в породе под микроскопом при первом взгляде обнаруживает структуру, подобную структуре мелкозернистого диабаза: без анализатора видны удлиненные лейстовидные очертания зерен совершенно бесцветного прозрачного минерала, длиной около 0,3 *мм*, шириной 0,05 *мм*, кажущиеся зернами полевого шпата диабаза. Между этими лейстовидными призмочками располагаются мелкозернистые агрегаты из изометрических зернышек (около 15—20 μ) диопсида и роговой обманки, к которым кое-где присоединяется флогопит. Местами здесь появляются более крупные (до 0,3 *мм*) зерна диопсида и роговой обманки. В скрещенных николях можно убедиться, что бесцветные и прозрачные лейсты, похожие на кристаллики полевого шпата, не являются на самом деле такими лейстами полевого шпата. Они одновременно гаснут и просветляются при вращении столика; иногда — несколько соседних «лейст», расположенных в разных направлениях. Присматриваясь внимательно, можно заметить двойниковую штриховку альбита, но эта штриховка располагается часто совершенно независимо от внешних очертаний и иногда является общей для двух или нескольких различно расположенных соседних «лейст». Нужно сказать, что они имеют только общие очертания вытянутых кристаллов, но не обладают на самом деле кристаллическими гранями и ограничены соседними идиоморфными зернышками цветных минералов. Эти своеобразные особенности структуры породы делают невероятным предположение, что здесь мы встречаемся с непосредственной альбитизацией какого-то другого, более основного, плагиоклаза. Скорее всего эти соотношения можно объяснить, допустив, что сначала плагиоклаз был скаполитизирован. При этом часто происходит своего рода собирательная кристаллизация и превращение нескольких соседних зерен плагиоклаза в один кристалл скаполита, как это я наблюдал и описал в породах горы Магнитной. Это же, вероятно, было и в описываемой породе Бердяуша, а затем уже скаполит превратился в альбит. Такой процесс известен тоже в контактовых породах и был описан Гольдшмидтом из окрестностей Осло. Однако, поиски остатков скаполита в описываемом препарате не увенчались успехом.

Структурные и текстурные особенности вместе с составом с полной несомненностью говорят, что мы имеем здесь дело с метаморфизованным диабазом (или диабазовым роговиком).

Следует еще отметить отношение роговой обманки, образующей породу, вмещающую описанный мелкозернистый агрегат, с реликтами диабазовой структуры. Граница между образованным им участком и вмещающей роговообманковой породой нерезкая. Она образует бухтообразные, нерезко очерченные выступы внутрь мелкозернистого

«участка диабазового роговика»; отдельные неправильные зерна ее развиваются, как бы пожирая или замещая минералы роговика, и нетрудно представить, как в дальнейшем развитии этот процесс мог бы привести к полному замещению роговика со следами сохранившейся еще диабазовой структуры более крупнозернистым гранобластическим агрегатом роговой обманки.

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦЕВ

Как мы видели, толща аспидных сланцев протягивается полосой с юго-восточной стороны Бердяушского массива. В непосредственное соприкосновение с гранитом она приходит, однако, только на восточном, юго-восточном и, может быть, северном склонах горы Корсакаловки.

У южной оконечности массива можно видеть, что здесь граниты отделены от метаморфизованных сланцев узкой полосой доломита, которая, очевидно, тянется и дальше на северо-восток, но проследить ее, вследствие отсутствия обнажений, здесь невозможно.

Контактовый метаморфизм сланцев около Бердяушского массива проявляется в его типичной форме, хотя, вследствие бедности района обнажениями, здесь не удается проследить хорошо изученных в других районах закономерностей изменения состава и структуры метаморфических пород с удалением от изверженного массива.

Типичные контактовые роговики встречены, главным образом, в непосредственном соседстве с гранитом на юго-восточном склоне горы Корсакаловки, а также среди гранитов на северном ее склоне; затем, что особенно интересно, они попались и с северо-западной стороны массива по речке Пятой, представляя, может быть, метаморфизованные прослои глинистого сланца, залегавшие в кварцитах, хотя на самом кварците следов контактового метаморфизма не замечено.

Типичные пятнистые сланцы обнажаются у южной оконечности массива около бывш. хут. Ершова, будучи отделены от гранитов прослоем доломита, и, кроме того, на юго-восточном и южном склонах горы Корсакаловки, несколько дальше от массива, чем роговики.

В роговиках горы Корсакаловки встречены были тонкие аплитовые жилки кварцево-полевошпатового состава, проникающие обычно по сланцеватости породы, реже секущие.

Описание главнейших типов

1. Слабо измененные сланцы

Примером относительно слабо измененных метаморфизмом аспидных сланцев могут служить сланцы, обнажающиеся на холмике около бывш. хут. Ершова (см. стр. 12).

Это очень типичные темные, почти черные, аспидные сланцы, раскалывающиеся на тонкие остроугольные плитки.

Под микроскопом можно видеть, что первоначальным материалом, образовавшим породу, было как тонкое пелитовое вещество, так и более крупные алевритовые зернышки кварца угловатой формы, свойственной этим мелким пылинкам, размером около 0,05 *мм* в поперечнике и меньше. Заключающая эти пылинки кварца и иногда альбита,

присоединяющегося к кварцу, пелитовая масса в изобилии содержит, даже в наименее измененных образцах, мельчайшие чешуйки зеленоватой слюды и, может быть, хлорита, мелкие пылинки рудного минерала, очень тонкие зернышки минералов с малым преломлением и двупреломлением. Изредка — тонкие иголочки рутила. Пигментирующее углистое вещество распределяется тонкими прерывающимися штрихами и иногда бесформенными пятнышками.

Размеры кластических пылинок кварца, их относительное количество и распределение по слоям колеблются.

Уже с началом изменения породы связано перераспределение в ней пигмента, скопляющегося в отдельных извилистых прослойках. Вместе с этим появляются пятнышки, обогащенные слюдой, и мы постепенно можем перейти к пятнистым сланцам.

Иногда в отдельных прослойках, повидимому уже на ранней стадии изменения, начинается перекристаллизация породы; первоначальная кластическая микроструктура заменяется микробластической структурой, и порода представляется состоящей из мозаичного агрегата мелких неправильных зернышек кварца, изредка альбита, чешуек серицита, цоизитоподобных зернышек, примеси кристалликов магнетита. Кроме более или менее определенных прослойков, такая перекристаллизация проявляется также в виде овальных пятен, также связывая менее измененные сланцы, в которых явные следы контактового метаморфизма отсутствуют, с типичными контактовыми пятнистыми сланцами.

2. Пятнистые сланцы

Типичные пятнистые сланцы были встречены на восточном склоне, почти у подножья горы Корсакаловки, в некотором удалении от выходов гранита. Иногда пятнистая структура в виде темных пятнышек на поперечных плоскостях отдельности видна и невооруженным глазом. Обыкновенно она проявляется только под микроскопом.

В образце, с заметными макроскопически темными пятнышками, под микроскопом можно видеть, что эти пятнышки образованы из чешуек бесцветной или слабо зеленоватой слюды с примесью мельчайших пылинок рудного минерала. Эти скопления имеют явную форму псевдоморфоз по каким-то кристаллам или сросткам кристаллов. Размеры их доходят до 1—2 *мм* в поперечнике. Мелкие чешуйки слюды, их образующие, расположены беспорядочно или субпараллельно. Трудно судить по контурам этих псевдоморфоз, какой минерал подвергался разложению: может быть это был андалузит или, возможно также, кордиерит. Вмещающая масса очень тонкозернистая, так что отдельные минералы с трудом различимы. Кроме бесцветных минералов, главным образом кварца, можно рассмотреть чешуйки красновато-бурого биотита и очень обильную пыль рудного минерала, вероятно, магнетита. В отдельных местах препарата — неравномерное распределение минералов, особенно магнетитовой пыли, создает пятнистость, так сказать, второго порядка; пятна эти мелкие и слабо выделяющиеся, совершенно бесформенные.

В других образцах слюдяные псевдоморфозы по порфиробластам отсутствуют, но пятнистость основной ткани выражена резче. Порода состоит как бы из комочков, менее пропыленных магнетитом и иногда заметно более перекристаллизованных, размерами порядка 0,1—0,3 *мм*

и неправильной формы. До известной степени текстура напоминает пятнистую текстуру, встречающуюся у некоторых спилозитов.

Наконец, иногда пятна вытягиваются в линзы, чередующиеся с сильно пигментированными прослойками.

3. Роговики

Типичные контактовые роговики особенно развиты на восточном и южном склонах Корсакаловки. Эти породы то массивные, совершенно или почти совершенно лишенные слоистости, то, наоборот, ясно слоистые и макроскопически афанитовые; в большинстве случаев они темного цвета. Попадаются, однако, образцы относительно светлые, серые, частью полосчато окрашенные.

Под микроскопом можно видеть, что породы в типичном своем развитии имеют кристаллобластическую структуру. Размеры зерен в разных образцах различны; наблюдались колебания от 0,1—0,15 *мм*, даже 0,3 до 0,03 *мм*.

Минералами, образующими эти породы, являются, главным образом, кварц, затем ортоклазовидный полевой шпат и биотит, преимущественно разновидность его, плеохроирующая в красных тонах; распространены также мелкие пылинки магнетита. Очень характерным, но второстепенным, минералом является оранжево-бурый турмалин. В некоторых случаях довольно обильны мусковит и флогопит. В образце с северного склона Корсакаловки в изобилии появляется почти бесцветная роговая обманка. Нужно также отметить присутствие в некоторых случаях псевдоморфоз по изометричным зернам какого-то минерала, образованного тонкими агрегатами чешуек слюдообразного минерала зеленоватого цвета. Эти зерна могли быть кордиеритом, но в неизмененном виде открыть этот минерал не удалось.

Я ограничусь здесь описанием трех типичных образцов этих пород.

450. Контактовый роговик с западного склона горы Корсакаловки.

Очень равномерно зернистая мозаика полигональных зерен, размерами 0,03—0,05 *мм*. В расположении толстых табличек биотита такого же размера заметна параллельность. Главными минералами являются кварц и калиевый полевой шпат; много биотита, плеохроирующего в своеобразных оттенках: по *Ng* минерал красновато-бурый, по *Np*, наоборот, заметен слабый зеленоватый оттенок плеохроизма; в диагональном положении таблички биотита обнаруживают своеобразный серый цвет с слабым фиолетовым оттенком.

Мельчайшие пылинки магнетита, рассеянные в породе, находятся вросшими во всех перечисленных минералах.

Кроме них, неравномерно, участками или полосками, попадается бесцветная слюда, и кроме того встречаются очень тонкочешуйчатые псевдоморфозы из слюдоподобного слабо зеленоватого минерала по изометрическим зернам, несколько более крупным, чем окружающие кварц и полевой шпат. Это различие в размерах и замещение тонкими чешуйчатыми агрегатами заставляют думать, что мы имеем дело с каким-то другим минералам, может быть кордиеритом.

Оранжево-бурый турмалин присутствует в небольшом количестве, обыкновенно в неправильных зернах, раза в 2—3 более крупных, чем остальные минералы. Иногда зерно с пойкилитовыми вростками кварца или полевого шпата, иногда кристаллы турмалина лучше образованы, и тогда в поперечных разрезах представляют правильные шестиугольники. Плеохроизм от светлозеленого почти бесцветного (*Np*) до оран-

жево-бурого (по *Ng*). Этот последний цвет довольно близок к окраске биотита, отличаясь отсутствием того красноватого оттенка, который является свойственным нашему биотиту, и несколько меньшей интенсивности. Остальные оптические свойства турмалина обычные.

Структура породы — типичная роговиковая. Можно заметить в породе зубчатую полоску, отмеченную несколько более крупными размерами пластинок слюды, представляющую, быть может, след прежней слоистости породы.

144. Роговик; гора Корсакаловка. Макроскопически — более светлая серая тонкозернистая порода, пронизанная жилочками аплита.

Под микроскопом масса породы представляет мозаику зерен кварца, полевого шпата, ортоклазовидного, без двойников. Биотита, такого же, как в предыдущем образце, значительно меньше. Вместо того, в значительном количестве появляется бесцветная и светлая зеленоватая слюда. Во многих случаях несомненно, что она является продуктом изменения биотита, так как наблюдается непосредственно превращение этого минерала в зеленоватую слюду с выделением пылинок магнетита и какого-то титанового очень рельефного минерала, неопределимого вследствие мелкости, и с остатками еще неизмененного биотита. В других случаях тонкочешуйчатые агрегаты бледнозеленоватой слюды замещают изометричные зерна породы, бывшие, быть может, кордиеритом. Кроме того, крупные пойкилобласты мусковита, совершенно бесцветного, кажутся позднейшими образованиями.

Полоской по шлифу тянется менее тонкозернистый участок породы, где средний размер зернышек около 0,3 *мм*. Он состоит из тех же минералов, в таких же изометрических зернах, но к этим менее тонкозернистым полоскам приурочены неправильные (до 0,5 *мм*) зерна турмалина, плеохроирующие от бесцветного до яркорыжего цвета, иногда решетовидные. Здесь же, в этих полосках, относительно более крупные зерна магнетита и зернышки титановых минералов (резкое преломление и двупреломление; по формам не совсем похожие на титанит).

83-с. Роговообманковый контактовый роговик. Макроскопически — тонкозернистая неравномерно пятнисто окрашенная порода.

Под микроскопом мы видим тонкозернистый агрегат с типичной роговиковой структурой. Средний размер зерен 0,03—0,05 *мм*. Мы видим в составе породы те же главные минералы, как и в предыдущих образцах: кварц, полевой шпат, красновато-бурая слюда, но последней немного, а вместо того в большом количестве, в разных участках шлифа неодинаковом, в породу входит рельефный бесцветный или слабо зеленоватый минерал призматических или приближающихся к ним очертаний. Нередки решетовидные зерна. Малый угол погасания (до 20°) в сечениях, отвечающих *NgNp*, и изредка попадающиеся гексагональные поперечные сечения кристаллов заставляют отнести этот минерал к амфиболам, несмотря на почти совершенное отсутствие окраски и плеохроизма. Размеры его зерен несколько крупнее, чем размеры зерен кварца и полевого шпата.

В виде примесей в породе встречаются магнетит, сфен в довольно типичных маленьких кристалликах; как будто есть мельчайшие иголочки апатита.

Рыжий турмалин, такого же типа, как в предыдущих образцах, встречается в сравнительно крупных неправильных зернах, часто скелетных.

Минералы распределены в породе неравномерно, и в их распределении заметна полосчатость, которой отвечает, до некоторой степени, и расположение призматических зерен амфибола.

Участки (слои), где амфибола мало, почти не отличимы от предыдущих типов роговиков; там, где он присутствует в большом количестве, участки породы должны быть отнесены к группе известковосиликатовых роговиков. Очевидно, мы имеем в этих прослоях измененные прослойки мергелистого состава, какие иногда встречаются в сланцах, подвергавшихся около массива контактовому метаморфизму.

Инъекции аплитовых жилок

Среди кусков роговика, встречающихся в плохих обнажениях восточного склона Корсакаловки, найдены образцы с тонкими жилочками аплита, инъицированными обыкновенно по сланцеватости породы. Толщина этих жилочек колеблется от 2 *мм* до 2—3 *см*. Они светлорозового цвета, и уже невооруженным глазом видно, что они образованы кварцем и розовым полевым шпатом, к которым примешивается изредка черный призматический минерал, в котором довольно трудно по внешнему виду узнать турмалин.

Около жилок роговик часто становится более светлым, желтовато-серого цвета. Это изменение породы особенно хорошо можно видеть, если отполировать кусок породы.

В таком образце (обр. 58-а) жилка аплита, мощностью в 1 *см*, проходит по слоистости слабо слоистого, почти совершенно массивного роговика. Роговик на расстоянии 2,2 *см* от жилки изменил свою окраску. Из темного, почти черного, он стал пятнистым розово-серым с резко обрисовавшейся полосчатостью, параллельной первичной слоистости. Одна из розоватых полосок мощностью 1—2 *мм* тянется непрерывно параллельно жилке, в 6 *мм* от нее; другие слабо намечены. Более светлые розоватые пятнышки рассыпаны по серому фону на остальной поверхности осветленной части роговика. Они имеют вытянутые в направлении слоистости овальные очертания размером около 1 *мм*.

В аплитовой жилке очень много кварца; он почти в таком же количестве, как полевой шпат, как это можно заключить по шлифу. В отполированном куске эти минералы нелегко отличить. Зерна турмалина сосредоточены в центральной части жилки. Контакты жилки совершенно резкие.

Микроскопическое изучение этого образца обнаруживает такие особенности:

А. Жилка аплита и ее строение. Порода жилки образована полевым шпатом и кварцем. Полевой шпат — микропертит с тонкими и относительно немногочисленными жилками альбита в калиевом полевом шпате, помутневшем от выделения красноватой пыли. Размеры зерен полевого шпата, обнаруживающего умеренно вытянутые очертания, от 1—2 до 5 *мм*. Распространены карлсбадские двойники. Зерна кварца изометричные, около 0,2—0,5 *мм* величиной, то ксеноморфные, то округло-идиоморфные. В жилке наблюдается определенное строение: около боков — зерна и кварца и полевого шпата несколько мельче, чем в средней части, и здесь можно видеть «палисадное» расположение вытянутых кристаллов полевого шпата, нарастающих в перпендикулярном или близком к нему положении на стенки жилки. В средине

жилки иногда, наоборот, крупные кристаллы микропертита расположены вдоль жилки.

Кристаллики турмалина длиной до 1,2 *мм* и толщиной 0,1—0,3 *мм* располагаются в средней части жилки. Минерал плеохроирует от почти бесцветного (по вытянутости и вдоль оптической оси) до темной пятнистой окраски в бурых и синих тонах в противоположном направлении.

В. Порода около жилки обладает типичной роговиковой структурой, состоя главным образом из мелких пойкилитовых зернышек кварца, полевого шпата размером около 0,03 *мм* и такой же величины толстых табличек зеленовато-бурого биотита; неравномерно распределена примесь магнетита. В виде овальных пятен, около 1,0—1,5 *мм* в поперечнике, сильнее пигментированные участки буроватой окраски, иногда как будто несколько грубее раскристаллизованные. По мере удаления от жилки величина зернышек минералов, образующих роговик, уменьшается. На расстоянии около 2 *см* она почти вдвое меньше, вместе с тем увеличивается число пятен и, наконец, они сливаются в сплошной фон пигмента, пропитывающего породу. Слоистость становится более заметной.

В другом таком же образце мы можем видеть совершенное повторение отмеченных только что особенностей. Тот же состав из микропертита с теми же самыми особенностями и из кварца. То же «палисадное» расположение полевошпатовых зерен у края жилки. Кроме микропертита, в ничтожном числе попадаются мелкие зернышки альбита или альбит-олигоклаза. Турмалин — тоже в средине жилки и такой же пятнисто окрашенный в желто-бурый и синий тона.

В этом, более тонком, шлифе можно лучше рассмотреть состав и структуру вмещающего жилку роговика. Здесь довольно хорошо можно видеть, что пигментация описанных выше овальных пятен зависит от тонких пылинок, пронизывающих минералы в этом пятне. Зернышки тут часто покрупнее, чем в остальной массе, и среди этих относительно более крупных зернышек, доходящих до 0,1 *мм* в поперечнике, замечены сростки, гаснущие по секторам и очень похожие на тройники кордиерита; вследствие мелкости, точно установить их природу не удается.

В отличие от первого описанного образца, аплитовая жилка проходит поперек первоначальной слоистости роговика, отмеченной направлением вытянутости пятен. По направлению этой слоистости от жилки отходит отпрыск, толщиной всего около 1 *мм*. Границы его с вмещающей породой так же резки, как и у жилки, от которой он отходит. Состав — тот же калиевый полевой шпат и кварц. Структура аплитовая; размер зерна 0,1—0,2 *мм*.

В другом шлифе, сделанном из контакта светлой, прилегающей к жилке, части роговика и более удаленной от нее темной, соотношения между пятнами и вмещающей их породой рисуются несколько иначе, чем в первом образце. Прежде всего отметим, что граница между более светлой и более темной частями роговика резкая. Темная окраска обусловлена, главным образом, пронизывающей породу непрозрачной черной пылью, распределяющейся несколько полосчато. Пятна выступают на фоне светлой части как овальные участки, пронизанные тонкой пылью, но беловатой в отраженном свете и менее обильной, чем черный пигмент темной части роговика; кроме того, внутри этих пятен увеличивается количество слюды. В темном, удаленном от жилки участке

шлифа пятна сохраняют свой состав, т. е. в них нет черного пигмента; заметно тоже обогащение слюдой, отчего они в общем имеют зеленый оттенок, и те же относительно большие размеры зернышек внутри пятна. Нужно отметить, что и здесь среди них наблюдались сростки, похожие на двойнички кордиерита.

Опишу еще два примера. Первый из них представляет тонкую жилку, толщиной всего около 2 *мм*. Края совершенно резкие. Жилка проходит в тонкозернистом роговике с порфиробластами андалузита (или кордиерита?), совершенно замещенными чешуйчатым агрегатом бесцветной слюды. По периферии эти псевдоморфозы иногда оторочены более крупными пластинками слюды. Около жилок в роговике еще заметное увеличение крупности зерна. Состав роговика обычный.

Жилка образована кристаллами, часто карлсбадскими двойниками калиевого полевого шпата, вытянутыми и располагающимися поперек жилки (палисадная текстура), и ксеноморфными зернами кварца. Довольно много турмалина, который замечателен, во-первых, резко пятнистой окраской, желтой в одних участках и густой синей в других, а во-вторых, тем, что некоторые зерна его резко ксеноморфны, представляя как бы выполнение промежутков, оставшихся между кварцем и полевым шпатом. Рядом с ними есть и идиоморфные призмы.

Последний образец, который мы рассмотрим, представляет относительно толстую, в несколько сантиметров, жилку аплита в роговике (IV-5). Порода этой жилки обладает очень неравномерно зернистой аплитовой структурой. Размеры зерен полевого шпата и кварца колеблются от 2—5 *мм*, с одной стороны, до 0,1 *мм*, с другой. Зерна все изометрических очертаний и неправильные, нередки взаимные прорастания пойкилитовые или пойкилопегматитовые.

В порядочном количестве в породе присутствует бесцветная слюда в неправильных толстых таблицах лапчатой формы и различных размеров. Несколько меньше в породе турмалина. Его зерна имеют большею частью неправильные ксеноморфные очертания, но иногда обладают формой призматических кристалликов, не совершенно образованных. Минерал плеохроирует от почти бесцветного до синего или буро-зеленого цвета, причем и синяя и буро-зеленая окраска иногда наблюдается в разных участках одного и того же зерна.

Кроме этих минералов, как незначительные примеси, заметны: 1) двуосный оптически положительный минерал с таким же почти преломлением, как у турмалина, и с низким двупреломлением; очертания с закругленными углами; в наиболее сильно действующих на поляризованный свет, слегка удлиненных зернах погасание прямое; размеры зернышек около 0,07 *мм*; вследствие мелкости не удается получить точных констант; 2) мелкие таблички биотита с зеленоватыми тонами плеохроизма; 3) мелкие редкие кристаллики циркона; 4) примесь вторичных окислов железа.

Часть III

ВЫВОДЫ И ОБЩИЕ СООБРАЖЕНИЯ О ГОРНЫХ ПОРОДАХ БЕРДЯУШСКОГО МАССИВА

В геологической истории образования Бердяушского комплекса изверженных пород различаются два главные ряда событий, последовательно сменивших один другой. К первому относится образование гранитовых пород штока: рапакиви и других видов гранита, а также сопровождающие этот процесс явления гибридизма и появление жильных пород, тесно связанных с гранитами. Присутствие гибридных пород говорит о том, что до интрузии гранитной магмы здесь были какие-то основные породы, остатки которых мы находим в теле массива, но этот эпизод геологической истории оставил следы, настолько стертые дальнейшими событиями, что выделить его сейчас нет возможности.

Совершенно определенно отделяясь от времени образования гранитов и связанных с ними пород некоторым промежутком, последовала интрузия более щелочной магмы, давшая начало щелочным сиенитовым породам, с одной стороны, и нефелиновому сиениту и его порфировым разновидностям, с другой. Хотя можно говорить о несколько более молодом возрасте нефелиновых сиенитов, но эти породы так тесно связаны с сиенитами, что, противопоставляя их образование формированию гранитовой части массива, и сиенитовые породы и нефелиновые сиениты необходимо рассматривать как одно целое. Мы видели, что по времени образования они отличаются от гранитов, обнаруживая явно интрузивное залегание среди гранитовых пород, причем заметно охлаждающее влияние контакта с гранитами, свидетельствующее не только о застывании, но и о некотором остывании массива.

В Бердяушском массиве, на небольшом пространстве, мы встречаемся с различными проблемами петрологии: образование рапакиви, гибридизм, возникновение щелочных и фельдшпатидовых пород, — все эти наиболее трудные вопросы петрогенезиса встают здесь перед нами при попытке нарисовать картину формирования штока. В то же время неблагоприятные условия обнаженности местности мешают разобраться во взаимных геологических отношениях разных пород. Нельзя поэтому рассчитывать на то, чтобы внести существенные новые данные для решения указанных важных и трудных вопросов петрологии. Остается лишь, привлекая аналогичные факты, наблюдавшиеся другими исследователями в разных районах, попытаться связать между собою наши наблюдения, касающиеся указанных проблем, и попытаться дать цельное представление о последовательности событий, приведших к образованию Бердяушского массива.

РАПАКИВИ И ЕГО РОЛЬ В БЕРДЯУШСКОМ МАССИВЕ

В центре внимания исследователей гранитов-рапакиви была прежде всего структура этой породы. Различные гипотезы об образовании рапакиви, главным образом, стремятся разрешить вопрос о происхождении

округлых форм полевошпатовых овоидов, характерных для структуры породы, и о возникновении олигоклазовых оболочек вокруг ядра калиевого полевого шпата. Самый термин «рапакиви» Седерхольм (*61*), а также и другие авторы понимают, главным образом, в смысле структурном.

Округлая форма овоидов побудила Холмквиста (*42*) предположить, что при застывании магмы рапакиви, и даже вообще гранитовой магмы, перед кристаллизацией начинается выделение капель, превращающихся затем в полевошпатовые кристаллы. Эта гипотеза, естественно, не нашла последователей, и мы видим, что другие авторы округлую форму выделений объясняют не как поверхность раздела двух жидких фаз, но как поверхность раздела, возникающую между твердой и жидкой фазой. При этом то та, то другая из двух мыслимых возможностей допускается разными авторами: 1) можно допустить, что сфероидальная форма полевошпатовых выделений в рапакиви возникла при их кристаллизации вследствие особых условий этого процесса и 2) что причиной ее возникновения являются следующие за кристаллизацией процессы оплавления или даже расплавления выделившихся кристаллов (резорбция вследствие переохлаждения, как думал Фогт, или другие процессы — безразлично). В гипотезе Валя (*75*), которую Седерхольм считает «очень сложной как геологически, так и геофизически», предполагается полное переплавление выделившихся кристаллов.

Остановимся кратко на главнейших из предложенных гипотез. Сторонником возникновения сфероидов при самом процессе кристаллизации является Седерхольм. Первоначально он формулировал объяснение структуры рапакиви таким образом: «Причина этой яйцеобразной или, может быть лучше сказать, овоидальной формы фенокристаллов (рапакиви) кажется очень загадочной (misterious). Всякую мысль о резорбции в таком большом масштабе и с такой правильностью, кажется à priori, нельзя поддерживать. Более того, ни внешняя оболочка, ни внутренние кольца никогда не обнаруживают впадин (cavities), которые можно было бы приписать коррозии, но всегда имеют правильные очертания. Форма овоидов, повидимому, существовала во все время роста кристаллов. Может быть, возможно думать, что замечательное загрязнение ортоклаза этих овоидов примесями вызвало то, что вещество его не образовало кристаллов с плоскими гранями, но получались неделимые, которые были округленных форм, хотя они и были (кристаллографически) одинаково ориентированы».

Автор смотрит на овоиды как на несовершенные кристаллы, «в которых неправильное развитие кристаллической формы связано с их загрязненностью». Седерхольм отмечает, что он не думал, как ему приписывал Валь, что причиной форм порфировых выделений рапакиви является ассимиляция обломков чуждого минерала. Сознавая несовершенство своего объяснения формы кристаллов присутствием примесей в магме, так как остается непонятным, как они такое влияние оказывают, Седерхольм вновь возвращается к структуре рапакиви в той своей работе (*61*), где он рассматривает рапакиви вместе с шаровыми и другими подобными гранитами.

Придя к заключению, что при образовании шаровых текстур имеет большое значение вязкость расплава, он распространяет это предположение и на рапакиви, причем причиной вязкости он считает большое количество олигоклаза в окружающей растущий сфероид магме. «Дей-

ствительно», — подчеркивает Седерхольм, — «только те кристаллы ортоклаза, которые окружены скорлупой олигоклаза, обнаруживают хорошо округленные формы». Он указывает, что и в других типах гранита, например, палеозойских гранитах окрестностей Осло, случайные кристаллы ортоклаза, окруженные олигоклазовой каймой, обнаруживают округлые формы.

Усматривая причинную связь между округлостью выделений калиевого полевого шпата и олигоклазовой каймой, Седерхольм излагает свое представление таким образом:

«Может быть, можно допустить, что зона магмы, богатой олигоклазом, которая возникла при кристаллизации калиевого полевого шпата и не удалялась сразу диффузией, вызывала, вследствие своей большой вязкости, внутреннее трение, препятствующее диффузии и постепенно приведшее к прекращению кристаллизации калиевого полевого шпата. Поэтому происходили сфероидальные кристаллы вместо кристаллов с совершенной кристаллической формой».

В гранитах, где олигоклаз кристаллизовался первым, полевой шпат в виде овоидов, по указанию Седерхольма, никогда не наблюдается.

Крупные размеры овоидов калиевого полевого шпата в рапакиви связываются с медленной и постепенной кристаллизацией.

Другой финляндский исследователь рапакиви В. Валь предлагает для объяснения структуры породы гипотезу, которая в некотором отношении является прямо противоположной гипотезе Седерхольма. Если, согласно последней, овоиды приняли свою форму при самом процессе кристаллизации, т. е. превращении жидкой фазы в кристаллическую, то, согласно Валю, округлые очертания получились благодаря обратному процессу превращения кристаллической фазы в жидкую, причем этот исследователь принимает не частичную коррозию кристаллов, как это мы находим в других гипотезах, связывающих форму овоидов с растворением, но полное переплавление материала овоидов.

Он обращает внимание на другой характерный для рапакиви признак — на постоянное нахождение идиоморфных зерен кварца (наряду с ксеноморфным кварцем). Этот идиоморфный кварц, очевидно, представляет ранние выделения. Мы видим, таким образом, что кристаллизация рапакиви начиналась не как в обычных гипидиоморфно-зернистых породах, но подобно тому, как в кварцевых порфирах. Позднее наступило застывание магмы, как глубинной породы.

Далее в большинстве рапакиви имеются признаки того, что и цветные минералы, роговая обманка и слюды, также находятся в двух формах различного возраста. В «выборгитах» и «питерлитах», наконец, и калиевый полевой шпат встречается тоже в двух генетически и по времени различных генерациях.

Полевые шпаты овоидов, как это вытекает из их особенностей нахождения и присутствия многочисленных включений, представляют не нормальные кристаллы, но должны рассматриваться как продукт особого геологического явления. Богатство включениями, и при том различное при переходе от одного сфероида к другому, придает полевошпатовым овоидам характер в некоторой мере самостоятельно образовавшейся горной породы (selbständigen Gesteinsbildungen) внутри общей массы горной породы, или характер образований, из которых каждое, само по себе, обладает собственной историей, до известной степени независимой от застывания окружающей массы глубинной породы.

Валь обращает далее внимание на то, что и плагиоклазовая оболочка представляет также род «мономинеральной породы, которая затвердела раньше, чем ортоклазовая масса, которую она окружает». С другой стороны, идиоморфные кварцевые зерна существовали уже во время кристаллизации плагиоклаза оболочки.

«Все это», — как думает Валь, — «несомненно указывает на то, что затвердевание магмы рапакиви в районе Выборга произошло в два различных этапа». Это положение он берет как исходное для дальнейшего развития своей гипотезы.

Тот своеобразный факт, что плагиоклазовая оболочка уже стала кристаллической раньше, чем окружаемый ортоклазовый овоид, можно, по Валю, объяснить двояким образом: или оба минерала надо рассматривать как продукт превращения одного и того же первоначального образования, или следует предполагать, что наступило новое частичное расплавление вкрапленников после того, как часть магмы уже выделилась в виде «порфировых вкрапленников» ортоклаза, плагиоклаза и кварца, вместе с небольшим количеством слюды и роговой обманки. В питерлитах, содержащих овоиды без олигоклазовой оболочки, в этот период не было выделений плагиоклаза.

Образование структурных особенностей Валь изображает таким образом. Магма в первом этапе кристаллизации выделила крупные вкрапленники ортоклаза, плагиоклаза, кварца и частью цветных минералов. При изменившихся физико-химических условиях наступает новое расплавление породы. Так как ортоклаз плавится при температуре на 500° ниже, чем кварц, то он начинает размягчаться первым, и внутри окружающей магмы образуются своего рода «капли» жидкого ортоклаза, которые вследствие малой скорости диффузии будут только медленно растворяться в окружающей магме.

Отдельные шарики могут сливаться, давая более значительные шары; на поверхности таких шаров будут собираться твердые фазы магмы подобно тому, как это происходит при процессе флотации. Этими твердыми составными частями в питерлитах будут нерасплавившиеся выделения кварца, отчасти цветных минералов; в более богатых плагиоклазом выборгитах — также олигоклаз, тоже собирающийся на поверхность ортоклазовых «капель». При дальнейшем расплавлении за ортоклазом плавится также и олигоклаз, и на ортоклазовых шариках образуются слои жидкого или полужидкого олигоклаза, на котором собираются кварцевые вкрапленники.

Когда этот процесс расплавления прекращается и наступает кристаллизация, плагиоклаз кристаллизуется первым и образует мономинеральную породу. Кристаллы его будут идиоморфными по отношению к ортоклазу овоида и аллотриоморфными по отношению к первичным выделениям кварца. Непосредственно вслед за олигоклазом кристаллизуется ортоклаз. При кристаллизации его происходит сокращение объема; возникающие промежутки заполняются продуктами застывания остаточной магмы. Так возникают, по Валю, характерные для рапакиви вростки «извне вогнутого» (Попов) кварца овоидов.

Кольцеобразное расположение включений в ортоклазовых овоидах он связывает также с жидким состоянием их, когда эти включения располагались параллельно поверхности сфероидов.

Переплавлению подвергались и первичные вкрапленники темных минералов, благодаря чему возникали сростки темных минералов в породе. Присутствие кварца и флюорита в сростках цветных минералов

автор пытается объяснить реакцией между слюдой и роговой обманкой при их переплавлении.

Захват основной массы внутри овоидов, существование «овоидов» гранитного состава с плагиоклазовой оболочкой, разнообразие размеров овоидов, разная толщина плагиоклазовой оболочки и совершенное ее отсутствие на некоторых из них — все это, по мнению Валя, удовлетворительно объясняется гипотезой расплавления первичных выделений и слияния между собой «капель» ортоклазового расплава. Мягким и пластическим состоянием их, хотя бы короткое время после расплавления, объясняется своеобразное вдавливание одного овоида в другой.

Я довольно подробно останавливаюсь на гипотезах Седерхольма и Валя, так как в них представлены, как уже отмечено, два крайних взгляда на способ образования овоидов рапакиви, если не считать еще более крайний взгляд Холмквиста, предполагавшего ликвацию в гранитной магме перед ее кристаллизацией. Это произвольное допущение, мало вероятное, на основании всего того, что мы знаем о кристаллизации горных пород, к тому же не помогает объяснению многих особенностей структуры рапакиви.

Б. А. Попов (*13*) округлую форму овоидов приписывал оплавлению выделившихся и опустившихся в более глубокие и более нагретые слои магмы кристаллов. Опустившийся и оплавленный кристалл является центром осаждения других минералов: олигоклаза, кварца и цветных минералов, которые, особенно олигоклаз, покрывают его корочкой. При дальнейшей кристаллизации опять может нарастать ортоклаз. Повторные перемещения могут повести к образованию нескольких олигоклазовых оболочек — зон.

Как указывает Седерхольм, эта гипотеза не объясняет удовлетворительно образования олигоклазовых оболочек на ортоклазовых овоидах без всяких ядер олигоклаза. Олигоклазовые оболочки появляются в таких случаях, где, очевидно, никакого погружения кристаллов не было. Особенно интересны случаи олигоклазовых оболочек около выделения ортоклаза, развившихся в ксенолитах метаандезитов, захваченных рапакиви.

Б. А. Попов в позднейшей работе отмечает, что его новые наблюдения над рапакиви не прибавляют фактов, заставляющих существенно изменить его прежнюю точку зрения. Во всяком случае, он настаивает на таких двух положениях: 1) овоиды рапакиви — образования первичные, происшедшие из магматического раствора и имевшие сейчас же после образования в главных чертах то же строение, какое мы в них находим; олигоклазовые зоны первичны; 2) овоиды всех известных типов (округлые и имеющие кристаллическую форму, с оболочкой, без нее, с одной, несколькими зонами включений и т. д.) могут встречаться рядом в одном куске породы.

Возвращаясь еще позднее (Fennia, № 50) к рапакиви, Б. А. Попов уделяет особое внимание строению олигоклазовой оболочки. Он указывает на существование закономерности в срастании кристаллического ядра калиевого полевого шпата и кристаллов олигоклаза в оболочке. Как правило, калиевый полевой шпат и олигоклаз срастаются в параллельном положении; эта параллельность иногда несколько нарушается, особенно с удалением от ядра. Более значительные отклонения, возможно, вызваны существованием случайно расположенных включений зерен плагиоклаза в ядре. Следует отметить также указание на то, что плагиоклазы внутренней части иногда глубоко вдаются

в овоид; примыкающие к ядру зерна плагиоклаза имеют неправильные формы, что объясняется неровной, часто как бы изъеденной, поверхностью ядра. В плагиоклазе кайм иногда наблюдаются антипертитовые вростки и тонкие включения пластинок биотита.

Автор останавливается дальше на включениях кварца в овоидах и обращает внимание на закономерную ориентировку вогнутого наружу кварца по отношению к заключающему его калиевому полевому шпату овоида.

Тогда как Б. А. Попов объяснял оплавление овоидов, которому приписывается округлая форма, перемещением их в другие слои магмы, Фогт пытался объяснить ее переохлаждением (пересыщением) раствора на месте образования кристалла и последующим за пересыщением растворением. Для объяснения образования олигоклазовой каймы приходится делать допущение, что это пересыщение происходит вблизи эвтектической точки ортоклаз — плагиоклаз, когда раствор имеет анхиэвтектический состав.

Такое же объяснение происхождения овоидов и оболочек развивает Харкер и его же повторяют исследовавшие русские рапакиви А. С. Гинзберг и В. И. Лучицкий. Седерхольм справедливо указывает, что более чем сомнительно, чтобы магма, из которой кристаллизовались овоиды, имела в действительности эвтектический состав, и нужно к этому прибавить, что ни одна из структурных особенностей овоидов, кроме «обратного» порядка выделения плагиоклаза и ортоклаза, не находит в этой гипотезе объяснения.

Во всех изложенных разнообразных гипотезах предполагается, что причиной возникновения структуры рапакиви являются особые условия кристаллизации, без влияния постороннего вещества. Другой взгляд высказывался несколькими авторами относительно возникновения близких структур в гранитах, не относящихся к рапакиви в тесном смысле слова, но также обладающих крупными вкрапленниками калиевого полевого шпата с оболочкой из олигоклаза.

Изображение таких выделений микроклин-микропертита с плагиоклазовой каймой, которое приведено в работе Браммал и Харвуда (*23*), поразительно походит даже в некоторых деталях (например, строение олигоклазовой оболочки и др.) на типичные вкрапленники рапакиви. Эти крупные кристаллы микропертита округлены резорбцией и окружены зоной плагиоклазовых призмочек в параллельном до субпараллельного положении, тангенциально, нормально или косо к грани микропертита. Видоизменением этой структуры является окаймление округленного микропертита сплошной каемкой плагиоклаза. Причиной такой структуры авторы считают изменение состава магмы при усвоении ею вещества основных пород и рассматривают такую рапакиви-структуру в числе признаков загрязнения (контаминации) гранитовой магмы, т. е. как признак гибридизма; этот процесс доказывается рядом других особенностей породы, к чему мы вернемся в дальнейшем.

Томас и Смит (*72*) изучали явления гибридизма гранитов, интрудированных в основные породы, переходящие дальше от контакта в габбро. У контакта гранитов с основными породами, в расстоянии нескольких футов, в гранитах наблюдались вокруг розовых порфировых полевых шпатов белые непрозрачные каймы. Они находятся в зоне обогащенного роговой обманкой и биотитом гранита, исчезая с удалением от контакта. Розовые выделения полевого шпата представляют микроклин-микропертит. Его кристаллы округлены резорб-

цией. На их закругленных гранях нарастает олигоклаз, часто лишенный двойниковой штриховки. Размеры его зерен увеличиваются кнаружи, где появляются прорастания с кварцем. Между ортоклазом (микроклином) и олигоклазом обыкновенно появляются узкие зоны мирмекита. Авторы находят поразительное (striking) сходство этой структуры с структурой рапакиви и не сомневаются, что причина этой структуры, в данном случае, заключается в базификации жидкой фазы гранитной магмы, находившейся в промежутках между уже образовавшимися кристаллами микроклина, причем высказывается соображение, что некоторое количество кали, которое шло на образование полевого шпата, в известной мере уменьшается при возможной кристаллизации биотита, так что на ядрах микроклина будет кристаллизоваться щелочный плагиоклаз. Авторы ссылаются на то, что и в некоторых других местностях в гранитах появляется местами структура рапакиви, т. е. олигоклазовые каймы на ортоклазе, не распространяющаяся на всю интрузию. Кроме того, они отмечают, что и в области типичных рапакиви наблюдается тесная ассоциация их с основными породами.

Существуют краткие указания на появление местами структуры рапакиви в известных гранитах Shap; именно, в тонкозернистых темных включениях так называемого «early basic granite» (*33*) имеются немногочисленные выделения розового калиевого полевого шпата с белой плагиоклазовой каймой.

Среди пород Джерси (*76*) (Норманнские острова) Уэлс и Вулдридж описали превосходный пример образования гибридных пород, возникающих при интрузии гранитовой магмы в габбро. В граните находятся ксенолиты основных пород разных размеров с реакционной зоной вокруг них, образованной порфировидным серым гибридным гранитом. Авторы, в доказательство происхождения гибридных пород из гранитовой магмы, приводят то обстоятельство, что некоторые розовые кристаллы полевого шпата окаймлены тонкой белой оболочкой. Под микроскопом розовый полевой шпат оказывается калиевым, а оболочка — олигоклазом «thus reflecting the increasing basicity of the magma, as contamination progressed».

Таким образом, английскими исследователями развивается взгляд на происхождение структуры рапакиви, с ее характерными олигоклазовыми оболочками вокруг калиевого полевого шпата, как на результат гибридизма и контаминации гранитной магмы.

Из русских петрографов в пользу гибридного происхождения рапакиви высказывался В. Н. Лодочников (*8*), хотя подробно исследованные им граниты являются только «рапакивиобразными», а не настоящими рапакиви, не обладая выделениями калиевого полевого шпата с олигоклазовыми оболочками. Но, придя к заключению о гибридном происхождении воронежских гранитов и опираясь на сходство их с другими близкими украинскими породами, он считает возможным распространить и на последние эту гипотезу, в том числе и на украинские рапакиви. В изученных им буйволовских породах (Воронежский район) на их гибридное происхождение указывают: 1) связь появления роговообманковых и пироксеновых разновидностей с присутствием в них роговиковых включений; 2) обогащение биотитом некоторых пегматитов; 3) неизменность состава плагиоклаза независимо от количества известь-содержащих цветных минералов; 4) химический состав, совпадающий с средним арифметическим составов гранита и

сиенита. Для украинских рапакиви признаками гибридизма В. Н. Лодочников считает: 1) сильно меняющийся их состав; 2) необычные минеральные ассоциации, именно, присутствие киевита и ассоциации оливина с кварцем; 3) структура породы и в частности наличие решетовидных прорастаний минералов и 4) нахождение рапакиви по окраинам южнорусской кристаллической полосы. Хотя эти признаки, взятые сами по себе, не могут считаться решающими в вопросе о гибридном происхождении рапакиви, однако, как мы видим и в ряде других фактов, указывающих на более очевидную связь рапакиви с гибридными породами, мнение В. Н. Лодочникова получает определенное подтверждение.

В Бердяушском массиве, как мы уже видели, пользуются довольно широким распространением наряду с рапакиви типичные гибридные породы. Естественно, что, пытаясь найти объяснение появления рапакиви в этом месте, нельзя пренебрегать теми указаниями на появление структуры рапакиви в связи с несомненным гибридизмом, которые были приведены выше. Особенностей гибридных пород в узком смысле этого термина мы коснемся еще раз ниже, а сейчас остановимся на существенных признаках наших рапакиви.

Прежде всего обратимся к главной особенности этой породы, к фенокристаллам или овоидам калиевого полевого шпата, и отношению к ним окружающей их олигоклазовой каймы.

Как уже указывалось, овоиды в Бердяушском рапакиви несколько мельче, чем в типичных выборгитах и питерлитах, но все же они не уступают размерам овоидов других типов этой породы, где овоиды не достигают такой крупной величины, например рапакиви острова Оланда. Рассматривая формы выделений калиевого полевого шпата в бердяушских рапакиви, мы видим, что наряду с округлыми очертаниями их разрезов встречаются и удлиненные прямоугольные сечения их. Нетрудно убедиться в том, что часто округлые очертания разрезов отвечают сечениям, близким к (010), тогда как разрезы вдоль по (001) или другие поперечные по отношению к (010) обнаруживают меньшую закругленность. Таким образом, форма этих выделений приближается к форме толстых таблиц с близким к кругу или овалу очертанием и с более или менее закругленными ребрами. Легко представить, что эти формы получаются в результате округления ребер толстых таблитчатых кристаллов полевого шпата с гексагональными очертаниями, получающимися благодаря присутствию характерных для этого минерала граней (001) наряду с (201). Наконец, мы вместе с округлыми овоидами находим и мало округленные полигональные сечения полевошпатовых выделений. Все это показывает, что гораздо правдоподобнее объяснять округлость формы полевошпатовых выделений и овоидов как результат именно округления или коррозии кристаллов, но не как формы, которую принимают жидкие капли (переплавленные кристаллы, по Валю) в окружающей их жидкости.

В числе возражений против оплавления кристаллов Седерхольм приводит указание на факт отсутствия бухтообразных впадин в оплавленных кристаллах, которые характерны, например, для оплавленных кварцевых вкрапленников в порфирах. Но по поводу этого надо заметить, что такие впадины могли бы быть обнаружены лишь в случаях, если бы их форма могла остаться не нарушенной развивающейся снаружи олигоклазовой каймой и если бы различие в условиях дальнейшей кристаллизации «основной магмы» породы было на-

столько резким, чтобы образовавшиеся впадины могли сохраняться, не изменив своих очертаний. Оба эти условия очевидно не соблюдены при кристаллизации рапакиви. Гораздо существеннее указание Седерхольма на правильную форму овоидов рапакиви, якобы выдерживающуюся от начала их образования до конца. Это, однако, требует некоторой оговорки. Мы уже указывали, что в рапакиви Бердяуша имеются постепенные переходы от округлых форм овоидов к угловатым кристаллическим формам. Этот признак не чужд и финляндским рапакиви, где он отмечался уже разными авторами (*63*). На снимке типичного рапакиви, приведенном у Валя (рис. 3) и воспроизведенном у Седерхольма (рис. 16), мы можем в нескольких местах (например, в верхней правой четверти снимка, в левом нижнем углу и др.) видеть кристаллографические очертания «овоидов».

Мне кажется, в большинстве случаев вероятнее допустить не полное расплавление выделений полевого шпата и превращение их в капли и не первоначальный рост некоторых «шарообразных» кристаллов, мало понятных вообще, а именно превращение в шарообразные формы обыкновенных, но очень крупных кристаллов и их сростков. Может быть, некоторые из этих сростков и первоначально имели округлые очертания, как это показывают включения внутри овоидов темных минералов, и тогда эта первичная форма их облегчала то округление, которым заканчивалось образование овоидов как из этих сростков, так и из крупных кристаллов.

Это «оформление» овоидов нельзя рассматривать оторванно от образования второй характерной для структуры рапакиви особенности, именно, олигоклазовой оболочки на овоидах или ставших округленными кристаллах калиевого полевого шпата.

Как мы видели, изучение структуры оболочек показывает на существование двух типов, которые можно выделить по признакам ориентировки олигоклазовых кристаллов в оболочке: 1) параллельные обрастания и 2) обрастания в виде зернистых агрегатов. Эти два типа были определенно выделены Валем. Но мы видели существование еще различия по другому признаку, именно, по такому отношению между овоидами и оболочкой: в одних случаях оболочка лишь нарастает снаружи на овоидах или кристаллах калиевого полевого шпата, в других неделимые олигоклаза врастают, внедряясь снаружи в тело окружаемого ими полевого шпата. На идиоморфизм олигоклаза оболочки по отношению к калиевому полевому шпату ядра обратил внимание Валь, и он предполагает даже мало понятный порядок кристаллизации оболочки ранее, чем ядра. В некоторых из наших образцов внедрение олигоклазовых кристаллов из оболочки в ортоклазовое ядро выражено очень резко. Такой пример был изображен на рис. 7. Здесь оболочка имеет зернистое строение с беспорядочной ориентировкой зерен олигоклаза. Но мы имеем случай и другого рода врастания олигоклаза в тело окружаемого им калиевого полевого шпата, когда параллельность того и другого из кристаллических неделимых сохраняется. Этот случай изображен на рис. 6. Разумеется, здесь очень трудно говорить о каком-то позднейшем разрастании или расширении вещества ядра поверх отложившейся на нем оболочки. Гораздо естественнее изображенные соотношения объяснить путем замещения вещества калиевого полевого шпата олигоклазом, — замещения, которое следует некоторой зоне внутри кристалла. Не являются ли в таком случае и другие врастания олигоклазовых кристаллов в калиевый

полевой шпат результатом замещения, идущего снаружи, и, наконец, не связано ли все образование кайм олигоклаза с некоторым процессом метасоматизма олигоклазом калиевого полевого шпата? Идиоморфные очертания метасом, включенных в теле замещаемого кристалла, как известно, представляют обычное явление. Степень идиоморфизма и форма метасом зависят от свойств кристаллических решеток замещаемого и замещающего минералов, что, в свою очередь, до известной степени зависит от физических условий метасоматоза, в частности температур и давлений. Может быть, то различие, которое можно заметить между явлениями замещения олигоклазом калиевого полевого шпата в рапакиви и таким же замещением при метаморфизме, например, в кристаллических сланцах или автометаморфических процессах в изверженных породах с образованием мирмекита, связано именно с этим различием в условиях процесса. Однако, и около олигоклазовых кайм рапакиви часто наблюдается выделение своеобразных форм кварца, то переходящего в мирмекитоподобные образования, как это указано Валем и изображено им на фотографии (рис. 7 его работы), то явно связанного с образованием каемок так характерного для рапакиви «извне вогнутого» кварца. Хотя этот кварц больше всего бросается в глаза в виде зерен, заключенных внутри кристаллов калиевого полевого шпата, но он преимущественно развит около каемок олигоклаза, по окраинам зерна калиевого полевого шпата, между ним и олигоклазом и между зернами олигоклаза. Таким образом, в нем можно видеть побочный продукт реакции, происходящей при замещении калиевого полевого шпата олигоклазом — реакции между веществом ортоклаза и магмой, которая была до этого насыщена и калиевым полевым шпатом и кварцем, как на это указывают идиоморфные выделения последнего, свойственные рапакиви вообще и в том числе и породе Бердяуша.

Иначе, как метасоматизмом, я не могу объяснить таких явлений олигоклазовой каймы, врастающей в тело калиевого полевого шпата, как это было упомянуто выше и изображено на рис. 6, стр. 56. Я рассматривал их как метасоматическое проникновение плагиоклаза по определенной зоне внутри кристаллов калиевого полевого шпата. Неправильность очертаний олигоклазовой каймы, врастающей в него, также естественна при этом допущении. Может быть, на этом примере мы видим способ, каким могут образоваться в некоторых случаях и более совершенные «внутренние оболочки» овоидов, иногда попадающиеся наряду с наружной.

При явлении замещения олигоклазом калиевого полевого шпата могло происходить и округление выделений последнего, как это мы знаем по примерам, наблюдающимся особенно при явлениях метасоматизма в рудных жилах. Не останавливаясь на этих примерах, укажу только на превосходно округленные пиритовые «фенокристаллы», включенные в пирротиновых залежах, как, например, в месторождении Рогаткиной Ямы в Среднем Урале. Заслуживает с этой точки зрения особого внимания указание Седерхольма, что там, где олигоклазовая оболочка толстая и правильная, округление ортоклаза часто совершенное. Окружающий зерна олигоклаз в свою очередь обнаруживает ясно кристаллическую форму. Также, когда олигоклазовые оболочки очень тонкие, но непрерывные, округлость ортоклаза может быть совершенной.

Скелетообразные кристаллы микроклина, переполненные включе-

ниями олигоклаза и кварца, о которых упоминает Седерхольм (*62*), также могут получиться при дальнейшем развитии предполагаемого нами метасоматического процесса. Вспомним формы геденбергита, остающиеся в геденбергитовых скарнах Турьинских рудников при дальнейшем замещении этих скарнов минералами второй стадии метаморфизма.

Таким образом, ряд признаков структуры рапакиви может быть объяснен допущением метасоматического замещения калиевого полевого шпата олигоклазом на некоторой стадии кристаллизации магмы, до ее полного затвердевания.

Какие же могут быть причины этого замещения?

Прежде всего можно было бы сделать предположение, что оно может иметь место при некоторых условиях, вследствие пересыщения кристаллизующейся эвтектоидной магмы олигоклазом на стадии выделения ортоклаза, как это допускал Фогт. Последующее растворение ортоклаза при одновременном выделении олигоклаза — процесс, являющийся тоже своего рода реакцией между кристаллом и жидкостью; в некоторых случаях он мог бы повести к образованию кайм олигоклаза на ортоклазе, имеющих вид кайм замещения. Но очень мало вероятно, чтобы такой процесс мог происходить в столь широком размере. Возражения Седерхольма мне представляются вполне основательными. Кроме того, при этом объяснении возникновения оболочек олигоклаза, остаются не объясненными другие своеобразные черты рапакиви: и «извне вогнутый» кварц, и обилие флюорита, и, в особенности, поведение цветных минералов. Как мы видели, Валь объясняет ассоциацию цветных минералов с кварцем и флюоритом в сростках роговой обманки и частью биотита реакцией между слюдой и роговой обманкой при переплавлении. Переплавление является гипотезой, относительно которой можно спорить, но появление флюорита и кварца в результате какой-то реакции, свидетельствующей о нарушении равновесия в магме, представляется очень вероятным. Это нарушение равновесия нельзя отождествлять с тем, которое могло бы возникнуть при переохлаждении и пересыщении раствора олигоклазовым веществом, как это допускал Фогт для объяснения олигоклазовых кайм, но, с другой стороны, постоянство в совместном повторении в рапакиви того и другого признака указывает на общность причины их возникновения. Гипотеза Валя на первый взгляд удовлетворительно решает это общим для всей породы изменением условий температуры и, может быть, давления, приводящим к переплавлению минералов. Но не менее удовлетворительно это может быть объяснено изменением вещественного состава магмы в результате некоторого процесса ассимиляции чуждого вещества, следы которой, с другой стороны, выразились в появлении типичных гибридных пород, сопровождающих рапакиви, как это наблюдается и в Бердяушском массиве и указывается в английских примерах, цитированных выше. Финляндские авторы не склонны принимать гипотезу ассимиляции для объяснения происхождения рапакиви, хотя о возможных явлениях гибридизма говорят местами обильные ксенолиты в этой породе и такие связанные с нею породы, как тирилиты и др. Валь рассматривает тирилиты, пироксеновые граниты, сиениты и пироксеновые диориты как продукты дифференциации магмы рапакиви, от которой раньше обособились, «образовались внутри гранитовой магмы», такие магмы, как те, что дали лабрадориты, нориты и габбро. Петрографические особенности тирилитов, пи-

роксеновых диоритов и других пород, однако, близки к особенностям некоторых гибридов, как это мы увидим дальше. Может быть, мы и здесь действительно имеем случай гибридизма между ранними (габбро-нориты) и поздними (граниты) продуктами магматической дифференциации, как это бывает в типичных случаях такого рода явлений.

Гипотеза ассимиляции и гибридизма в приложении к образованию рапакиви также встречает свои трудности, из которых главную представляет, на мой взгляд, большая однородность рапакиви при очень значительном объеме в классических районах развития этой породы. Эти затруднения не имеют такого значения в массиве Бердяуша, сравнительно небольшом, и, наоборот, очень неоднородном даже в пределах распространения рапакиви, которое, как мы видим, представляет ряд разновидностей.

Допуская в качестве причины образования рапакиви явления гибридизма, мы вместе с тем должны признать, что первоначальная гранитовая магма: 1) была относительно богата калием, 2) что она была достаточно активна, реагируя с основными породами. Контакты финляндского рапакиви с метабазитами показывают высокую способность гранитной магмы рапакиви к проникновению в окружающие породы, как это подробно описано Седерхольмом (*62*).

В числе наблюдавшихся им явлений заслуживает особого упоминания нахождение овоидов калиевого полевого шпата с олигоклазовой каймой, свойственных рапакиви, но заключенных внутри ксенолитов. Мы видели подобные же явления и в ксенолитах Бердяушского массива. Такие овоиды, согласно Седерхольму, свидетельствуют о проникновении гранитной магмы в сланцеватую породу, давшую ксенолиты. Однако, в массу боковых пород, главным образом, проникают аплитовые и пегматитовые жилы, связанные с рапакиви, обнаруживающие общие черты с этой породой в минералогическом составе, но только редко содержащие овоиды, свойственные типичному рапакиви (Седерхольм, l. c.).

Для рапакиви в числе других признаков указывается на постоянное нахождение флюорита. Можно ли из этого заключить об особенном богатстве фтором этой магмы? До известной степени это может быть, так как такое повышение фтора как будто замечается и в эманациях других богатых калием гранитов, но присутствие фтора в самом рапакиви, именно в виде флюорита, может также явиться следствием фиксации этого элемента в виде относительно трудно растворимого соединения при реакции гибридизма.

Существенным отличием рапакиви Бердяушского массива от типичных рапакиви финляндских месторождений является форма его залегания и геологические отношения к другим породам.

Относительно классического месторождения рапакиви около Выборга первоначально Седерхольм (*64*) считал, что здесь рапакиви заполнило открытое огромное понижение типа грабена; он назвал эту форму залегания тафролитом. Коген и Деке (*26*) считали массив рапакиви лакколитом. Седерхольм (*65*) позднее, когда обнаружились интрузивные контакты, присоединился к этому мнению, не отрицая возможности и батолитового залегания.

Валь (*75*) таким образом представляет образование Выборгского массива рапакиви. Магма проникла по трещине, когда-то бывшей в центральной части массива, где теперь много включений обломков. На сравнительно высоком горизонте она от этой трещины распростра-

нилась в стороны по горизонтальной трещине среди окружающих, относительно холодных, пород. Край магматической массы действовал как горячее лезвие, раздвигая трещину. Мощность образующейся таким образом интрузивной залежи может быть составляет только немного сотен метров. В зависимости от температуры магмы, в контактах с вмещающими породами наблюдаются то более распространенные слабые контактовые воздействия, то заметный «интрузивный» контакт.

В южной части массива магма прорвалась на поверхность и здесь с ней, возможно, связаны кварцевые порфиры (Хохланд и другие острова) и сопровождающие их туфы.

Темные породы возникли, как остаток от масс основных пород, проникших из глубины в одну из первых стадий интрузивного процесса; непосредственно за ним следовала часть гранитовой магмы, которая интрузивно проникла в основные породы, и затем в огромном масштабе внедрилась калиевая магма рапакиви, далеко распространившаяся по трещине, преобразуя основные породы в тирилиты, сиениты и т. д. Лакколитообразное тело рапакиви несогласно с круто падающей сланцеватостью вмещающих гранитогнейсов («дискордантный лакколит»).

Валь допускал относительно небольшую мощность этой интрузии по сравнению с горизонтальным протяжением. Хакман (*36*), подробно изучивший северную краевую часть Выборгского массива рапакиви, приходит к другим представлениям. Он подробно останавливается в заключительной части своей работы на механизме интрузии рапакиви и считает, что причиной и явлениями, сопровождавшими внедрение магмы, были эпейрогенические вертикальные движения. Выборгский массив, по его представлениям, является батолитом, а не интрузивным слоем сравнительно небольшой мощности. Значительное распространение выборгского рапакиви на глубину как будто бы подтверждается и гравиметрическим исследованием У. Песонена (*56*).

Относительно южнорусских рапакиви В. И. Лучицкий ограничивается кратким замечанием, что они имеют тот же характер залегания, как и финляндские рапакиви, представляющие лакколитовидные массы. Он указывает, однако, только на глубинный характер контакта с окружающими породами и «случаи частичных явлений вплавления отдельных кусков более древних пород».

Размеры площади, на которой выступают рапакиви Выборгского массива, измеряются с запада на восток 180 *км*, с севера на юг от 60 до 130 *км*, причем часть массива скрыта под морем. Эти размеры колоссальны, если их сравнить с размерами Бердяушского массива, вся длина которого, как мы видели, составляет 9—10 *км*, а ширина всего 3½ *км*, причем порядочная часть в середине этой площади занята другими породами. Мы видели также, что по отношению к окружающим породам и по внутреннему строению массив Бердяуша надо скорее всего считать за шток, т. е. форму, мало похожую на форму залегания выборгского рапакиви.

Такое огромное различие и в размерах массивов и в форме залегания уральских и финляндских рапакиви à priori позволяет думать, что процессы образования той и другой породы не могут быть вполне одинаковыми, и тем поразительнее является то петрографическое сходство во многих деталях, которое видно из изложенного выше описания наших пород.

Естественно, приходится искать все-таки некоторые общие черты в истории формирования массивов. Очень существенной особенностью мне представляется то, что и там и здесь в образовании массива мы имели сначала интрузию основных пород, предшествовавшую внедрению гранитовой магмы. И там и здесь от этой интрузии сохранились лишь остатки, заключенные среди гранита, измененные им в большей или меньшей степени и превращенные в гибридные породы. В массиве выборгского рапакиви «темные породы» играют сравнительно незначительную роль. В Бердяушском штоке относительное количество темных меланократовых пород, весьма разнообразных — от диабазов до типичных гибридных диоритовых и сиенито-диоритовых пород, относительно более значительно.

Таким образом, намечаются общие черты в магматической истории от начала интрузии до образования рапакиви. Образованием колоссальной массы рапакиви и с ним связанных аплитов и др. пород магматическая история Выборгского массива закончена.

В Бердяушском штоке мы видим ее продолжение в появлении других более поздних пород — сиенитов и нефелиновых сиенитов. К ним мы перейдем в дальнейшем, а сейчас остановимся на тесно ассоциирующихся с рапакиви гибридных породах и самом явлении гибридизма, с которым связано возникновение этих пород.

О ГИБРИДИЗМЕ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД ВООБЩЕ И О ГИБРИДАХ БЕРДЯУШСКОГО МАССИВА

Понятие о «гибридизме» в образовании изверженных пород и о возникновении «гибридных» пород было введено, как известно, Харкером (*41*) при изучении горных пород острова Скай. Он рассматривал этот процесс, как «в некотором смысле обратный дифференциации», хотя по существу явления гибридизма, с одной стороны, и дифференциации, с другой, настолько различны, что едва ли можно их как-либо сравнивать. В изученных Харкером случаях гранитовая магма захватывала и изменяла уже кристаллическую породу-габбро, при этом между обеими породами возникали такие своеобразные тесные взаимные отношения, что приходится думать, что они не были разделены большим промежутком, времени в своей интрузии. «Petrographical phenomena (to be described below) can scarcely be explained except on the supposition that the first rock (gabbro) was still hot, and even in some cases its consolidation was not yet perfectly completed, when second rock was intruded in juxtaposition with it». [1]

Это ограничение понятия гибридизма такой близостью во времени интрузий, естественно, должно было отпасть, когда пришлось встретиться с подобными явлениями в других геологических условиях. Чрезвычайно трудно в каждом отдельном случае судить о том промежутке во времени, какое протекло между кристаллизацией основной породы и последующим внедрением гранитовой магмы; в огромном большинстве случаев суждение об этом остается гипотезой, и едва ли

[1] «Петрографические явления (которые будут описаны ниже) едва ли могут быть объяснены иначе, чем допущением, что первая порода (габбро) была еще горячей и даже в некоторых случаях ее затвердевание еще не было совершенно завершено, когда вторая порода была интрудирована и приведена в соприкосновение с ней».

можно на таких гипотетических основаниях давать определение явлению, несомненно распространенному и имеющему достаточно важное значение в петрогенезисе. Некоторые авторы, особенно в последнее время в русской литературе, наоборот, расширяют рамки термина гибридная порода, распространяя его на всякие случаи образования пород, возникающих от смешения вещества из двух источников, употребляя его как термин, указывающий «только на двоякое происхождение частей, составляющих в целом породу» (Лодочников). Гибридными (или «гибридизированными») породами называют породы, возникшие в результате воздействия магмы на контактовые породы (например, роговики, как это описывает В. Н. Лодочников) или кристаллические сланцы (амфиболиты у Г. А. Соколова, *14*). Неопределенность термина еще более усиливается тем, что те же самые породы другие авторы (Ферсман) называют «мигматическими» породами, тоже в достаточной мере произвольно распространяя термин Седерхольма, предложенный для обозначения иного рода явлений.

Рид (*58*) справедливо указывает, что было бы желательно ввести подходящий термин для пород, которые произошли в результате усвоения осадочного материала магмой, и предлагает для этого термин контаминированные (контаминация — загрязнение) породы. Он обращает внимание на то, что термин «гибридный» автором его, Харкером, рассматривается в более специальном значении, так как он введен для обозначения пород, происшедших или от смешения двух магм, или вследствие ассимиляции пород, уже застывших, магмой позднейшей интрузии.

Нельзя не присоединиться к стремлению Рида придать терминам гибридизм и гибридные породы более определенное значение и не расширять их на все случаи загрязнения (контаминации) магмы чуждым или родственным ей материалом, и тогда, разумеется, следовало бы отличать от гибридизма группу явлений, связанных с усвоением магмой совершенно чуждого вещества осадочных пород. Может быть, было бы удобно к этому случаю применить также термин смешанные породы, миксто-породы. Однако, термин гибридные породы уже получил у некоторых авторов объем, охватывающий и случаи усвоения осадочного материала (Дэли, Граут). Поэтому, по крайней мере, следует различать родственный гибридизм от ксеногибридизма. Ограничивая родственный гибридизм явлениями усвоения магмой вещества других изверженных пород, можно расчленить эти явления по следующим признакам:

а) Интрудированная магма действует на породы, образовавшиеся задолго до ее внедрения, может быть, даже относящиеся к другому вулканическому циклу.

в) Интрузия магмы последовала непосредственно вслед за застыванием породы, на которую она воздействовала. Это тот классический случай, на котором было установлено явление гибридизма Харкером.

Оба эти случая важно различать прежде всего с геологической точки зрения, но, очевидно, они различны и в отношении физико-химических условий возникновения гибридной породы. В другой работе я предложил различать эти случаи под названием мультипостумного и паулопостумного гибридизма.

Еще более важным основанием для расчленения процессов гибридизма, как в том, так и в другом из указанных случаев, является природа породы, с одной стороны, и магмы, с другой. Необходимо раз-

личать случаи: 1) когда основная порода подвергается действию более кислой; так как обычным порядком интрузий является порядок возрастающей кислотности пород, то этот случай является наиболее распространенным и его мы можем обозначить как нормальный гибридизм; 2) когда основная магма действует на более кислые породы. Это случай, для которого можно применить название обратного гибридизма. Существенное различие этих двух типов в отношении характера реакций между магмой и горной породой, на которую магма действует, указано Боуэном (*19*).

Что касается случаев ксено-гибридизма или контаминации магмы веществом осадочных пород, то совершенно ясно здесь могут различаться случаи примеси и усвоения: a) кварцевых и кремнистых пород, b) глинистых пород и c) карбонатовых пород.

Наконец, образование мигматических гнейсов протекает в условиях, отличных от всех перечисленных явлений. Сопровождаясь глубоким метаморфизмом пород осадочной свиты, мигматизация приводит к возникновению новых метаморфических пород, в которых и в вещественном составе и в структуре (и текстуре) отражаются следы их двойственного происхождения. Кристаллизационная слоистость, связанная с метаморфическим процессом, сливается, так сказать, с унаследованной слоистостью осадочной толщи. Высокое давление обусловливает богатство гранитной магмы летучими компонентами (ichor), и ее состояние, быть может, существенно отличается от состояния гранитовой магмы, участвующей в явлениях гибридизации в тесном смысле слова. Существенно отличен и самый способ воздействия магмы в чуждые ей породы (проникновение lit par lit и т. д.).

В следующей табличке сопоставлены разные случаи взаимодействия магмы и пород, в которые она проникает.

Гибридизм вообще:

I. Гибридизм родственный:

A_1 — паулопостумный { 1) нормальный. 2) обратный.

B_1 — мультопостумный { 1) нормальный. 2) обратный.

II. Ксено-гибридизм, связанный с контаминацией осадочным материалом:

A_2 — кремнистых и кварцевых пород.
B_2 — глинистых пород.
C_2 — карбонатовых пород.

III. Мигматизация и образование мигматических гнейсов.

При всех этих процессах происходит ассимиляция магмой чуждого ей вещества, и мы можем различить эти случаи лишь тогда, когда эта ассимиляция не зашла дальше некоторого предела. Но если ассимиляция настолько глубока, что уже потерялись объективные следы двойственного происхождения породы, можем ли мы ее называть гибридной породой или смешанной породой? Я думаю, что нет. Материал прежних изверженных и осадочных пород может быть входит, как существенная составная часть почти всякой магмы, если признать, что магма с ее способностью к извержению, зарождается в толще земной коры тем или иным способом. С точки зрения, например, представлений Дэли о воз-

никновении гранитной магмы как синтектики базальтовой магмы с кислой верхней частью земной коры, или представлений Холмса о роли реакций между перидотитовым слоем и более высокими зонами, наконец, многочисленных сторонников происхождения щелочных пород при ассимиляции карбонатных отложений, чуть не все изверженные породы окажутся гибридными, если мы расширим понятие гибридизма и контаминации на все случаи взаимодействия магмы и чуждых ей пород.

Я думаю, что мы можем и должны эти понятия ограничить случаями, когда петрографические признаки породы (неоднородность сложения, наличие таких комбинаций минералов, которые не отвечают обычным равновесиям в магматических расплавах, особые структуры и т. д.) не позволяют поместить ее в ряд пород обычных, нормальных, т. е. мы должны ограничиться применением его к случаям видимых или очевидных гибридов (visible hybrides), как их называет Дэли (*27*), который отмечает, что «the normal result of assimilation should not be an obviously hybrid rock».

Не только глубинная ассимиляция, как ее понимает Дэли, может привести к таким «нормальным результатам». Так, «габброидные диориты», обнаженные в контакте гранитов горы Магнитной (у подножья горы Березовой) с рудоносной толщей, не обнаруживают никаких существенных признаков, отличающих их от габбро, хотя геологически почти несомненно их появление связано с ассимиляцией известняков.

Мы знаем примеры, когда породам, которые были описаны как типичные нормальные диориты и кварцевые диориты, приписывается тоже происхождение путем контаминации магмы посторонним веществом. То же происхождение принимается для кварцевых диоритов Аррана и Мулла шотландскими петрологами, причем предполагается реакция гранитной магмы с габбро (*74*).

С другой стороны, наоборот, Клемм (*46*) рассматривает «классические» диориты Оденвальда, являющиеся краевой фацией габбро, как результат резорбции габбровой магмой богатых кремнеземом сланцев.

Описывая контаминированные граниты из Alderney, Нокольдс (*53*) замечает, что, если бы не подозревать контаминации или если бы гранит не был подробно исследован, он мог бы сойти за совершенно нормальную породу.

Пабст (*55*) описывал «автолиты» в гранитах Сьерра Невады, которые Нокольдс считает ксенолитами, подобными ксенолитам Bibette Head, хотя здесь не видно прямой связи с чуждыми породами.

Вспомним, что типичные эссекситы из Эссекса (Массачузетс) оказываются гибридными породами, хотя прямых признаков этого в самой породе мы не видим.

В других случаях гибридный характер породы может быть легко доказан и минералогически и петрографически. Подобные явления имеют место в габбро Палле, давно изученном Лакруа (*49*), и в упоминавшихся породах Абердиншира, изученных Ридом (*59*).

В этих примерах появление кордиеритовых норитов представляет случай возникновения пород явно ненормального состава.

В большом батолите Хук (Hook), в северо-западной Родезии, интересны породы краевой фации, которым Murray Hughes и Fitch (*52*) приписывают происхождение путем ассимиляции известняка гранитовой магмой. Здесь, с одной стороны, появляются обогащенные известью типы авгито-кварцевых сиенитов, авгитовые сиениты, скаполитовые диориты и габбро, авгитовые и роговообманковые габбро, с другой сто-

роны, — щелочные граниты, канкринитовые и содалитовые сиениты. Интересно в особенности развитие скаполита, частью близкого к мариалиту, частью более известковистого, ясно указывающего на необычные условия возникновения пород.

Примеры гибридизма, описанные в литературе, многочисленны и разнообразны. Для нашей цели нет надобности в этой работе разбирать их с исчерпывающей полнотой, но все же необходимо остановиться на некоторых наиболее типичных и лучше других изученных. Важны, конечно, не мнения авторов, а тот фактический материал, который ими приводится. На эту сторону мы и обратим внимание.

В настоящее время нас интересует, главным образом, только одна группа явлений, именно, явление собственно гибридизма или родственного гибридизма, и при том, как мы можем предполагать на основании геологических данных, паулопостумного гибридизма.

Классическими исследованиями явлений гибридизма являются указанные работы Харкера на острове Скай. Я ограничусь только тем, что приведу ряд фактов, важных с точки зрения сравнения с тем, что мы наблюдали в Бердяушском массиве.

Харкер указывает ряд «интересных явлений», показывающих, по его мнению, что в некоторых местах габбро частично «расплавлялось» в соседстве с интрудированной гранитной магмой. Расплавленный материал усваивал небольшое количество кислой магмы, и в результате получились несколько менее основные породы, чем нормальное габбро, отличающиеся от него и по минералогическому составу. В числе таких образцов он приводит пример из Craeg Strollamus — довольно темной породы, сравнительно крупнозернистой, с пятнистой текстурой, или, как выражается Харкер, с некоторой тенденцией к разделению темных и светлых компонентов пятнами. Темный минерал — роговая обманка, иногда волокнистая, замещающая авгит, но не только в виде псевдоморфоз, а и в самостоятельных неделимых. В другом образце, довольно мелкозернистом, с восточного склона Allt a'Choire, видны тонкие жилочки гранитового состава, под микроскопом не очень резко отделенные от окружающей массы. Последняя состоит из темной роговой обманки и плагиоклаза (лабрадор и олигоклаз).

Одновременно с превращением габбро в более кислые породы, сама кислая порода изменяется в обратном направлении. Начальные стадии ассимиляции габбрового материала встречаются в образовании пород гранитного состава с обильными ксенолитами («шлирами») более основного состава. Как наиболее яркий пример этого, Харкер приводит ксенолитовые гранофиры из Kilchrist. Они переполнены частично «переваренными» габбровыми ксенолитами, хотя массы габбро по соседству отсутствуют и его обломки происходят из невидимого источника. В то же время, хотя гранофир находится частью в контакте с кембрийскими известняками и, главным образом, с вулканическими агломератами, ксенолиты известняков в нем отсутствуют, а обломки вулканических пород редки. Харкер считает возможным гипотетическое допущение габбровой массы, находящейся ниже и происходящей из того же источника, что и гранофир. Нельзя не отметить некоторого сходства этих отношений с тем, что мы имеем в Бердяушском массиве, где источником темных ксенолитов такситовых участков в рапакиви также является невидимая масса меланократовых пород.

В гранофирах Kilchrist'a отмечается частая пятнистость. Темные пятна обуславливаются стремлением цветных минералов стягиваться

в группы, но местами такие пятна переходят в более ясные ксенолиты. Ксенолиты макроскопически часто имеют расплывчатые очертания. Под микроскопом «явные ксенолиты не часто распознаваемы, как таковые, хотя, несомненно, чуждый материал распределен повсюду». Некоторые составные части габбро фигурируют уже, как ксенокристаллы.

Интересно указание Харкера на обилие в гибридных породах из Kilchrist'a, а также из Marsko, апатита, иглы которого постоянно присутствуют, хотя довольно прихотливо распределены. При этом автор отмечает, что габбро острова Скай бедно этим минералом. Ксенокристаллы цветного минерала представлены роговой обманкой. Она существенно не отличается от той, которая развивается при гибридизации в габбро, замещая там авгит, но в ксенокристаллах гранофира она обнаруживает собственные кристаллические очертания. Ксенокристаллы основного плагиоклаза (лабрадора) редки. В гибридах преобладает более кислый плагиоклаз, главным образом, олигоклаз.

В числе других особенностей, сопровождающих эти явления гибридизации, необходимо отметить также описываемое Харкером образование зерен кварца с венчиками из роговой обманки. В одном примере видны кольцеобразные агрегаты, около 0,1 дюйма в диаметре, роговообманковых кристаллов, окружающих участки светлого кварца. Часто видно, что кварц облекает роговообманковые кристаллы и в некоторых шлифах пронизан иглами актинолита. Такие участки кварца совсем отличны от псевдопорфировых зерен, обычных в гранофирах; повидимому, они позднейшего образования, но не непременно вторичного, в обычном смысле этого слова. «Они, вероятно, занимают пространство, освободившееся в связи с распадом ксенолитов, и совершенно отличны от обычных друз». Харкер в связи с этим указывает, что некоторые авторы, описывая ксенолиты кислых пород в базальтах и диабазах, отмечают стремление к образованию пустот, обычно выполненных позднейшими продуктами.

Особенно замечательны явления гибридизации в Марско и около Гламинга. При этом образуются не только отдельные небольшие ксенолиты, оторванные от некоторого подземного источника, но возникают большие тела в форме жил и интрузивных залежей. Образуется особая порода «марскоит» — порфировидная, с крупными кристаллами лабрадора и содержащая, несмотря на свой в общем основной характер, кварц, обычно в видимых зернах. Хорошие обнажения позволяют видеть ряд интересных соотношений между породами. В промежуточной зоне между марскоитом и прилегающим порфировым фельзитом появляется гибридная порода промежуточного характера, пятнистого вида, с темными и светлыми частями, то довольно резко разделенными, то переходящими одна в другую. Отдельные массы марскоита обособляются от измененного габбро и целиком окружены кислой породой. Харкер заключает, что марскоит является не просто модификацией габбро in situ, но представляет отдельный акт интрузии. Марскоиты образуют иногда жилообразные массы. Интересный пример дает обрыв Fiaclan Dearg, сложенный, главным образом, измененным габбро, к северу от которого отходит жилообразная масса марскоита; граница ее резкая и, как замечает Харкер, «без подробного исследования она может сойти за дайку, рассекающую гранит».

Условия залегания изверженных пород Марско Харкер суммирует таким образом. Они распадаются на три типа: габбро, марскоит и кислые породы. Они были интрудированы в порядке, как они названы.

Габбро было наиболее ранним образованием и существовало в форме больших дайкоподобных тел, без сомнения более непрерывных, чем теперь, с более или менее постоянной мощностью. Марскоит был интрудирован по краю габбро во многих местах и, таким образом, также имел жилообразный облик. Далее, не невероятно, что кислые породы были также интрудированы впервые на манер дайк, следуя еще прежним каналам; но подавляющий объем кислой магмы, которая была внедрена, местами стер следы этого и в дальнейшем остались только значительно корродированные остатки более древних основных пород. Характер взаимных реакций, имевших место между отдельными породами, указывает, что они были интрудированы в довольно быстрой последовательности, и иногда даже более ранняя не была вполне застывшей при интрузии следующей.

Петрографические признаки гибридных пород Марско заключаются, по Харкеру, главнейше в следующем:

1. Тип изменений представляет «импрегнацию и внутреннее плавление» (internal fusion) габбро кислой магмой. В темной габброподобной породе развиваются таблицы бурой слюды, авгит превращается в светлозеленую роговую обманку, кварц — в интерстициях, небольшие кристаллы бурой роговой обманки, таблички темнобурой слюды, главным образом, вокруг рудных зерен. Интересно также отмечаемое Харкером обилие апатита. Более сильно измененные гибридные породы значительно уклоняются от нормального типа горных пород. «Минералогически они содержат слишком мало кварца по сравнению с гранитами и слишком много цветного минерала по сравнению с кварцевыми сиенитами, тогда как природа полевошпатовых составных частей отличает их от кварцевых диоритов». Для некоторых образцов характерен пятнистый вид. Преобладающий цветной минерал — роговая обманка; авгит иногда в виде ядер; присутствует биотит. Полевой шпат, главным образом, олигоклаз, но вместе с ним еще и ортоклаз; кварц — последнее выделение. Автор обращает внимание на то, что диффузия гранитного материала внутри основной породы ксенолитов происходила очень легко, без перемешивания их вещества.

2. Ряд изменений наблюдается в самой кислой породе. Они для нас в настоящий момент менее интересны, и здесь можно ограничиться лишь общим замечанием, что порода становится темнее, обогащаясь железисто-магнезиальными минералами. Появляются ксенолиты, придающие ей пятнистый вид; несмотря на их индивидуальность, они образованы целиком или почти целиком новыми минералами. Характерно развитие роговой обманки и биотита; наряду с основным плагиоклазом возникает олигоклаз; всегда имеется кварц.

Очень интересны особенности той породы, которую Харкер называет марскоитом. Это темная, мелкокристаллическая порода, с порфировыми выделениями тонкоштриховатого свежего плагиоклаза и местами с небольшими зернами кварца. Выделения плагиоклаза имеют состав среднего лабрадора. Кварцевые зерна, когда их много, имеют около $^1/_{20}$ дюйма в диаметре. Они обнаруживают в различной степени «округление», коррозию и обладают каемкой зернистого авгита или обычно роговой обманки, указывающей на их чуждое происхождение. Получающиеся полевые шпаты, частью ортоклаз, также несколько корродированы и изменены основной магмой, их окружавшей. Главная масса породы состоит преобладающе из зеленовато-бурой роговой обманки и полевого шпата: немного магнетита и кварца. Обращает

внимание бесчисленное множество мелких иголочек апатита, содержащихся в породе. Последний признак Харкер подчеркивает во многих примерах описываемых им гибридных пород. В некоторых случаях вместо роговой обманки или наряду с ней имеется и пироксен.

На основании петрографических признаков Харкер считает, что марскоит представляет основную магму, которая захватила гранитный материал и при его частичной абсорбции сделалась несколько более кислой. Кварц и кислый полевой шпат не прямо произошли из соседней кислой породы или, по крайней мере, это не может быть общим объяснением их присутствия, но в некоторых случаях заметно, что эти квази-чуждые элементы делаются более обильными по соседству с кислой породой.

На Glamaig марскоит залегает наподобие интрузивных залежей среди гранофира и в контакте его с измененными базальтовыми лавами. В марскоит проникают из лежачего бока апофизы гранофира и в последнем обильные темные ксенолиты. По представлению Харкера, марскоит представляет особую самостоятельную породу, внедрившуюся в виде интрузивных залежей на разных горизонтах базальтовых лав, а затем последовала интрузия (invading) кислой магмы в гораздо более значительном объеме, следуя поверхностям интрузивных залежей марскоита, иногда охватывая их с обеих сторон. Марскоит этих залежей во всех существенных особенностях близок к тому, который образует жилообразные тела Марско.

Харкер думает, что не следует предполагать, что характерные для марскоита кристаллы лабрадора произошли от дезинтеграции твердого габбро; скорее можно предположить, по его мнению, что после интрузии габбро началась кристаллизация его в интрателлурических условиях, образовались кристаллы лабрадора, причем следующее затем изменение остаточной магмы прибавлением гранитного материала дало начало марскоиту. Дальнейшие изменения в том же направлении заключаются в образовании гранофира с частично усвоенными ксенолитами марскоита; отдельные кристаллы лабрадора этой породы освобождаются и заключены в гранофире в виде ксенокристаллов. От образцов с хорошо сохранившимися ксенолитами марскоита имеются все переходы к гранофирам с неравномерно (обычно) распределенными роговой обманкой, магнетитом и апатитом. Наличие порфировой структуры в марскоите является, бесспорно, одной из самых интересных его особенностей. Подобное явление описывает Нокольдс в гибридных породах (ксенолитах), включенных в граниты Bibette Head (Alderney). Порфиробласты плагиоклаза развиваются внутри ксенолитов наподобие фенокристаллов, что особенно ясно видно в начальных стадиях процесса контаминации. В некоторой степени это явление аналогично образованию овоидов рапакиви, развивающихся в ксенолитах, заключенных в этой породе и в контактах.

Соотношения гранита с боковыми породами на островах Джерси так блестяще обнаруживаются в береговых разрезах, как нигде в Европе, и это дало возможность столь детально изучить их, как это сделали Уэлс и Вульдридж (*45*).

Здесь в некоторых местах по северному берегу видно, как подъем гранитной магмы был задержан практически непроницаемым слоем габброидного состава, и тут поглощение материала кровли привело к образованию гибридных пород, в общем диоритового облика.

В основную породу гранит проникает в виде языков; более тонкие апофизы проникают по разным направлениям, образуя местами запутанную сеть жилок, а в граните у окраины рассеяны ксенолиты всех размеров и форм. Как кислая, так и основная порода прорезаны полого падающими жилами аплита. В некоторых случаях очертания ксенолитов криволинейные, встречаются и округлые включения; эту округлость формы авторы, однако, не склонны приписывать коррозии или ассимиляции, но считают ее результатом своеобразного отслаивания габбро при нагревании.

Очень интересное явление обнаруживается в некоторых ксенолитах: их структура по краям становится более мелкозернистой, давая ложное впечатление более быстрого застывания их массы в контакте с гранитом. При этом вообще, чем более темной и мелкозернистой кажется эта «краевая фация», тем резче контакт включения с гранитом. Наряду с такими ксенолитами имеются случаи, когда, наоборот, границы их расплывчаты, и авторами указывается и изображен пример, где с одной стороны ксенолит обладает резкой темной мелкозернистой каемкой, а с другой — в виде облачных потоков расплывается в окружающей массе гранита. Это разнообразие форм авторы считают возможным объяснить с точки зрения реакции вещества включений с окружающей массой.

Не сомневаясь, что габбро и гранит являются комагматическими, авторы отмечают, что между интрузиями первого и последнего произошел перерыв, достаточный для застывания габбро и развития в нем трещин отдельности.

В обнажениях северного берега встречаются два главных типа гранита: серый порфировидный гранит и среднезернистый непорфировый лейкократовый гранит. В некоторых местах габброидные ксенолиты окружены неширокой каймой серого гранита, заключенного, в свою очередь, в красном лейкократовом граните. Серый гранит здесь представляет как бы реакционную зону между габбровыми ксенолитами и магмой красного гранита. Этой же реакцией объясняется частое нахождение ксенолитов в сером граните, обнаруживающих разные стадии «растворения», и редкое присутствие их в красных. Серые граниты являются результатом взаимодействия магмы красных гранитов, представляющих главный тип, и основной магмы. Взаимодействие это имело место на большей глубины и раньше образования гибридов, подобно тому, как это имело место на Марско, на острове Скай. Нужно заметить, однако, что раньше Паркинсон считал, что серый порфировый гранит представляет самостоятельную интрузию, предшествующую интрузии красного.

Уэлс и Вульдридж отмечают, что указанные выше отношения не всегда хорошо выдерживаются: в скалах Sorel Point, например, встречаются жилы серого гранита в красном, которые можно проследить на несколько метров. В контакте видно охлаждающее влияние красного гранита на серый. Это указывает на отсутствие полного синхронизма событий на всей площади.

Из петрографических особенностей пород для нас интересны те признаки гибридизма, которые наблюдаются в основных ксенолитах. С одной стороны, здесь возникают породы с минералогическим составом слюдяного кварцевого диорита, гибридный характер которых проявляется в таких признаках, как перекристаллизация авгита в мозаику мелких зерен роговой обманки с примесью сильно окрашенной

слюды, с другой, — тут появляются оригинальные породы с округлыми зернами кварца, отороченными темными венчиками роговой обманки. Каменотесы называют их здесь «птичьими глазками». Эти образования одинаковы с теми, что нами были описаны выше (стр. 150). Соотношение роговой обманки к кварцу, как отмечают Уэлс и Вульдридж, свидетельствует о том, что последний является ксенокристаллами, и они указывают на то, что подобные же образования наблюдаются в марскоитах острова Скай, что мы уже видели выше.

«Можно было бы предположить», — пишут авторы, — «что габбро прорвалось через уже застывший гранит (так как здесь нет осадочного источника кварца) и ассимилировало полевой шпат, оставивши кварц в виде частью корродированных ксенокристаллов. Позднее появился гранит нашего комплекса и произвел значительные изменения в габбро, ставшем более кислым, без изменения, однако, ксенокристаллов. Это возможный, но слишком сложный процесс, и потому кажется более правдоподобным, что кварц выделился из гибридной магмы на более поздней стадии кристаллизации».

Образование гибридных пород в контакте между тоналитами и более ранней краевой норитовой частью гранитной площади Loch Doon, Galloway указывают Гардинер и Рейнолдс (*31*).

Обычным признаком гибридизма здесь служит появление пород, принадлежащих по всем признакам к тоналитам, но содержащим в обильном количестве пироксен.

К числу таких же признаков, может быть, относится любопытное помутнение плагиоклазов в центральной части.

Дартмурские граниты (*23*), о которых мы уже упоминали, разбирая структуру рапакиви, также обнаруживают явления гибридизации и контаминации под влиянием материала как осадочных пород (сланцев), так и основных изверженных, являющихся более ранними продуктами дифференциации магмы. Для нас сейчас представляют интерес именно эти «основные включения». Одной из характерных черт микроструктуры этих включений являются крупные зерна кварца с неправильными очертаниями, иногда содержащие пойкилитовые включения других минералов; распространены также микрографические прорастания кварца с плагиоклазом, переходящие в мирмекиты.

Между магмой и ксенолитами происходит обмен вещества, так что ксенолиты, утрачивая свои первоначальные особенности, приобретают новые, и контраст между ними и захватившей их породой сглаживается. Изменение состава ксенолита не представляет простого аддитивного процесса; происходит своего рода двойной обмен между ксенолитом и магмой. Ксенолит, как отмечают авторы, не имеет определенной точки плавления; плавление его фракционное и селективное, зависящее от соотношения слагающих его минералов и текстурных особенностей.

В ксенолитах происходят, главным образом, явления реакционного типа: авгит изменяется в роговую обманку, роговая обманка в биотит, с образованием побочных продуктов: рудных минералов, рутила, сфена, цоизита, эпидота, кварца; резорбция и возникновение зональной структуры в плагиоклазе и образование биотита отчасти за счет рудного минерала.

Нужно заметить, однако, что в дартмурских гранитах основные включения хотя и похожи на ксенолиты, образующиеся при типичных явлениях гибридизма, однако, не обнаруживают ясной геологической связи с диабазами и далеко не в такой степени могут служить образцом этих процессов, как, например, описанные в том же томе Quart. Journal of Geolog. Society Томасом и Кампбелл-Смитом (*72*) явления гибридизма гранитов Трегастель-Плюманак с берегов Бретани. Здесь в береговых обнажениях превосходно виден красный гранит, замечательный большим числом основных включений, представляющих ясный пример гибридизма между гранитом и более ранней интрузией оливинового норита. Мы не будем останавливаться на петрографических особенностях гранита данного месторождения; отметим только, что он представлен двумя главными типами: равномерно-зернистым биотитовым микроклин-микропертитовым гранитом и порфировидным типом микропертитового гранита, тоже с биотитом. Кроме того встречаются мелкозернистые и более богатые биотитом местные разновидности, а также аплитовые жилы.

Включения обильны в порфировидном граните; некоторые из них являются включениями роговиков, но бо́льшая часть — серые пятнистые тонкозернистые породы, имеющие вид изверженных, местами с порфировыми выделениями полевого шпата, по внешности похожими на порфировые вкрапленники в граните. Эти ксенолиты преимущественно округлых очертаний, размером обычно от 8 до 30 *см* в поперечнике. По составу они имеют характер кварцевых сиенито-диоритов с равным количеством кислого олигоклаза и ортоклаза; кварц всегда присутствует, иногда в биотитовых типах; обильны цветные минералы: биотит и роговая обманка, присутствующие в разных отношениях.

Внутри гранитной площади, в центральной ее части, выступает основная порода, представленная большая частью оливиновым норитом, но он переходит в более кислые разности с моноклинным пироксеном и с роговой обманкой; появляется также и биотит, и таким образом получаются переходы от оливиновых пород через гиперстеновые габбро и авгитово-слюдяные диориты до кварцевых слюдяных диоритов и даже до богатых плагиоклазом гранитов.

Авторы обращают особое внимание на наблюдающиеся уже макроскопически овальные кварцево-полевошпатовые пятнышки, в общем, как увидим, опять очень близкие к некоторым из тех, которые были описаны нами выше из гибридных сиенито-диоритов.

В трегастельских породах кварцево-полевошпатовые глазки состоят из пертитового ортоклаза и кварца, иногда в пегматитовых прорастаниях или же расположенных концентрически. Они обычно окаймлены полным кольцом бледнозеленого моноклинного пироксена, идиоморфные кристаллы которого вдаются в тело полевого шпата и кварца. «Пироксен кольца», — как пишут авторы, — «видимо выстилал полость, которая впоследствии была заполнена полевым шпатом и кварцем или последовательно или в виде микропегматита». Они сравнивают их с глазками, наблюдающимися, как указал Флетт (*30*), в некоторых камптонитах, и отмечают богатство кварца жидкими и газовыми включениями. Вместо пироксеновых венчиков вокруг кварцевых зерен в других случаях появляются каемки роговообманковые, особенно в более кислых типах сиенитового облика или в породах, отвечающих стадиям кварцевого биотитового диорита или слюдяного диорита. Кроме кварцевых глазков в гибридах Grève St. Anne упоминаются и

изображены крупные ксеноморфные зерна щелочного полевого шпата — особенность, также сходная с описанными нами выше явлениями.

Обсуждая вопрос о происхождении ксенолитов, Томас и Смит рассматривают их как результат гибридизации под действием на первоначальный основной оливиновый норит той части гранитовой магмы, которая была еще флюидной или летучей в это время. Они считают, однако, что гранитовая магма, действовавшая при этом процессе, уже начала кристаллизоваться; ранние выделения олигоклаза и микроклин-пертита уже образовались, и гибридизация вызвана действием остаточной щелочной и богатой кремнеземом жидкой фазы, обогащенной летучими. Резкие границы гранита с гибридной породой и отсутствие фенокристаллов в последней рассматриваются как результат своего-рода фильтрующего действия массы основной породы, допускавшей свободную диффузию только остаточной жидкости. Эта жидкость реагировала с минералами основной породы, давая постепенные стадии прерывного реакционного ряда: оливин — гиперстен — авгит — роговая обманка — биотит; параллельно с этим происходило изменение в полевом шпате от лабрадора до олигоклаз-альбита. В связи с этими реакциями возникали и замечательные глазки, в которых, как мы видели, диопсид окружает позднее образовавшееся ядро из кварца и пертитового полевого шпата. Их нельзя объяснять как ксенокристаллы, подобные тем, которые описывались в базальтах. Кремнезем и щелочные элементы обособлялись в овальных участках, скорее подобных полостям пузырьков, производимых в других породах при выделении растворенных летучих составных частей. Пироксен или роговая обманка, образующие каймы, — те же самые минералы, которые образуются и в окружающей массе. Интересно отметить, что иногда в каемке вокруг полевошпатово-кварцевых глазков наблюдается амфиболизация пироксена.

Авторы отмечают также обилие акцессорных минералов — магнетита, сфена и апатита в ксенолитах, причем они особенно обильны в кварце и полевом шпате. Допуская, что магнетит мог образоваться за счет оливина первоначального норита, невозможно последний считать источником всего сфена и апатита в гибридной породе, и совершенно основательно Томас и Смит считают, что фосфорная и титановая кислота могли быть привнесены с кислым и богатым летучими остатком кристаллизации магмы.

Структура ксенолитов на всех стадиях гибридизации остается типичной структурой изверженной породы. Авторы считают, что это указывает на то, что при общей перекристаллизации массы основные включения были приведены в полужидкое или пластическое состояние (to a semi-fluid or plastic condition) присутствием находящегося в промежутках между кристаллами расплава (interstitial melt). Этим объясняются также порфировые ксенокристаллы полевого шпата и настоящий гранитовый материал, одинаковые с тем, что в окружающих гранитах внутри основных включений около их краев. Подобные порфировые вкрапленники в темных включениях мы видели и в бердяушских рапакиви, указывая их сходство с описанными Седерхольмом явлениями. Сходные явления указывают также Харкер на острове Скай и Коль в дайке около Glasdrummon Port, County Down (*40*). Несомненно, близкие образования представляют и «порфировые» или «порфиробластовые» кристаллы ортоклаза внутри темных включений в граните Shap. Грантэм (*33*) считает, что они поступили в виде раствора во включение,

которое допускало такое проникновение, и затем там кристаллизовались. В гранитах Flamanvile на подобные образования указывал Леклер (*51*) и, наконец, как уже упомянуто, Нокольдс — в гранитах Alderney.

Изменения в гранитах Трегастеля под влиянием ассимиляции основного материала менее заметны, чем изменения в ксенолитах. Указывается повышение содержания плагиоклаза и цветных минералов. Гранит изменяет свою красную окраску в серую. Особенно надо отметить появление структуры рапакиви, о котором мы уже говорили выше. Томас и Смит, указывая на другие примеры этого, отмечают, что и в типичной области рапакиви имеются основные породы — тирилиты, в которых разные авторы правильно усматривают гибридное происхождение.

При образовании типичных гибридов в результате этого процесса возникают породы, более или менее аномальные по составу, но все же обладающие всеми существенными признаками изверженной породы. Любопытны случаи, когда одновременно с этими явлениями наблюдаются здесь же и явления, которые приписывают «нормальному» контактовому метаморфизму, т. е. перекристаллизация по типу роговиков, или же изменения, имеющие характер гидротермального разложения. Пример такого сложного влияния кислой магмы кварцевых диоритов на габбро из Австралии недавно описал A. Jopline (*44*) в интрузии Cox's River в округе Hartley.

Здесь имеется небольшой сложный шток, в центральной части обнажающийся в виде габбро, а с периферии окруженный слюдяным кварцевым диоритом. Габбро по периферии в контакте с кварцевым диоритом обнаруживает изменения под влиянием последнего и является более древним, так что форма интрузии кварцевого диорита, согласно автору, представляет нечто вроде полого цилиндра с сводообразной вершиной, и он видит в ней некоторое сходство с знаменитыми кольцевыми дайками Шотландии.

Следующие типы габбро и изменения в них указываются в штоке Cox's River.

1. Габбро роговообманковое, измененное деутерическими процессами. Ядра пироксена с реакционными каймами роговой обманки и обрастание рудных минералов биотитом указывают на явления реакции с кислой магмой. Деутерические изменения — развитие соссюрита, эпидота и т. д.

2. Перекристаллизованное пироксеновое габбро. На перекристаллизацию указывают: частичная грануляция пироксена; включения («шиллеризация») в пироксене; развитие обильного гиперстена, иногда грануляция полевого шпата; свежие полевые шпаты с мелкими зернистыми включениями; обратная зональность плагиоклаза.

3. Роговообманково-пироксеновое габбро или «реакционное» габбро, кроме признаков перекристаллизации, обнаруживает признаки реакции и частичной гибридизации: развитие роговой обманки вокруг частью перекристаллизованных пироксена и плагиоклаза; пятнистое зональное строение плагиоклаза и его помутнение.

4. Гидротермально измененное «реакционное» габбро обладает, кроме признаков перекристаллизации и гибридизации, следами действия термальных растворов с развитием уралита, лучистой роговой обманки, помутнением плагиоклаза.

Изменения в габбро происходят в определенной последовательности, соответственно тому, как они перечислены. Перекристаллиза-

ции отвечают «нормальному контактовому» или термальному метаморфизму, за которым следовало взаимодействие с магмой и частичная гибридизация, и процессы изменения завершались действием гидротермальных агентов. Габбро и кварцевые диориты являются породами комагматическими (consanguineous).

Представляет интерес наложение различных процессов один на другой, причем следует отметить термальное изменение габбро, предшествующее реакции и свидетельствующее как будто о некотором повышении температуры при внедрении кварц-диоритовой магмы. В перекристаллизованных габбро автор отмечает интересные эллипсоидальные тельца, состоящие из пироксена, плагиоклаза и магнетита, внутри тонкозернистые, снаружи зонально построенные из более крупных зернышек. Такие образования он считает возможным принять за измененные кристаллы роговой обманки. Среди изменений, которым подвергаются минералы габбро, отмечается процесс помутнения плагиоклаза на слабых степенях метаморфизма и просветление, связанное с собиранием тонко распыленных включений в более крупных зернышках на более сильной степени метаморфизма.

Случай гибридизма описан Тейлором и Гамба (*71*) в небольшом штоке Отлэнд на острове Мэн (Ирландское море). Шток этот состоит из габбро по периферии, в южной части переходящего в перкниты, и гранита, слагающего центральную часть. В контакте гранита с габбро образовались гибридные породы, обнаруживающие в шлифах ассоциацию минералов, отвечающую диоритам или монцонитам: главным образом роговую обманку, лабрадор и ортоклаз с подчиненным количеством авгита, биотита, магнетита, кварца, эпидота и кальцита. Зеленая роговая обманка обычно представлена в неправильных «губчатых агрегатах», иногда в идиоморфных зернах. Полевой шпат находится в промежутках между цветными минералами в небольших и неправильных зернах. Гранит проникает в габбро также жилками. Видимые контакты между гранитом и ксенолитами резки. Авторы указывают на сходство явления гибридизма с теми примерами (Jersey, Tregastel-Ploumanac'h, Loch Doon), которые уже были отмечены нами выше. Явления гибридизма в Шигир-Тараташском массиве на Урале были описаны Г. А. Соколовым в статье, появившейся уже после того, как настоящая работа была сдана в печать. Шигир-Тараташский массив представляет особый интерес для нас потому, что он находится в несколько сходных условиях по отношению к общей тектонике Урала с массивом Бердяуша.

В изученном им массиве Соколов наблюдал проникновение гранитного материала в основные породы (габбро-диабазы) в виде тонких прожилков и отдельных пятнышек. Таким образом, возникают неоднородные пятнистые породы. Интересно образование узких рогово-обманковых зон в контактах проникающих в габбро-диабазы пегматитовых жил. Микроскопическое исследование показывает, что, с одной стороны, граниты обогащаются фемическими составными частями и плагиоклазом, а с другой, образуются гибридные породы, имеющие состав сиенито-диоритов, чаще содержащих кварц, чем бескварцевых. Характерное явление представляет амфиболизация пироксена с образованием компактной, не волокнистой роговой обманки; появляется биотит. Соколов обращает внимание на то, что плагиоклазы в изученных им гибридах не зональные. Это, однако, как мы видели, не является общим правилом для гибридных пород. В гибридах Шигир-

Тараташского массива отмечается также развитие крупных кристаллов апатита, присутствующего в относительно большом количестве.

Я не буду увеличивать число примеров гибридизма, описанных разными авторами. В приведенных выше, более подробно изученных случаях отмечены все те явления, которые можно считать характерными для гибридизма и которые мы наблюдали в изученных нами породах Бердяуша.

Изучение явлений гибридизма подвинулось особенно значительно в последнее время. Попытку свести представление о гибридизме, на основании этих последних работ, сделал Нокольдс (*54*) в его разборе явлений контаминации кислых магм. Он справедливо обращает большое внимание на роль летучих составных частей магмы в процессе реакции между включениями чуждого материала и этой магмой. Как одно из доказательств этой роли летучих, Нокольдс проводит уже отмеченное нами обилие апатита в ксенолитах и гибридных породах, ссылаясь на примеры, описанные Харкером (*39*), Расталлом (*57*), Скривенором (*67*), Лаппараном (*50*), Грантэмом (*33*), Мак-Дональдом (*28*), Уэлсом и Вульдриджем (*76*) и другими (*60*), а также наблюдавшиеся им самим (*54*).

Кроме такого нахождения апатита, доказательство роли летучих он видит в развитии при этих процессах роговой обманки и биотита.

Одной из замечательных особенностей ксенолитов, которую отмечает Нокольдс, является сохранение ими своих очертаний в то время, как они совершенно изменены. Сохранение очертаний указывает на то, что они оставались твердыми во все время процесса изменения. Это был процесс не расплавления, но молекулярного замещения, а для этого необходима свободная диффузия вещества в тело ксенолита.

Таким образом, имеются доказательства: 1) относительно свободной диффузии вещества в ксенолитах во время их изменения, 2) вхождения в состав ксенолитов летучих составных частей из магмы и 3) изменение ксенолитов, как указывает Нокольдс, продолжается и после того, как в их состав вошли летучие компоненты. Все эти явления, по мнению названного автора, связаны между собой, указывая на то, что контаминация находится в тесной связи с наличием летучих составных частей в магме, главная функция которых заключается в образовании среды с малой вязкостью между ксенолитом и магмой, через которую вещество может диффундировать сравнительно свободно.

Эта диффузия вещества внутрь ксенолита и из него составляет то, что Нокольдс называет взаимной реакцией (reciprocal reaction). На эти взаимные реакции уже обращали внимание другие авторы (Johnston Lavis, *43*, Read, *59*, Harker, *37*, Lapparent *50*). Переносится с одной стороны, известь, магнезия и окись железа, с другой, — кали, натр, иногда глинозем. Относительные количества переносимых веществ связаны с их относительной фиксацией в образующиеся соединения (натр с известью и глиноземом в плагиоклазе, кали с магнезией в биотите, титан с известью в титаните и т. д.).

Взаимная реакция заключается в том, что химический состав магмы и ксенолита, так сказать, выравнивается, принимая среднее значение, и эти реакции не связаны с различием в химическом составе включений и магмы, а с равновесием, которое существует или нарушается от введения в раствор новых твердых фаз. Чем ближе минеральный состав ксенолита и заключающей его магмы, тем легче может притти в состояние устойчивости их комбинация. Например, включение

основной изверженной породы скорее придет в устойчивое состояние в кислой магме, чем включение известково-силикатового роговика. Неустойчивые минералы исчезают. Рид, например, находил остатки андалузита, силлиманита, граната и ставролита внутри толстой оболочки из бледной слюды при контаминации основной магмы осадочным материалом.

Взаимная реакция прекращается, как только достигнуто равновесие или когда процесс прекратится при прогрессирующей кристаллизации магмы. Необходимо также иметь в виду, что магма не представляет просто взаимного раствора сложных силикатовых минералов и летучих компонентов. Минеральные молекулы более или менее диссоциированы, и степень диссоциации зависит от концентрации летучих компонентов.

Когда летучие диффундируют в ксенолит, они будут переносить с собой некоторое количество этих продуктов диссоциации. Происходят реакции между ними и веществом ксенолита, который отдает другие элементы. В результате — равновесие между сложными силикатовыми молекулами и их продуктами диссоциации в магме нарушается. Происходит как бы взаимный обмен магмы и ксенолитов продуктами диссоциации соединений, входящих в их состав, и летучие компоненты создают среду, в которой может совершаться этот обмен, при помощи диффузии, сравнительно свободно. При помощи такого обмена, такой взаимной реакции, магма получает материал, который приводит к ее контаминации.

Нокольдс отмечает, что равновесие в конце концов устанавливается между ксенолитом и контаминированной, а не первоначальной магмой, и считает, что это обстоятельство не достаточно выяснено Боуэном в его исследовании этого предмета. Реакции ксенолитов с магмой приводят к образованию фаз, кристаллизующихся из контаминированной магмы, таких, которые не кристаллизовались бы из нормальной магмы. Взаимные реакции, повидимому, имеют место и до того, как в магме наступает в значительной степени кристаллизация. Дело заключается не только в гетерогенном, но и в гомогенном равновесии. Элементы, вносимые в магму из ксенолитов, будут, по мнению Нокольдса, смещать равновесие, уже установившееся в магме, но это может или привести, или не привести к немедленному осаждению твердых фаз или к осаждению новых фаз. Рассматривая, как пример, эффекты ассимиляции извести гранитовой магмой, автор указывает на общеизвестное появление при этом основного плагиоклаза, увеличение количества цветных минералов, появление пироксена, титанита и т. д. Пегматиты с роговой обманкой, титанитом, диопсидом, диссогениты с гроссуляром и волластонитом представляют дальнейшие примеры контаминированных пород. Не останавливаясь на других примерах, приводимых Нокольдсом, относящихся к случаям ассимиляции осадочного материала, отметим его заключение из рассмотрения этого процесса в целом.

«Резюмируя, мы можем сказать, что объектом взаимной реакции является, насколько это возможно, образование одних и тех же минералов как в ксенолитах, так и в контаминированной магме. Это не значит обязательно, что все фазы, находящиеся в этой породе, будут присутствовать и в ксенолите... Обычно, при этом резко выражена тенденция к образованию минералов обычного ряда породообразующих минералов изверженных пород. Нахождение ненормальных минералов зависит от той или другой из двух причин. В ксенолитах неустойчивые

минералы могут остаться в случае недостатка времени для реакции. Они могут попасть и в породу при дезинтеграции ксенолитов и должны рассматриваться как неустойчивые остаточные минералы.

В самой контаминированной магме могут возникать ненормальные кристаллы в результате взаимной реакции при малых размерах магматической массы и поэтому при сильном влиянии на нее. Это — псевдоустойчивые минералы. Ксенолиты, связанные с такой магмой, также будут содержать анормальные минералы.

Следует заметить, что кремнезем, повидимому, играет более или менее пассивную роль при взаимных реакциях.

Может быть, следует подчеркнуть, что, при взаимной реакции с ксенолитом, магма не вносит в ксенолиты вещества в форме определенного минерального вида. Появление таких минералов, как кварц и полевой шпат, отлично от самого периода реакции и позднее его».

Нокольдс останавливается также на дальнейшем процессе дезинтеграции ксенолитов, приводящем к более тесному смешению их материала с магмой вмещающей породы. Он различает три типа этого процесса:

1. Первый случай, когда ксенолиты или та порода, на которую действует магма, не находятся в равновесии с магмой по отношению всех их фаз.

2. Во втором случае они находятся более или менее в равновесии с магмой.

3. В третьем случае магматический материал инъицирован en masse в ксенолиты или в горную породу, находящуюся в контакте с магмой.

Дезинтеграция ксенолитов в первом случае происходит при растворении неустойчивых фаз ксенолита. Во втором случае магма, пропитывая тело ксенолита, может разъединять его составные части при кристаллизации новых минералов, и в третьем случае механическое разъединение минералов играет существенную роль.

Возвращаясь к явлениям гибридизации в массиве Бердяуша, я напомню, что с чисто петрографической точки зрения гибридные породы были разделены на две группы: 1) группу меладиоритов, в которой гибридный характер менее явно выражен, чем во второй группе, 2) гибридные сиенито-диориты и другие близкие к ним породы с резко выраженными признаками гибридизма. Кроме того, следует вспомнить: 3) о ксенолитах в рапакиви и других породах массива.

К сожалению, характер обнаженности массива не позволяет изучить явление гибридизма с геологической стороны. Почти все изученные образцы собраны в виде отдельных обломков или отбиты от изолированных выходов. Тем не менее, общая картина гибридизма выясняется достаточно отчетливо.

Мы видим здесь целый ряд фактов, даже в мелких деталях повторяющих то, что установлено в других местах в случае нормального гибридизма и контаминации кислой магмы при воздействии ее на основные гибридные породы. Где же такие основные породы в Бердяушском массиве? Сколько-нибудь значительных масс габбро или диабазов, масс, которые можно было бы сравнивать с массами этих пород, наблюдающимися в других изученных районах развития гибридизма, мы не видим, но мы находим среди массива заключенные в граните изверженные тела диабазов, довольно разнообразные по своему составу и структуре. Форма залегания в огромном большинстве

случаев осталась совершенно невыясненной, иногда выходы их тянутся, хотя и на небольшое расстояние, наподобие жил, и в этом случае можно думать, что диабазы моложе гранитов. С другой стороны, мы видим присутствие среди массива типичных диабазовых роговиков, являющихся несомненно результатом контактового метаморфизма диабазов под влиянием гранитной магмы, т. е. диабазы являются здесь как будто более древними, чем граниты. Нет, однако, возможности по петрографическим особенностям разделить диабазы на две группы разного возраста. Кроме того, мы находим внутри массива залегающими в виде небольших жилообразных полос и меладиориты, гибридный характер которых является очень вероятным.

Все это показывает, что взаимные отношения пород в Бердяушском массиве, может быть, не менее сложны, чем в некоторых других известных примерах образования гибридных пород. Мы видели интересный случай, описанный Харкером, жилообразного залегания гибридов Марско, которые находятся полосами среди гранитов. Можно, пожалуй, сослаться также на соотношения красных гранитов и серых, являющихся результатом контаминации первых, на острове Джерси. Поэтому кажущееся жилообразное, и притом не вполне ясное, залегание гибридных меладиоритов среди рапакиви не может служить указанием на более древний возраст гранитов. Нельзя отрицать, что среди типичных на вид диабазов, встреченных в Бердяушском массиве, некоторые могут быть более молодыми, чем граниты, играя роль лампрофировых отщеплений, подобно соответственным диабазам Лаузитца. Оливиновые и безоливиновые диабазы с титанистым авгитом и другими признаками щелочного характера могут быть, например, такими лампрофировыми жилами. Мы видели, далее, в нашем массиве и типичные лампрофировые дайки в обрыве берега реки Сатки и в других местах.

Но, с другой стороны, в некоторых более древних диабазовых породах Бердяушского массива можно видеть следы той основной магмы, из которой произошли основные породы, принимавшие участие в образовании гибридов. Правда, имеются примеры, как это мы видели в указываемом Харкером случае гранофировой массы Kilchrist, где габбровые ее ксенолиты происходят из невидимого источника, и, может быть, и в Бердяушском массиве материал для гибридов доставили не только такие породы, как диабазы, которые мы теперь находим внутри массива, но никаких положительных указаний на это у нас нет.

Недостаточная ясность соотношений темных меланократовых пород, как диабазов, так и гибридов, с одной стороны, и рапакиви, с другой, — является особенностью не только Бердяушского массива. В классическом, гораздо более обширном, массиве выборгского рапакиви также встречаются темные породы бурого, зеленовато-бурого и зеленого цвета, иногда также тонкозернистые породы серого и зеленовато-серого цвета. Их обозначали раньше как габбро, габброподобные рапакиви и зеленые рапакиви. В них нередко присутствует кварц, встречаются иногда полевошпатовые овоиды со светлой плагиоклазовой каймой («габброподобные рапакиви»). Особенно характерно нахождение таких темных пород около дер. Тириля, и Валь дает здесь этой породе название тирилит. По минералогическому составу тирилит является породой промежуточной между кварцевыми сиенитами и богатыми роговой обманкой гиперстеновыми диоритами. В каменоломнях к югу от Симоля тирилит образует большие шлирообразные участки

в краснобуром рапакиви и со своей стороны заключает в себе меньшие участки красного рапакиви. Тирилит, по Валю, непосредственно переходит в рапакиви без резких границ, в другом месте он пересечен жилой красного рапакиви, мощностью около 20 *см*, тоже без резких границ. Как в рапакиви, так и в тирилите встречаются обломки темной породы с крупными кристаллами плагиоклаза; границы резкие; размеры обломков — от ореха до кулака. Иногда непосредственно в тирилите попадается такой же плагиоклаз, как во включениях.

Очень похожа на тирилит порода около Вайниккалла, в 10 *км* от Симоля. Здесь тирилит постепенно переходит в среднезернистый сиенит. В каменоломне фабрики Каукас на протяжении метра переход совершенно постепенный. Подобные сиениты известны и в других местах, они иногда переходят в порфировидные граниты или содержат обломки более древних пород (гнейсо-гранитов и диабазов).

По мнению Валя, переходы сиенита в тирилит и тирилита в рапакиви показывают, что все эти породы образовались из одной магмы и принадлежат к одному периоду интрузии.

Указывается еще ряд отдельных выходов подобных зеленых пород, которые по составу относятся к содержащему слюду и кварц авгитовому диориту, к гиперстен-авгитовому диориту, частью биотитовому, к кварц-содержащему или кварцевому роговообманково-авгитовому диориту. Авгитовые и гиперстеновые диориты, по Валю, обладают выраженным «лампрофировым» характером.

Мы видим таким образом в области классического развития рапакиви пеструю серию темных пород с довольно неопределенным и переменчивым составом, часто ненормально меланократовых, колеблющихся по минералогическому составу, преимущественно между меланократовыми диоритами и сиенитами, нередко содержащими кварц.

Такую же разнообразную серию пород мы находим среди меланократовых пород Бердяушского массива.

Валь говорит, что «трудно что-либо с уверенностью говорить о геологическом нахождении этих пород. Месторождения их все состоят из маленьких скал, выступающих среди рыхлых образований, и к востоку от них находится ровное место, окруженное возвышенностями из рапакиви». Berghall считает эти породы образовавшимися через переплавление обломков основных пород; за это говорит нахождение среди темных пород таких, в которых сохранена диабазовая структура, — признак, который так резко бросается в глаза при изучении наших бердяушских пород. Мы видели, что и английские авторы, изучавшие гибридизм основных и кислых пород, сравнивают тирилиты с такими гибридами.

Валь считает, что «по петрографическим основаниям вероятно, что эти продукты с выраженным лампрофировым характером представляют продукты застывания лампрофировых частей магмы рапакиви».

Я думаю, что гипотеза гибридного происхождения тирилитов и связанных с ними пород является наиболее правдоподобной. Она проще всего объясняет и непостоянство состава этих пород и их минералогические особенности, в чем можно убедиться, сравнивая описание тирилитов с описаниями гибридных пород разных районов. «Лампрофировый» характер этих пород, выражающийся в том, что они являются ненормально меланократовыми для своего минералогического состава, отмечается также для пород, возникающих при гибридизме. Поэтому, мне кажется, можно с полным основанием сопоста-

влять тирилиты и наши меланократовые породы, происхождение которых мы приписываем гибридизму.

Хакман, описывая северную окраину массива выборгского рапакиви, объединяет, как мы видели, в единую группу породы основных включений. Рассматривая их соотношения, он отводит значительную роль в их образовании явлениям гибридизма, которому он приписывает характерные изменения минералогического состава в разных типах и образование «смешанных пород» (Mischgesteine).

Если геологические соотношения пород в Бердяушском массиве недостаточно ясно видны, вследствие плохих обнажений, то, как уже было отмечено, петрографические особенности меланократовых пород не оставляют сомнений в их гибридном происхождении. Так как подробное петрографическое описание этих пород уже дано выше, то здесь можно ограничиться только краткими указаниями на эти особенности наших пород.

В той группе, которую мы выделили под общим названием меладиоритов, следы их гибридного происхождения относительно слабо проявляются.

Заслуживают быть отмеченными такие их признаки:

1. Ненормально высокое содержание роговой обманки в породах наиболее распространенного типа; роговая обманка обнаруживает колебания в своих оптических свойствах.

2. Нахождение определенного типа пироксеновых диоритов, с пироксеном диопсидового характера.

3. Ярко выраженное и своеобразное явление амфиболизации в таких диопсидовых диоритах. Особенно обращают на себя внимание диопсидовые диориты с пегматитообразно проросшим роговой обманкой диопсидом, описанные и изображенные выше.

4. Плагиоклаз в данной группе пород всегда относительно кислый, частью альбитизированный.

5. Обращает внимание богатство пород апатитом — характерный признак, отмечающийся для гибридных пород почти всеми изучавшими их авторами. В наших породах апатит явно минерал довольно поздней генерации, развивающийся в породе крупными и тонкими иглами, пронизывающими другие минералы породы.

6. Своеобразие структуры кварцевых диоритов, развитие в них пойкилитовых прорастаний уже было отмечено в своем месте.

Ряд позднейших изменений в породах стушевывает своеобразие их первоначального состава, и в большинстве случаев гибридный их характер кажется совершенно проблематическим. Гораздо отчетливее он выражен во второй группе, которую я объединил под общим названием гибридных сиенито-диоритов. Совершенно постепенно переходы связывают породы этой второй группы с породами группы первой (меладиоритов). Главный признак различия — вхождение в состав породы в более или менее значительном количестве калиевого полевого шпата, и те формы, в которых этот минерал присутствует в породе, прежде всего выдают ее особое происхождение.

Следующие особенности минералогического состава и структуры, которые являются характерными для наших гибридных сиенито-диоритов, надо отметить:

1. Породы эти отличаются крайним непостоянством в своей структуре и отчасти в минералогическом составе. Почти каждый образец отличается от другого своими индивидуальными чертами, что заста-

вило при описании этих пород дать ряд описаний примеров отдельных образцов.

2. Необходимым условием принадлежности к данной группе является существенное присутствие ортоклаза. Количество его непостоянно и нередко значительно выше того, которое можно ожидать в породах столь меланократовых. Крайним примером является тот своеобразный шонкинит бердяушского типа, который был описан выше на стр. 160.

3. В ассоциации с ортоклазом часто присутствует и кварц. Оба эти минерала всегда тесно связаны между собою.

4. В распределении в породе, с одной стороны, цветного минерала и плагиоклаза, и с другой, — ортоклаза и кварца — более или менее резко, но почти всегда, выражена неравномерность. Ортоклаз и кварц, если он присутствует, кажутся чуждыми породе. Калиевый полевой шпат находится всегда в более крупных ксеноморфных таблицах. Иногда он вместе с кварцем образует не резко очерченные жилочки, иногда в виде более или менее обособленных участков — гнездышек и т. п. Такая пятнистость пород, как мы видели, очень характерна для гибридов.

5. В составе породы принимают участие те же минералы, как в предыдущей группе, но пироксен встречается очень редко. Цветной минерал — обычно роговая обманка, частая примесь слюды. Обращает на себя внимание относительное богатство роговой обманкой (меланократовый характер породы). Плагиоклаз часто разложен.

6. Обилие апатита характерно и для этой группы гибридных пород. Иголочки апатита относительно крупные. Заметна явная приуроченность апатита к ортоклазу, который содержит включения иголочек апатита.

7. Структурные отношения между отдельными минералами в общем те же, какие вообще свойственны изверженным породам. Идиоморфизм роговой обманки выражен в разной степени. Ортоклаз — всегда резко ксеноморфный.

8. Чрезвычайно характерную особенность наших гибридных пород представляют описанные выше глазки кварца с оторочками из роговой обманки, пироксена и иногда калиевого полевого шпата. Мы видели, что подобные образования наблюдались разными авторами в различных месторождениях, и большинство наблюдателей рассматривает эти образования как своеобразные секреции, происшедшие при воздействии кислой магмы на основные породы. Кварц таких глазков по этим представлениям является позднейшим минералом, но не включением, каким он может показаться на первый взгляд.

Нужно признать, что способ образования кварцевых глазков в гибридных породах еще не достаточно разъяснен. Наши наблюдения, указывая на удивительное сходство этих образований с описанными в других местах явлениями, тоже не прибавляют новых данных, которые могли бы пролить свет на происхождение этих оригинальных форм. Их своеобразие и распространенность в гибридных породах делают, однако, их одним из отличительных признаков этих пород.

9. Гибридные породы Бердяушского массива, о которых шла речь, залегают среди гранитов, частью рапакиви, частью других типов, в виде более или менее значительных участков и включений.

Кроме них мы наблюдали разнообразные ксенолиты меньших размеров. Порода в этих ксенолитах существенно не отличается от описан-

ных гибридных пород. Можно отметить, пожалуй, более тесное проникновение вещества вмещающей породы в ксенолиты. К числу таких явлений относится развитие внутри ксенолитов (например в карьере около станции, по Пятой речке и др.) крупных кристаллов калиевого полевого шпата с оболочкой из олигоклаза, совершенно такое же, как овоиды в рапакиви. Я уже упоминал, что подобные явления отмечались в контакте рапакиви и метабазита Седерхольмом и в гибридах Трегастеля Томасом и Кампбель Смитом.

Интересной особенностью ксенолитов, встреченных в балластном карьере около Бердяуша, является также наличие более темной мелкозернистой реакционной каймы с наружной стороны ксенолита; до известной степени это явление можно сравнивать с наблюдавшейся Уэлсом и Вульдриджем «краевой фацией» около ксенолитов. Это, на первый взгляд, мало понятное явление как будто легче всего объяснить относительно большим числом центров кристаллизации, которые возникают в периферической части ксенолита при диффузии внутрь его вещества из захватившей его магмы. Благодаря этому, здесь кристаллы не успевают вырасти до тех размеров, какие они принимают в конце концов в центральной части ксенолита. В зависимости от условий проникновения вещества внутрь ксенолита должен изменяться и характер возникающих таким образом кайм, и этим можно объяснить указанные выше явления одностороннего развития периферических кайм, наблюдавшиеся Уэлсом и Вульдриджем, и другие подобные явления.

Ксенолиты и «шлирообразные» участки в бердяушских гранитных породах разнообразны, но, если исключить некоторые резко уклоняющиеся типы, они по составу могут быть причислены ко второй группе наших гибридных пород — к сиенито-диоритам.

Два типа гибридных пород, которые я выделил при описании бердяушских пород, меладиориты и сиенито-диориты, — как уже указывалось выше, тесно связаны переходами и кроме того в каждом из них объединены достаточно разнообразные породы, так что однородность каждой из этих двух групп только относительная. Эти группы отвечают последовательным стадиям изменения материала основной породы под действием кислой магмы. В отличие от явлений контактового метаморфизма, мы вообще не находим здесь характерных следов перекристаллизации в твердом виде с образованием роговиковых структур, хотя в некоторых отдельных случаях подобные процессы имели место. Преобразование основной породы в случае гибридизма дает продукты, по структуре и минералогическому составу более близкие к изверженной породе, чем к контактово-метаморфическому роговику, между тем, как это отмечает Нокольдс, эта основная порода остается твердой, сохраняя в ксенолитах формы ее обломков.

Причина возникновения различных структур и образования роговиков в одних случаях и гибридных пород в других зависит от различия в условиях обмена веществом и, вероятно, в очень большой степени от различия температур магмы и подвергающегося ее воздействию материала. Мы наблюдаем в некоторых случаях в одном и том же массиве, с одной стороны, изменения основных пород с образованием роговиков, с другой, — явления гибридизма. Отдельные образцы диабазовых роговиков были встречены и среди Бердяушского массива. Перекристаллизацию габбро, наряду с возникновением гибридных пород, отмечает Joplin в массиве Cox's River. Можно предполагать из

всего того, что мы знаем о процессах гибридизма, что этим процессам благоприятствует малая разница температур магмы и подвергающейся ее действию породы. Поэтому особенно типичны случаи паулопостумного гибридизма.

При образовании гибридных пород вообще и бердяушских в частности, в развитии этих процессов могут быть выделены последовательные стадии.

В первой стадии изменения, которую мы выделили, мы видим действие летучих, выражающееся в развитии амфибола и частью слюды вместо пироксена и в замене основного плагиоклаза более кислым. Явления разложения плагиоклаза, вероятно, надо отнести к позднейшим процессам.

Таким образом, вместо диабазов и может быть габбро, возникают меладиориты. Метасоматические превращения минералов ведут вместе с тем к утрате первоначальной структуры породы.

Во вторую стадию более сильного изменения пород мы видим пропитывание ее минеральными элементами гранита: щелочной полевой шпат и кварц развиваются среди плагиоклазово-роговообманковой массы. Их развитие начинается и происходит или в отдельных пунктах, или по направлению проникновения этих составных частей в виде жилок. Кристаллизуясь в массе ксенолита или в прилегающей к гранитовой магме породе, эти элементы гранита вытесняют (или оттесняют) составные части основной породы, образуя участки, кажущиеся чуждыми окружающей массе. Явление дезинтеграции основной породы при помощи кристаллизации новых минералов из пропитывающего эту породу гранитного материала, как это рисует Нокольдс, кажется весьма правдоподобным во многих случаях гибридов.

В какой мере здесь имеет место механическое разделение минералов основной породы при массовом внедрении гранитного материала, непосредственные наблюдения не дают указаний.

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ БЕРДЯУШСКОГО МАССИВА

Интрузия сначала основной, а затем гранитовой магмы, образование гибридных пород, возникновение рапакиви — эти процессы, рассмотренные выше, происходили в первый этап формирования Бердяушского штока. К тому же первому этапу, повидимому, относится завершающее его образование аплитовых и лампрофировых жил, пересекающих рапакиви-граниты. В соответствующем месте при описании тех и других были отмечены их особенности, и здесь нет надобности еще раз на них останавливаться. Хотя отношение лампрофиров к щелочным породам, о которых нам придется говорить в дальнейшем, не установлено точно геологическими наблюдениями, можно все же допустить, что формирование лампрофиров завершает первый этап образования массива.

Новая интрузия, последовавшая в центральной его части, дала начало сиенитовым породам: сиенитовым порфирам, частью зернистым сиенитам, а также затем нефелиновым сиенитам, которые, как мы видели, слагают центральную часть штока. И геологические соотношения и петрографическое изучение тех и других пород с несомненностью убеждают в их тесной генетической связи, и образование их необходимо отнести к одному и тому же этапу формирования штока, хотя в пределах и этого этапа намечается определенная последовательность

событий, именно: образование сиенитов по всем признакам предшествовало появлению нефелиновых сиенитов.

В сиенитовых породах Бердяуша мы видели три отличительных особенности: 1) развитие мелкозернистых и порфировых фаций, часто в ясно жильном залегании; 2) определенно щелочной характер этих пород; 3) своеобразное их изменение с альбитизацией полевого шпата и замещением цветной составной части (преимущественно роговой обманки) хлоритом, эпидотом и другими минералами. Затем мы видели очень тесную связь и непрерывные переходы между некоторыми представителями сиенитов без нефелина и нефелиновых сиенитов.

Делать какие-нибудь предположения о способе образования наших сиенитовых пород нельзя, не связывая этот процесс с генезисом нефелиновых сиенитов нашего массива.

Затруднения, с которыми мы здесь встречаемся, прежде всего являются общими затруднениями, которые возникают при решении вопроса о генезисе нефелиновых сиенитов.

Фельдшпатоидные, главным образом нефелиновые, породы до сих пор являются наименее понятыми петрологами породами, хотя они привлекали всегда к себе исключительное внимание. Известно разнообразие мнений об их происхождении, мнений иногда прямо противоположных. Недавно Дэли (27) вновь свел это разнообразие мнений, дав им критическую оценку с точки зрения своей гипотезы ассимиляции карбонатных пород. В тех случаях, где по соседству с нефелиновыми сиенитами или другими фельдшпатоидными породами имеются известняки (или доломиты), трудно противостоять тому ряду доводов, которые приводят сторонники ассимиляционной гипотезы, но, принимая во внимание, повидимому, столь же бесспорные случаи нахождения щелочных нефелиновых пород, где известняки или доломиты отсутствуют и где нет никакого основания предполагать связь с ними нефелиновых пород, нельзя без существенных оговорок принять ассимиляционную гипотезу.

В настоящее время, как будто, можно считать окончательно оставленным представление о том, что существует какая-то особая щелочная магма, образующая самостоятельные массивы и излияния независимо от нахождения пород другого, известково-щелочного типа, или о том, что существуют какие-то несмешивающиеся или «расщепляющиеся» «ядра» щелочной и щелочно-известковой магмы.

Щелочные нефелиновые породы возникают в результате дифференциации, протекающей в особых условиях, и редкость этих пород, как думают, может быть объяснена исключительностью таких условий. Проблема щелочных пород сводится к выяснению этих условий, и мы видим, действительно, что различные гипотезы стремятся связать особенности вещественного состава щелочных пород с геологическими условиями их возникновения. Если объединять в понятии дифференциации совокупность всех причин, приводящих к разнообразию изверженных пород, возникающих в течение определенного цикла магматической деятельности, то проблема образования щелочных пород может быть определена таким образом: какими причинами вызваны те уклонения от нормального хода дифференциации, которые привели к появлению вместо обычного ряда «нормальных» пород ряда пород «ненормальных», щелочных?

Различие между теми и другими заключается прежде всего в вещественном составе, и, как известно, оно может быть рассматриваемо

с двух сторон: 1) щелочные породы по сравнению с соответственными нормальными типами обогащены щелочными элементами, 2) они относительно бедны кремнеземом.

Соответственно этому мы видим, что все гипотезы об образовании щелочных пород путем изменения состава магмы сводятся к двум группам: 1) одни авторы пытаются объяснить приобретение магмой щелочного характера привносом в нее щелочных частей или из других частей магмы или даже из внешнего источника (гипотеза Иенсена); 2) другие допускают десиликацию тем или другим способом, как причину необходимого изменения состава магмы.

Шэнд думает, что из первоначальной магмы, какова бы она ни была, при одном процессе возникает щелочная, но еще очень богатая кремнеземом магма, примерно состава натрового гранита, и из нее, но при другом процессе, — фоянтовая магма... Таким образом проблема щелочных пород — двоякого рода и заключается, во-первых, в решении вопроса о концентрации богатых щелочами молекул и, во-вторых, процесса десиликации.

В том и другом случае для объяснения необходимых изменений прибегают к различным явлениям дифференциации магмы и магматической ассимиляции:

a) кристаллизационная дифференциация,

b) «газовый перенос» — диффузия летучих компонентов магмы,

c) ассимиляция.

Таким образом, для объяснения генезиса щелочных пород привлекаются почти все явления, которыми объясняют дифференциацию горных пород вообще. Не останавливаясь на изложении различных взглядов, можно сейчас ограничиться, так сказать, «систематикой» мнений на основании указанных признаков.

I. Обогащение щелочными составными частями некоторой части магмы:

a) путем кристаллизационной дифференциации — «псевдолейцитовая» гипотеза Боуэна, связывающая накопление щелочей с сегрегацией лейцитовых кристаллов первого выделения, превращающихся потом в смесь нефелина и ортоклаза;

b) путем диффузии «фугитивных» (летучих) составных частей — представления Смита, Феннера, Гильсона и других о преимущественной роли летучих при образовании щелочных пород, происходящем в разные стадии магматической эволюции;

c) при поглощении магмой постороннего щелочного вещества — гипотеза Иенсена.

II. Десиликация магмы:

a) при кристаллизационной дифференциации — сюда может быть отнесена первоначальная гипотеза Боуэна, приписывающая возникновение щелочного магматического раствора удалению выделившихся кристаллов кварца, сопровождающемуся, кроме того, гидролитическим расщеплением алюмосиликатовых молекул;

b) диффузия и вынос некоторых составных частей магмы в виде летучих компонентов, как непосредственная причина десиликации, не находит себе применения в гипотезах о возникновении щелочных пород;

c) десиликация при помощи вплавления чуждого материала и дальнейших, сопровождавших это вплавление, процессов широко используется многими авторами; материалом, вызывающим десиликацию, являются:

c_1 — известняки и вообще карбонатовые породы, как это предполагают Дэли и его многочисленные сторонники;

c_2 — кроме того, и ненасыщенные изверженные породы — перидотиты, подобно тому, как это некоторыми авторами (Холл, Дю-Тойт и др.) предполагается для возникновения корундовых пород. Причину образования щелочных пород в такой десиликации склонен видеть Д. С. Белянкин, подчеркивающий связь щелочных пород с перидотитами.

Кроме того, ряд авторов считает необходимым допустить более сложные явления, состоящие в комбинации нескольких из перечисленных факторов. Мы уже видели мнение Шэнда. Гипотеза Фоуе о газовом переносе, развивающемся в связи с ассимиляцией карбонатовых пород, взгляды Шэнда на реакции в магме при ассимиляции известняков, наконец, та последняя формулировка, которую Дэли дает своей гипотезе, принимают именно такие более сложные явления взаимодействия силикатовой магмы и карбонатовых пород.

Особняком стоят те гипотезы, где важное значение, как фактору образования щелочных пород, отводится особенностям тектонических условий, в которых протекает дифференциация магмы и которыми обусловливается связь нахождения щелочных пород с определенным типом тектоники. Эта связь отрицалась и отрицается некоторыми весьма авторитетными учеными (например Левинсон-Лессинг, Дэли) на том основании, что существуют исключения из тех обобщений, которые в свое время сделаны Харкером. Нельзя, однако, согласиться с тем, что исключения здесь опровергают общее правило. Тектонические соотношения горных пород, наблюдаемые в природе, являются результатом некоторых движений в земной коре. Различная тектоника свидетельствует о различии в характере этих движений. С другой стороны, с такими движениями связаны изменения в тех факторах, которые обусловливают равновесие или изменение в магматической системе; прежде всего это касается изменения давления. Мы очень далеки еще от того, чтобы по тектоническим взаимным отношениям пород местности судить, как менялись указанные факторы равновесия, и еще труднее выяснить всю цепь явлений, обусловливающих связь между тектоникой и характером изверженных пород, образующихся в земной коре или появляющихся на поверхности; но, во всяком случае, если такая связь существует, то, как я указывал в другом месте, «тектоника, с одной стороны, и появление щелочных или известково-щелочных пород, с другой, — являются (или могут явиться) двумя следствиями одинаковых причин, но отнюдь не связаны непосредственно причинной зависимостью». Отсюда понятно существование исключений из общего правила.

Совершенно естественно считать, что причиной связи тектонических условий нахождения изверженных пород с особенностями магматической дифференциации является различие в изменении давления, действующего на магматическую систему во время тектонических процессов, и мы действительно видим, что попытки найти какие-то объяснения такой связи делаются именно в этом направлении.

Эти попытки можно разделить на две группы:

a) Давление действовало в форме фильтрующего отжимания остаточной жидкости во время кристаллизации. Это давление было односторонним stress. Такова сущность гипотезы Харкера (38).

b) Давление (гидростатическое) влияло на магму, как систему, содержащую летучие компоненты; мы знаем из физической химии, что

влияние давления на «сухие» расплавы незначительно, тогда как изменение давления в системах с летучими компонентами может существенно изменить состояние системы или ее состав, если летучие могут удаляться, а вместе с тем и изменить дальнейший ход дифференциации.

Роль летучих компонентов в связи с давлением отмечает Смит (*68*), причем он считает благоприятными условиями для образования щелочных пород отсутствие движений; мной (*4*) было указано, что, наоборот, объяснение связи щелочных пород с разломами нужно искать в резких изменениях давления при больших разрывах земной коры на некоторой стадии эволюции магмы. Эванс, указывая на роль газов при дифференциации магмы, тоже считает изменение давления существенным фактором.

Как мы видим, причины, с которыми связывают возникновение щелочных пород, представляются настолько разнообразными, что часто трудно остановиться на том или другом объяснении в каждом отдельном случае. Может быть, действительно, исключительно редкое нахождение щелочных фельдшпатоидных пород обусловлено редкой комбинацией нескольких различных условий.

Обращаясь к Бердяушскому штоку, мы можем отметить такие особенности:

1. Нефелиновые сиениты являются самыми молодыми из пород комплекса, появившимися в конце дифференциации.

2. Их появлению предшествовало появление щелочных сиенитов и сиенитовых порфиров, магма которых образовалась, как и магма нефелиновых сиенитов, не на месте теперешнего залегания пород, а проникла из более глубоких частей.

3. Время застывания сиенитов и, соответственно, порфиров было отделено настолько значительным промежутком от времени застывания гранитов, что последние оказывали охлаждающее действие на сиенитовую магму, что видно из закаленных, плотных краевых частей сиенит-порфировых жил и т. п. Может быть, некоторый промежуток времени отделял также образование нефелиновых сиенитов и сиенитовых порфиров, но он явно не выражен.

4. Нефелиновые сиениты, тесно связанные с щелочными сиенитами и сиенит-порфирами, занимают центральную часть штока рапакиви-гранита, который оказывает сравнительно слабое пневматолитическое влияние на окружающие его доломиты, в непосредственном с ними контакте, редко давая начало скарнам, но обнаруживает развитые явления гибридизма с диабазами.

5. Весь Бердяушский изверженный массив занимает изолированное положение, залегая среди нормальных осадочных пород. На большей части своей периферии он граничит с доломитами. С северо-западной стороны он примыкает к значительной тектонической линии разрыва, причем мы не можем отрицать, что этот разрыв предшествовал внедрению магмы штока, хотя бесспорных доказательств этого мы не имеем.

Из этих геологических соотношений, прежде всего обращающих на себя внимание, можно сделать такие заключения:

1. Нефелиновые сиениты возникли в результате эволюционного процесса дифференциации магмы, имевшей раньше, вероятно, гранитовый состав.

2. Дифференциация эта происходила в более глубоких частях магматического резервуара, чем обнаженные теперь части штока.

3. Эволюция гранитной магмы в направлении к магме нефелинового сиенита сопровождалась движениями в ней, выразившимися во внедрении двух разных порций магмы, последовательно изменявших свой состав.

4. Нахождение штока среди карбонатовых пород заставляет, прежде всего, рассмотреть вопрос о возможности приложения гипотезы ассимиляции. Нужно, однако, сказать, что и те тектонические предпосылки, с которыми некоторые авторы связывают возникновение щелочных пород, имеются налицо. При этом мы имеем как непосредственно дислокационные разрывы в соседстве с массивом, так и наличие тектонических соотношений крупного масштаба во всей системе Уральского хребта. К последним мы обратимся несколько позднее, а сейчас рассмотрим те предположения, которые можно сделать с точки зрения ассимиляционной гипотезы.

Одно из серьезных возражений, которое может быть сделано этой гипотезе в той первоначальной схематической форме, в какой она появилась впервые, заключается в следующем. Главной реакцией, допускаемой в этой гипотезе, является десиликация щелочных полевошпатовых молекул с образованием простых силикатов извести. Эта реакция à priori представлялась мало вероятной (*4*), исходя из геохимических особенностей извести, которая в изверженных породах, главным образом, входит в состав алюмосиликатов. При взаимодействии известняка и расплава щелочных полевых шпатов можно поэтому ждать скорее образования алюмосиликатов извести. Несколько лет тому назад, в лаборатории высоких температур б. Геологического комитета, Х. С. Никогосяном была сделана попытка получить нефелин сплавлением альбита с карбонатом извести. Но, как и следовало ожидать, нефелина при этом не получилось, появился минерал из группы геленита. Вспомним, что Боуэн установил, что образование алюмосиликатов извести (мелилита) происходит даже при плавлении нефелина с диопсидом (*20*). Подобные реакции несомненно должны происходить и в природе, хотя, впрочем, для возникновения мелилита в турьяитах Кранк (*48*) считает необходимым допускать более сложный процесс. Наиболее обыкновенное явление в контактах гранитов с известняками представляет повышение основности плагиоклаза в изверженной породе, т. е. образование в ней анортитовых молекул, с одной стороны, и образование гранатов в известняке, с другой. В том и другом случае образуются алюмосиликаты извести и «освобождаются» щелочи гранитного расплава.

Недавно на эту сторону процесса обратил особое внимание Шэнд (*69*), и он внес очень существенное дополнение к ассимиляционной гипотезе.

При реакции альбита и карбоната кальция образуются, согласно Шэнду, алюмосиликаты. Допустив образование граната, он представляет этот процесс в виде таких реакций:

$$2NaAlSi_3O_8 + 5CaCO_3 = Na_2SiO_3 + Ca_3Al_2Si_3O_{12} + 2CaSiO_3 + 5CO_2$$
$$2NaAlSi_3O_8 + 6CaCO_3 = Na_2CO_3 + Ca_3Al_2Si_3O_{12} + 3CaSiO_3 + 5CO_2.$$

Мы можем прибавить к этим реакциям Шэнда еще такую:

$$2NaAlSi_3O_8 + 3CaCO_3 = CaAl_2Si_2O_8 + Na_2Si_2O_5 + 2CaSiO_3 + 3CO_2$$

и др. им подобные.

Силикат и карбонат натра, легкие и весьма растворимые, стремятся подняться вместе с ювенильными и образующимися при реакции

летучими в верхние части магматического бассейна. Затем они могут реагировать с молекулами альбита и анортита, образуя при этом нефелин. Эти реакции Шэнд изображает в таком виде:

$$NaAlSi_3O_8 + 2Na_2CO_3 = NaAlSiO_4 + 2Na_2SiO_3 + 2CO_2$$
$$CaAl_2Si_2O + Na_2SiO_3 = 2NaAlSiO_4 + CaSiO_3$$

и даже, когда температура достаточно понизится,

$$CaAl_2Si_2O_8 + Na_2CO_3 = 2NaAlSiO_4 + CaCO_3.$$

«Хотя в этом рассуждении», — говорит Шэнд, — «нехватает достаточного обоснования, экспериментального или из наблюдений, оно указывает на важное заключение, именно, что при совместном опускании под влиянием силы тяжести тяжелых известковых силикатов, сопровождаемом дополнительным подъемом легкой щелочной фракции и образованием щелочных карбонатов, поднимающихся вверх магматического резервуара, может образоваться тело очень щелочной магмы на некотором расстоянии от видимой массы карбонатовой породы». Но кроме этого вывода в данном предположении заключаются еще существенные особенности.

1. Оно, как уже отмечено, допускает образование известковых алюмосиликатов, более вероятное, чем непосредственное отнятие известью кремнекислоты от щелочных полевых шпатов.

2. Оно выдвигает, как один из факторов образования фельдшпатоидных пород, перенос щелочных элементов вместе с летучими компонентами магмы. Это может явиться объяснением, во-первых, почему не каждый случай контакта гранитной (или какой-либо другой подходящей) магмы связан с образованием фельдшпатоидных пород, требующих для этого особых условий переноса щелочей, и, во-вторых, как может изменение давления, а следовательно и тектоника, влияющие на равновесие в условиях наличия газовых компонентов магмы, отразиться на результатах ассимиляции магмой карбонатных пород. В этом отношении представления Шэнда примыкают непосредственно к взгляду, который высказывал Foye относительно канадских месторождений нефелиновых сиенитов.

Но одних предположений о возможных реакциях еще не достаточно для объяснения реальных явлений. Посмотрим несколько более детально, какие особенности строения и состава нашего массива находятся в соответствии с данной гипотезой и какие она встречает затруднения в приложении к данному случаю.

Прежде всего мы видим, что непосредственный контакт гранитов с доломитами по бо́льшей части заметно не отмечен сколько-нибудь сильным развитием реакции между веществом доломита и гранитовой магмой. Если эти реакции имели место, они должны были происходить в других, именно более глубоких, частях магматического резервуара. Такое образование нефелин-сиенитовой фракции магмы в других местах резервуара не только представляется возможным, но мы имеем непосредственные указания на это в геологическом строении массива, в котором нефелиновые сиениты и тесно с ними связанные щелочные сиениты и порфиры занимают центральную часть штока и обнаруживают интрузивные соотношения к застывшим раньше гранитам. В некоторую стадию образования штока граниты периферической его части уже были кристаллической породой, тогда как в центральную часть могла проникать жидкая магма, давшая начало щелочным породам.

Представление о реакции гранитной магмы с известняком, как это было изложено выше, требует одновременно образования щелочных (натровых) соединений Na_2SiO_3 и Na_2CO_3 и др., которые выносятся в более верхние части магматического резервуара. Имеются ли в нашем случае указания на такой приток щелочных соединений снизу? Мне кажется, что такие указания действительно мы можем найти в отмеченной раньше интересной петрографической особенности наших сиенитовых пород, особенно сиенитовых порфиров. Эти породы, как мы видели, обнаруживают в сильнейшей степени явления, которые обычно связаны с автометаморфизмом горных пород, именно, развитие альбитизации полевых шпатов, сопровождаемое одновременным разложением первоначальных фемических минералов — главным образом роговой обманки и превращением ее в слюду и хлорит. Тесная связь наших сиенитовых пород с нефелиновыми сиенитами заставляет рассматривать их как продукты застывания первых порций магмы, принимающей в дальнейшем состав нефелинового сиенита. По мере того, как шло изменение состава первоначальной магмы в этом направлении, на ее ранее застывшие части действовали щелочные натровые растворы, весьма подвижные, которые, как это естественно допустить, проникали снизу и возникали в связи с процессами изменения, происходившими на глубине в еще не застывших частях магмы. Результатом действия таких щелочных растворов, вероятно «газовых» или «газоводных», является одновременно десиликация горной породы и увеличение в ней количества щелочей, причем отношение $Na_2O : K_2O$ повышается.

Не могло ли дальнейшее накопление щелочей в еще не застывших частях магмы довести ее состав до состава нефелинового сиенита? В нашем случае это кажется довольно правдоподобным.

Действие привноса щелочей на изменение состава магмы приходится рассматривать как длительный процесс. Оно сказывается в изменении состава гранитовой магмы в магму сиенитовую, оно производит изменение застывших частей этой магмы, затвердевших в форме сиенитовых порфиров, оно в дальнейшем доводит состав меняющейся магмы до состава нефелиновых сиенитов.

Так рисуется этот процесс, в общем согласный со схемой Дэли — Шэнда.

Изменение состава некоторых частей магмы или застывших ее участков, превратившихся уже в горную породу, под влиянием магматических эманаций из более глубоких частей, охотно допускается некоторыми авторами. Особенно ему приписывал значение, как известно, Феннер, но в редких случаях мы имеем полевые наблюдения, которые бы в геологических отношениях пород находили подтверждение или иллюстрацию такой гипотезы. Такие явления, как грейзенизация, турмалинизация и другие пневматолитические и даже гидротермальные изменения в массивах изверженных пород должны быть исключены, так как эти изменения отделены относительно значительным промежутком времени от начальных моментов дифференциации магмы и отвечают следующей стадии магматической истории.

Мне казалось возможным объяснить концентрацией калиевых соединений в верхних частях массы порфиритов горы Атача на Магнитной своеобразные явления дифференциации, приводящие к образованию порфиритовой фации более щелочного и калиевого состава и отразившиеся в оригинальном замещении калиевым полевым шпатом фенокристаллов лабрадора. Однако, дальнейшие процессы контактового

метаморфизма настолько изменяют полученные при указанном явлении особенности породы, что нельзя доказать значение такого «газового переноса» в данном случае.

Более ясным подобный же процесс представляется в небольшом штоке кварцевого монцонита в округе Pioche в Неваде. Не останавливаясь на описании петрографических особенностей пород и на данных об их залегании, приведу (сокращенно) лишь заключение изучавшего этот шток Гилсона. «Когда магма поднималась кверху и пришла в состояние покоя, она имела состав норита, и из нее кристаллизовались авгит, гиперстен, лабрадор и оливин. Происходит дифференциация, и состав магмы изменился таким образом, что лабрадор стал неустойчивым и подвергался сильному воздействию жидкости»... Очень характерна коррозия лабрадора, изображаемая автором на рисунках и фотографиях. «Доказательства, что эта дифференциация явилась результатом привноса в магму нового материала газами, поступавшими вверх снизу, вследствие чего первоначальная норитовая магма кристаллизовалась в виде кварцевого монцонита, заключаются в следующем. Изменение авгита в амфибол, колеблющаяся зональность плагиоклаза и интенсивный эндоморфизм и экзоморфизм пород свидетельствуют о присутствии газов в большом количестве. Замещение в широком масштабе плагиоклаза и кварца деутерическим ортоклазом и ортоклазизация в контактовом метаморфизме указывают, что эти газы были богаты калием. Если эти газы в изобилии присутствовали во время конечного периода застывания, есть основания думать, что они начали появляться раньше и были причиной довольно резкого нарушения равновесия», о котором свидетельствуют петрографические особенности пород. Автор отвергает в данном случае значительную роль отсадки кристаллов при процессе кристаллизации и считает, что этот случай является иллюстрацией тому типу дифференциации, который был выдвинут Феннером: «Он также показывает, насколько различными от интрудированной магмы могут быть затвердевшие породы».

В приводимых примерах предполагается приток калия. Это явление распространено, повидимому, меньше, чем приток соединений натрия, следы которых так хорошо известны петрографам в явлениях альбитизации, как в экзоконтактовых породах, таких, например, как адинолы, так и внутри всей породы, начиная от образования пород спилитовой серии до явлений альбитизации в гранитах и пегматитах.

Гилсон в другой своей работе (*32*), исходя из идей авторов, отмечающих роль летучих компонентов магмы в образовании щелочных пород (Шэнд, Смит, отчасти Боуэн) и из распространенности явлений альбитизации, вызываемой богатыми натром и глиноземом растворами, возникающими в последние стадии магматической эволюции, высказывает предположение, что эти же богатые натром и глиноземом растворы или эманации, проходя через субщелочную магму и обогащая ее этими элементами, могут быть причиной, благодаря которой может появиться щелочная магма. Он отмечает, что во многих щелочных породах из коллекции Массачузетского института нефелин является одним из последних минералов, и что порода начала кристаллизоваться, как субщелочная, обогащаясь щелочью в процессе кристаллизации. После застывания в породу поступали богатые натром эманации, полевые шпаты альбитизировались, и в некоторых случаях образовались богатые натром деутерические минералы: содалит, канкринит, рибекит и эгирин. Нужно указать, что развитие деутерического альбита в щелоч-

ных породах, и в особенности в нефелиновых сиенитах, вообще является обычным и характерным процессом. В частности, оно отмечено во всех более или менее подробно описанных нефелиновых сиенитах нашей страны (Ильменские горы, Хибины, Мариуполь, Забайкалье, Ботогол).

Вместе с действием натровых эманаций в эту фазу образования горных пород часто замечается также обогащение этих эманаций железом и редкими элементами, возникают пневматолитовые образования, где альбит и эгирин являются главнейшими из породообразующих минералов.

Некоторые авторы (Ферсман, Кранк) допускают даже особый «агпаитовый» тип магматической дифференциации в некоторых нефелиновых сиенитах. Мы не можем здесь входить детально в рассмотрение этой агпаитовой дифференциации. Эти вопросы находятся уже вне темы настоящей работы. Ограничусь лишь замечанием, что знакомство с Хибинским массивом и из описаний, и по материалам, и, наконец, из кратковременных моих экскурсий заставляет меня считать, что отличительные черты «агпаитового» характера этого массива связаны не с самим процессом собственно магматической дифференциации, в существенном одинаковым с процессом дифференциации других массивов нефелиновых сиенитов, в частности уральского Миасского массива, но с более поздними «пневматолитическими» явлениями.

Приписывая активную роль в образовании щелочных пород щелочным эманациям, выделяющимся в последние стадии образования магматических пород, Гилсон пытается найти особые условия, при которых действие таких эманаций может привести к образованию щелочной магмы из первоначальной субщелочной. Приведу его соображения дословно.

«Купол гранитной магмы, кристаллизовавшейся нормальным и обычным порядком, располагался на обширном теле, являясь просто его верхней частью, и вся масса первоначально имела одинаковый состав. Где кровля имеет подходящие очертания, летучие вещества, выделявшиеся при кристаллизации большого тела и содержащие молекулы $NaAlSiO_4$, должны проходить, по большей части, через верхние части куполов, чтобы реагировать с жидкими и твердыми фазами.

Шэнд отмечает, что многие богатые щелочами породы находятся в куполах, вулканических «трубках» или в трещинах, через которые магматические газы могли протекать продолжительное время.

В куполе, таким образом, кристаллизовались богатые натром биотиты(?), амфиболы, пироксены и полевые шпаты в течение последних стадий застывания первоначальной гранитной магмы, вследствие внесения в нее таких больших количеств натра снизу. С дальнейшим ходом этих последних стадий кристаллизации содержание кремнезема в остаточной жидкости в куполе уменьшается в такой степени, что начинает кристаллизоваться нефелин. Продолжающийся ток богатых натром растворов после застывания массы в куполе ведет к альбитизации полевых шпатов и образует деутерические минералы: содалит, канкринит, эгирин и т. д., находящиеся так часто во многих щелочных породах».

Как видим, Гилсон придает большое значение форме залегания, направляющей восходящие токи богатых натром растворов летучих, изменяющих состав магмы. Особенностью его гипотезы является допущение, что источником натровых растворов, вызывающих изме-

нение состава гранитной магмы, является сама эта магма и что эти растворы обособляются при нормальном ходе кристаллизации в последние стадии ее. Требуются лишь благоприятные условия для усиления действия этих растворов. Что же касается самого явления переноса летучих составных частей, то, как мы видели, он принимается как главнейший фактор изменения состава магмы также рядом других авторов, и мне представляется это явление в процессе образования щелочных пород заслуживающим наибольшего внимания.

Остановимся на нем несколько подробнее и попытаемся выяснить, в каких условиях допустимо подобное явление и какие перед нами стоят проблемы, решение которых необходимо для дальнейшего развития и обоснования этой гипотезы или, наоборот, для ее опровержения.

Вопросы, связанные с этой гипотезой, распадаются на такие:

1) Вопрос об источнике щелочей, переносимых растворами летучих компонентов.

2) Способ переноса или, другими словами, состояние системы во время переноса.

3) Причины, непосредственно вызывающие перенос.

4) Характер реакций переносимого вещества с магмой, приводящих к образованию щелочной магмы.

Обращаясь к существующим гипотезам, мы найдем, что то или иное решение этих вопросов дается или в самых общих чертах, или они совсем оставляются без ответа.

1. Что касается источника щелочей, переносимых согласно гипотезам этого рода, то, как мы видели, имеются два предположения: a) щелочные натровые растворы получаются при нормальном ходе кристаллизации магмы (Гилсон, отчасти Смит); b) для возникновения достаточного количества натровых растворов допускается вытеснение натра из щелочных алюмосиликатов при реакции с известью известняков (Шэнд, отчасти Фой, допускающий совместное действие ассимиляции карбонатовых пород и действия летучих, Дэли).

Следует ли остановиться на каком-либо одном из этих предположений или допустить возможность и того, и другого, или совместного действия обеих причин, — пока остается не решенным. Редкость щелочных пород и связь их с известняками, на которой настаивают многие авторы, говорят в пользу второго из упомянутых предположений, но оба эти факта не исключают возможности первого.

2. Относительно способа переноса «летучих компонентов» могут быть сделаны два предположения. Это явление может происходить, во-первых, в гетерогенной (в смысле физической химии) системе, в которой летучие компоненты обособились в виде газовой фазы. Газовая фаза выделяется из жидкой магмы в виде пузырьков, и при сделанном допущении надо предполагать газовый перенос именно в таком виде. Вероятно, широко распространенное в вулканических процессах, это явление едва ли имеет такое же значение в условиях остывания глубинных магм, по крайней мере мы не знаем очевидных доказательств его наличия.

При втором способе перенос летучих в гомогенной системе может совершаться при помощи диффузии. О роли диффузии в магматических системах мы знаем и можем обоснованно предполагать очень немного. В сухих силикатных сплавах диффузия силикатовых составных частей сплава очень невелика, как это показывают известные опыты Боуэна (*21*). Причиной незначительных размеров диффузии является

большая вязкость сплава и, вероятно, размеры диффундирующих молекул.

Когда мы говорим о переносе диффузией летучих компонентов магмы, надо иметь в виду, что в этом случае условия процесса иные. Вязкость сплава значительно понижается от прибавления этих составных частей. Скорость диффузии в таком случае может быть значительна, и при продолжительном действии причин, вызывающих диффузионный ток, результат диффузии может оказаться гораздо бо́льшим, чем об этом можно заключать из опытов над сухими сплавами.

3. Ходячее представление относительно газового переноса нередко высказывается в виде положения, что легкие летучие составные части стремятся в верхние части магматического бассейна. Необходимо по этому поводу сделать несколько замечаний.

Сила тяжести, которая заставляет легкие составные части подниматься вверх, а тяжелые опускаться книзу, является мощным фактором дифференциации в гетерогенных системах. Погружение выделяющихся из кристаллизующейся магмы тяжелых кристаллов, или всплывание пузырьков газа, можно считать явлениями, доказанными и бесспорными. Механическая сила тяжести, естественно, может и должна быть причиной разделения фаз гетерогенной физико-химической системы, являющихся механически разделимыми ее частями. Иначе дело обстоит в гомогенной системе, не распавшейся на механически разделенные части. Различие концентрации каких-либо растворимых компонентов в нижних и верхних частях магматической массы, если оно возникает, может быть лишь незначительным, вследствие известного явления Гуи де Шаперона, в том случае, если магматический очаг представляет замкнутую систему, из которой не происходит выделения летучих. Растворенные летучие составные части будут стремиться «перетекать» в места с меньшим давлением, независимо от того, вверху или в другом месте эти пункты меньшего давления находятся, и продолжительность этого процесса, о которой упоминает Гилсон, зависит от того, насколько длительным будет поддержание разницы давлений, вызывающих такие токи. Перетекающие щелочные компоненты магмы могут устремляться в купола или апикальные части батолитов не вследствие того, что они расположены вверху батолита или имеют подходящую форму, а это будет иметь место в том случае, если какие-то условия в этих пунктах позволяют удаляться из магмы некоторым летучим составным частям или вследствие разломов кровли и большей ее проницаемости, или вследствие реакций в кровле или в самой магме. Таким образом, будет понижаться осмотическое давление этих составных частей и поддерживаться приток их из других мест магматического бассейна.

Граут (*35*) указывает, что такую миграцию газовых легких составных частей магмы нужно рассматривать как потоки газовых составных частей или газовый перенос («Streaming of gases»), отличные от диффузии и производящие более быстрый эффект, но что этот процесс не выясняется в большинстве рассуждений о газовом переносе. Справедливо, что наши представления о «газовом переносе» еще чрезвычайно неопределенны, но значительный эффект его в некоторых случаях совершенно очевиден; достаточно упомянуть, например, вынос железа в контактовую зону таких месторождений, как на горе Магнитной; этот вынос связан с притоком железистых соединений из глубоких частей магматического очага. Этот приток поддерживается выпадением железа

в форме магнетита и скарновых минералов при реакции растворов железистых соединений с известняком.

Насколько эффективным может быть перенос щелочей подобным способом при образовании щелочных пород, является вопросом открытым, но если он имеет место, его следует связывать также с появлением по окраинам магматического бассейна пунктов с пониженным давлением, куда устремляются растворенные летучие составные части магмы.

4. Еще меньше мы знаем относительно тех возможных реакций, которые происходят между притекающими щелочными растворами и первоначальными составными частями магмы. Если допустить вместе с Шэндом, что в некоторых, вероятно более глубоких, частях магмы реакция с известняком приводит к вытеснению щелочей и частью кремнезема (в виде щелочного силиката, например Na_2SiO_3) из молекул щелочных полевых шпатов, то, в силу указанных выше причин, получающиеся таким образом щелочные составные части переносятся в другие части магматического очага. Последние, таким образом, обогащаются щелочами и в меньшей степени кремнеземом. Соответственно с этим относительное количество глинозема становится меньше. Как известно, это является характерной чертой щелочных пород вообще, с которой связано появление в них эгирина и других щелочных феррисиликатов.

Если следовать по пути, избранному Шэндом, и попытаться изображать происходящие реакции схематически, химическими формулами, то мы их можем представить таким образом. Мы видели выше (стр. 313), что при реакции с известняком могут образоваться силикаты натра Na_2SiO_3 или $Na_2Si_2O_5$.

Образование эгирина в существенно полевошпатовом расплаве в этих случаях можно схематически представить в таком виде:

1. $Na_2SiO_3 + Fe_2O_3 + \underset{\text{альбит}}{NaAlSi_3O_8} + \underset{\text{кварц}}{SiO_2} = \underset{\text{эгирин}}{2NaFeSi_2O_6} + \underset{\text{нефелин}}{NaAlSiO_4}$

2. $Na_2Si_2O_5 + Fe_2O_3 + \underset{\text{альбит}}{NaAlSi_3O_8} = \underset{\text{эгирин}}{2NaFeSi_2O_6} + \underset{\text{нефелин}}{NaAlSiO_4}$

Общеизвестный парагенезис нефелина и эгирина, может быть, является в известной мере подтверждением такого рода реакций. При этом приблизительные количества участвующих в реакции и получающихся при этом соединений таковы (по весу):

$26{,}5Fe_2O_3 + 43{,}5\%$ альбита $+ 30\%$ $Na_2Si_2O_7$ (или 20% Na_2SiO_2 и 10% SiO_2) дают $76{,}5\%$ эгирина $+ 23{,}5\%$ нефелина.

Система $Na_2O - SiO_2 - Fe_2O_3$ в области, близкой к эгирину, изучена; установлена инконгруэнтность плавления эгирина (*22*), но четверная система, куда входит также Al_2O_3, пока остается неисследованной, и поэтому мы не имеем данных для того, чтобы представить ход минералообразования даже в рассматриваемом упрощенном случае. В магме явление протекает несравненно сложнее. Есть основания, например, думать, как это показывают процессы контактового метаморфизма, что железо присутствует в силикатовом расплаве частью в виде хлорида, образование эгирина может сопровождаться выделением хлора или хлористоводородной кислоты, которые, в свою очередь, могут вступать в дальнейшие реакции и т. д.

Поэтому приходится признать, что хотя гипотеза, связывающая образование щелочных пород с действием летучих щелочных составных частей, образующихся при реакции магмы с известняками, устраняет

некоторые затруднения, возникающие при применении гипотезы непосредственной десиликации полевошпатовых молекул известью, однако и она далеко еще не решает вопроса о генезисе щелочных пород.

Возвращаясь к щелочным породам Бердяушского массива, следует отметить еще следующие особенности в его строении.

Массив заключен среди доломитов, и потому предположение о роли десиликации при образовании щелочных пород вполне естественно первым приходит в голову.

Но мы уже видели, что процесс десиликации, если он имел место, происходил в более глубоких частях массива, чем те, которые обнажены на поверхности. Обращаясь к геологическим условиям залегания, мы видим, с другой стороны, что окружающие массив слои доломита являются самыми нижними слоями в согнутой в виде синклинали доломитовой толще. Правда, мы точно не знаем постели этой толщи в непосредственном соседстве с Бердяушским штоком, не знаем той глубины, до которой протягиваются вниз доломиты, но мы знаем, что эта постель недалека и что она образована сланцами и кварцитами, т. е. не карбонатовыми породами.

Если реакция между карбонатовыми породами и магмой происходила на значительной глубине, то источник этих карбонатовых пород все-таки мог находиться лишь недалеко от современной дневной поверхности, вскрывающей доломитовую толщу, и, следовательно, здесь имело место погружение оторванных или обрушившихся глыб кровли магматического бассейна в его более глубокие части. С точки зрения представлений об обрушении кровли, выдвинутых Дэли, это вполне естественное явление, но в нашем случае некоторое затруднение оно встречает в том развитии гибридных пород, которое мы находим в Бердяушском массиве.

В самом деле, многочисленные ксенолиты, встречающиеся в разных участках гранитов, говорят, как будто, за то, что даже более тяжелые, чем доломитовые, куски диабазов или каких-то других габброидного состава пород долгое время могли оставаться взвешенными в гранитовой магме, подвергаясь здесь ее реакционному воздействию. Непонятно в таком случае, почему не встречаются следы подобных же реакций между магмой и доломитами в тех же высоких горизонтах магматической массы. Такого рода затруднение не является, однако, неустранимым. Может быть, в условиях и способе интрузии можно было бы найти объяснение указанным особенностям, но, вследствие недостаточной обнаженности массива, мы не располагаем необходимыми сведениями о деталях его строения. Недостаточно обоснованным является и предположение об относительно неглубоком залегании доломитов и смене их толщей, не содержащей карбонатовых пород, хотя оно и кажется нам сейчас наиболее вероятным.

Остановимся еще на гипотезе газового переноса без влияния карбонатовых пород, поглощаемых магмой. Гилсон предполагает, что источником щелочных растворов, превращающих известково-щелочную магму в магму щелочную, являются более глубокие части магматической массы и что природа этих растворов близка к тем остаточным растворам, которые обособляются в гранитной магме в конечные этапы ее застывания. Главной составной частью этих растворов является натр. Но, сравнивая состав гранитов и нефелиновых сиенитов, мы заметим, что разница между ними заключается не только в притоке натра, а скорее состав нефелинового сиенита может быть получен из состава гра-

нита удалением некоторых составных частей. В следующих двух колонках приведены средние составы этих типов пород по данным Дэли:

	Гранит	Нефелиновые сиениты	Приблизительное отношение процентного содержания окислов
SiO_2	70,2	54,6	0,8
TiO_2	0,3	0,3	3,0
Al_2O_3	13,5	19,9	1,5
Fe_2O_3	1,5	3,4	2,3
FeO	0,9	2,2	2,0
MnO	0,1	0,3	3,0
MgO	0,4	0,9	2,2
CaO	1,2	2,5	2,1
Na_2O	3,4	8,3	2,4
K_2O	4,5	5,5	1,2
H_2O	1,5	1,4	
P_2O_5	0,1	0,2	2,0

Мы видим, что относительное содержание всех почти окислов, кроме SiO_2, K_2O и Al_2O_3 (и малых TiO_2 и MnO, для которых цифры мало точны), в нефелиновых сиенитах возрастает по сравнению с содержанием их в гранитах приблизительно одинаково в 2,1 до 2,4 раза. Мы скорее могли бы получить вместо состава гранита состав нефелинового сиенита, отнимая от первого SiO_2, K_2O и Al_2O_3, чем прибавляя другие компоненты. В этом заключается, как будто, некоторое преимущество гипотезы десиликации перед гипотезой привноса.

Е. А. Кузнецов (*6*), сравнивая состав миаскитов с составом гранитов, также обратил внимание на то, что, отнимая от состава гранита SiO_2 и некоторое количество других окислов, можно получить состав, близкий к составу нефелинового сиенита (миаскита). Он делает из этого заключение, что, во-первых, «происхождение миаскитов из гранитной магмы возможно» и, во-вторых, что «десиликация гранитной магмы при образовании миаскитов не сопровождалась ассимиляцией».

Конечный результат процесса десиликации, однако, еще не дает определенного ответа на вопрос, каким образом десиликация происходила. Он может рассматриваться как указание на самый факт обеднения кремнеземом.

Но десиликацию можно представлять двояко. Первый способ поглощения магмой карбонатовых пород и дальнейшие реакции по гипотезе Шэнда и Дэли рассмотрен выше. По расчетам Шэнда 100 частей гранита среднего состава должно прореагировать с 65 частями известняка, чтобы дать от 60 до 80 частей нефелинового сиенита. Другой способ десиликации, который можно предположить, заключается в выносе из магмы SiO_2 и частью других составных частей в окружающие породы. Мы знаем вполне доказанные случаи такого выноса кремнезема и других компонентов при явлениях контактового метаморфизма. Можно было бы предположить, что при некоторых особых условиях вынос SiO_2 из магмы, в которой происходит одновременно диссоциация молекул (Na, K)$AlSi_3O_8$ на (Na, K)$AlSiO_4$ и SiO_2 и вынос последней заходит так далеко, что магма из пересыщенной кремнекислотой

становится ненасыщенной ею. Боуэн в своей гипотезе (1915 г.) допускал удаление из магмы, при подобных условиях ее диссоциации, кремнекислоты при помощи кристаллизационной дифференциации. Несомненные случаи выноса SiO_2 из магмы в виде летучих составных частей позволяют поставить вопрос о возможности подобного процесса и при десиликации, ведущей, в конечном счете, к образованию щелочных пород.

Однако, приблизительный подсчет количественных соотношений, подобный тому, который был сделан Шэндом для случая реакций известняка с магмой, показывает, что, допуская один только вынос из магмы, для превращения состава гранита в состав нефелинового сиенита, приведенный выше, необходимо от первого отнять до 50% его массы, с таким приблизительным составом удаляемого вещества: SiO_2 — 86%, Al_2O_3 — 10%, K_2O — 4%.

Состав выносимого вещества кажется правдоподобным. Явления окварцевания пород или образования силикатов за счет несодержащего кремнезем вещества боковых пород, с одной стороны, фельдшпатизация с образованием ортоклаза и развитие биотита при образовании роговиков, фельдшпатизация даже кварцитов, с другой стороны, показывают действительно большую способность к выносу SiO_2, K_2O и Al_2O_3.

Состав вещества, выносимого из гранитовой или другой магмы в виде летучих составных частей, зависит от внешних условий этого процесса и прежде всего от давления. Мы видим, действительно, что в менее глубинных гранитовых телах контактовое действие гранитов на известняки выражается главнейше в образовании скарнов, при котором из магмы выносятся, главным образом, кремнезем и окислы железа; возникающие обычно андрадитовые и геденбергитовые скарны бедны глиноземом. При более глубоких гранитных интрузиях вместо скарнообразования мы встречаем образование из известняков же амфиболитов: железо в выносимых материалах отходит на второй план, несомненным является приток вместе с кремнеземом глинозема и натра. Из теоретического физико-химического рассмотрения системы, содержащей летучие компоненты, следует, что при более высоких давлениях состав газовой фазы приближается к составу нелетучего расплава. Выделения абиссальных гранитовых интрузий поэтому имеют пегматоидный состав, более близкий к составу гранита, чем вызывающие контактовый метаморфизм эксгалации менее глубинных гранитовых тел. Изменение давления во время процесса магматической дестилляции непременно должно отразиться и на составе дестиллятов, а так как тектонические движения, и прежде всего разломы, влияют на величину давления и тем на магматическую систему, то является вполне допустимым такое предположение относительно хода магматической дестилляции, приводящей к образованию щелочных пород.

Гранитовая магма богата летучими компонентами, и гранит представляет лишь «дестилляционный остаток» этой магмы, потерявший во время своего застывания и часть кремнезема и часть щелочей, вынесенные в составе летучих. В связи с тектоническими движениями давление, под которым находится эта система, состоящая из нелетучей (гранит) и летучей фазы (пневматолиты), резко меняется; равновесие между этими фазами нарушается, и состав пневматолитовой фазы должен измениться. Если в удаляющейся из магмы части относительно возрастает кремнезем сравнительно с щелочами, магма относительно обед-

няется кремнеземом и обогащается щелочами, приближаясь к составу щелочных пород.

Понятно, что не только тектоническое изменение давления может оказывать влияние на состав пневматолитовой фазы, но и реакции между ней и вмещающими магматический резервуар породами и другие факторы равновесия «газовой» фазы и магматического расплава. Понятно, что явление в сложной магматической системе должно быть гораздо сложнее набросанной схемы. Ее цель — показать, как тектоника может отразиться на дифференциации магмы, благоприятствуя в некоторых случаях образованию щелочных пород.

Выше был подсчитан примерный состав веществ, которые должны быть вынесены из гранитовой магмы, чтобы остаток получил состав нефелинового сиенита; было указано, что качественно этот состав представляется довольно правдоподобным в свете тех представлений, которые имеются относительно состава пневматолитов вообще. Но подсчитанное количество выносимого материала кажется слишком большим. Оно говорит за то, что подобный процесс возможен только в том случае, если бы нефелиновый сиенит был лишь относительно небольшим дестилляционным остатком при распаде некоторой пегматоидной магмы, способной выделять в виде летучих до 50% своего состава.

В приведенные цифры, понятно, должны быть внесены некоторые поправки. Разумеется, не только SiO_2, Al_2O_3 и K_2O выносятся из гранитовой магмы, изменяя ее состав, но в ней одновременно могут накапливаться другие составные части, которые выносились бы при нормальном течении дифференциации и образовании гранита, и тогда первоначальная магма скорее может дойти до состава нефелинового сиенита. Но все же вынос для этого должен быть значительным.

Изложенные соображения показывают те трудности, которые возникают при попытке объяснения возникновения нефелиновых сиенитов путем десиликации непосредственно гранитовой магмы как при помощи ассимиляции карбонатовых пород, так и выносом избытка кремнекислоты. Те же трудности не устраняются и при допущении притока щелочей (натра) в гранитовую магму из других участков магматического бассейна, согласно гипотезе Гилсона, или при других способах образования нефелинового сиенита из гранитовой магмы: слишком велико различие в составе этих пород и слишком большое количество вещества должно быть придано или устранено из состава гранитовой магмы для получения состава нефелинового сиенита, чтобы эти изменения в составе могли получиться таким простым способом, как это предполагается в разных существующих гипотезах происхождения нефелиновых сиенитов из гранитовой магмы. Однако, геологическая связь с гранитами во многих случаях очень вероятна. При этом обычно нефелиновые сиениты являются более молодыми, чем граниты. Как будто можно поэтому думать, что они являются следующей стадией дифференциации, чем та, на которой появляется гранитовая магма, и, следовательно, вполне законны попытки объяснить происхождение нефелиновых сиенитов некоторыми превращениями, происходящими в гранитовой магме, хотя это и встречает указанное затруднение в количественных соотношениях составных частей этих пород.

В Бердяушском массиве граниты представляют, главным образом, рапакиви и рапакивиобразные видоизменения гранитов. Сочетание нефелиновых сиенитов с рапакиви является, может быть, самой замечательной особенностью этого массива, но нельзя отсюда еще делать за-

ключения, что именно магма состава рапакиви дала начало магмы нефелиновых сиенитов. Сами рапакиви, как мы видели, вероятно являются результатом изменения какой-то иной гранитовой магмы; и в более глубоких частях бассейна этой магмы возникла впоследствии также магма нефелиновых сиенитов.

НЕФЕЛИНОВЫЕ СИЕНИТЫ БЕРДЯУША И МИАСКИТЫ ИЛЬМЕНСКИХ ГОР

Сравнение нефелиновых сиенитов Бердяуша и миаскитов представляет особый интерес. Те и другие находятся в разных геологических условиях и в разных петрографических ассоциациях, принадлежа в то же время к проявлениям плутонизма одной и той же тектонической области.

Сравнительное изучение их может пролить некоторый свет на очень важный, но далеко не решенный вопрос о влиянии условий образования изверженных пород на их петрографические особенности.

Условия залегания миаскитов в последние годы выяснены довольно обстоятельно благодаря составлению детальной геологической карты этой части Урала на севере ее в Вишневых горах и Собачьих — Д. С. Белянкиным и Е. А. Кузнецовым и на юге в Ильменских горах — мною. На основании этих исследований геология щелочного гранито-гнейсового комплекса, в состав которого входят и нефелиновые сиениты, представляется в таком виде.

Нефелиновые сиениты (миаскиты) выступают по западной окраине гранито-гнейсовой полосы, протягивающейся с юга на север на расстоянии 140 *км* и достигающей в ширину 15—20 *км*. С западной стороны, между миаскитами и чуждыми комплексу более древними образованиями силурийско-девонской вулканической толщи, проходит только узкая полоска пород гранито-гнейсового комплекса. Миаскиты и на юге и на севере полосы их обнажений слагают в плане мощные тела неправильно линзообразных очертаний, образующие миаскитовые массивы южной части Ильменских гор на юге и Вишневых гор на севере.

Внешние или крайние концы этих массивов тупо закруглены, внутренние, т. е. обращенные на север в южном Ильменском массиве и на юг в северном массиве Вишневых гор, выклиниваются, суживаясь. Между этими большими массивами располагается ряд небольших, сильно вытянутых масс, переходящих в настоящие тонкие пластообразные залежи. Залегание миаскитов согласно со сланцеватостью и слоистостью окружающих кристаллически сланцеватых пород гранито-гнейсового комплекса. На южной и северной оконечностях соответственно Ильменского и Вишневогорского массивов их тупые окончания отвечают куполообразному строению гранито-гнейсов, окружающих миаскиты и падающих в стороны от них. Мы имеем здесь как бы окончания антиклинальной складки, погружающейся довольно круто на юг в ее южной оконечности, на север — в северной, причем миаскиты слагают ядро этой складки. В Ильменских горах окончание такой антиклинали наклонено, частью опрокинуто на запад; в Вишневых горах, наоборот, оно опрокинуто на восток. В средней части (северная часть Ильменских гор, Собачьи горы и т. д.) намечающаяся таким образом антиклиналь сильно сжата, наклонена на запад, так что все породы падают к востоку, и как будто в связи с этим здесь миаскитовые мас-

сивы разбиваются на отдельные линзообразные и пластообразные массы.

Нужно добавить к этому, что более значительные залежи миаскитов сопровождаются часто небольшими сателлитовыми телами этой породы.

Между миаскитами и вмещающими их гранито-гнейсовыми породами почти всегда наблюдается зона щелочных сиенитов, как правило, более значительная около больших масс миаскита. В Ильменских горах наибольшего развития щелочные сиениты достигают к северу от выклинивающейся здесь большой массы, слагающей южную оконечность этого хребта; они образуют здесь сплошную полосу, в которой заключены меньшие линзы миаскита, тянущиеся на север. Между миаскитами и щелочными сиенитами существуют переходы, и границы между теми и другими породами неодинаково резки.

В состав гранито-гнейсового комплекса, которому подчинены миаскиты, входят различные горные породы. Трудно отдать отчет в относительном количестве нового магматического материала, который был внедрен из глубин при формировании комплекса, и первоначального слоистого субстрата, в который произошло это внедрение и который, подвергшись глубокому метаморфизму, теперь вместе с инъицированными массами образует один целый петрографический комплекс.

Во всяком случае, в составе гранито-гнейсового комплекса различимы: 1) несомненные парагнейсы: графитовые, гранатовые и др.; 2) амфиболиты и близкие к ним породы; 3) прослои кварцитов (обычно с графитом, иногда с полевым шпатом); 4) типичные мигматические инъекционные гнейсы, фельдшпатизированные и гранитизированные породы; 5) более или менее значительные гранитовые и гнейсо-гранитовые массы, явно магматического происхождения, или инъицированные согласно в гнейсовую толщу или пересекающие ее дайками, — эти граниты большей частью биотитовые, реже роговообманковые и эгириновые; 6) аплиты и пегматиты разного состава; 7) ближе к окраинам появляются более или менее измененные ультраосновные породы: перидотиты, змеевики, тремолитовые, антофиллитовые и энстатитовые породы и т. д.

Почти все породы, за исключением секущих аплитовых и гранитовых жил и пегматитов, залегают, давая согласные контакты, и почти все они обнаруживают более или менее ясную гнейсовидную кристаллизационную сланцеватость. Д. С. Белянкин (*1*) по этому поводу писал так: «В Ильменском хребте нет нормальных изверженных пород, а только гнейсы и пегматиты». Это положение, высказанное в такой категорической форме, не может быть принято без некоторых поправок и дополнений, которые и были в свое время сделаны (*5*), но остается совершенно справедливым, что гнейсовидный облик ильменских пород является одной из самых характерных их черт, и он в большей или меньшей степени выражен не только в явных пара-породах или породах мигматических, но и в тех телах, которые, вероятно, образовались кристаллизацией настоящих магматических масс.

Мы не можем сейчас останавливаться на подробностях строения Ильменского комплекса, которое не является темой настоящей работы. Приведенные выше особенности являются наиболее резко бросающимися в глаза признаками, отличающими этот комплекс от рассматриваемого нами сейчас Бердяушского сложного штока.

Объяснение этих признаков дается теми представлениями о способе формирования Ильменского комплекса, которые вкратце уже излагались раньше и в существенном состоят в следующем.

Интрузия магмы, давшей начало Ильменскому комплексу, произошла на значительной глубине вдоль антиклинального изогнутия некоторой наслоенной серии, может быть в нижних частях представлявшей вулканогенную толщу палеозоя, которую в менее измененном виде мы видим западнее, а в верхних уже представленную песчано-сланцевыми отложениями низов карбона. Это антиклинальное изогнутие занимает, как видно из геологической карты Урала, особое положение в тектонике Уральской горной системы, смыкая два дугообразно изогнутых пучка складчатости к северу и к югу от него; в его строении можно отметить своего рода скручивание, выразившееся в наклоне антиклинали на запад в ее южной части и на восток — в северной.

Внедрение (invasion) магмы произошло на протяжении 140 *км* вдоль этой тектонической формы и, вероятно, во время и в связи с ее формированием: структурные особенности изверженных пород комплекса, следы подвижек [1] в нем во время образования слагающих его кристаллических пород указывают на не прекращавшееся во время его образования боковое давление и тектонические движения. Может быть, именно формирование кристаллического комплекса сделало эту полосу пород более прочной.

Магма, внедрявшаяся в зоне теперешнего Ильменского комплекса, имела первоначально гранитовый состав, она была богата летучими и, без сомнения, ее ихор (Седерхольм) был существенным фактором в образовании пород комплекса. Взаимные отношения гнейсов и пересекающих их, несомненно, магматических жил гранита в Ильменском комплексе поразительно сходны с такими же отношениями, описанными Феннером (*29*) из Нью-Джерси, и те идеи, которые были высказаны этим автором о способе формирования гнейсов и гранитов изученной им области, кажутся весьма правдоподобными в приложении к объяснению соотношений ильменских пород.

В петрографическом отношении Ильменский комплекс, как известно, обнаруживает большое сходство с районом Haliburton Bankroft Area в Онтарио, с его нефелиновыми сиенитами, другими щелочными породами и корундовыми месторождениями. Гранитово-гнейсовые толщи во многом подобны многочисленным примерам гнейсовых зон разных областей с их явлениями мигматизации и гранитизации осадочного субстрата при вторжении гранитной магмы. Верхнепалеозойский возраст ильменского комплекса, повидимому, не вызывает сомнений. Этот комплекс относится, очевидно, к одной из тех зон «проплавления», какую некогда рисовал Кенигсбергер (*47*) в Средней Европе.

Совсем иные геологические соотношения мы видели в Бердяушском массиве. Это сравнительно небольшой шток, его граниты не сопровождаются гнейсами, здесь нет глубинного метаморфизма окружающих пород, подвергшихся, наоборот, «нормальному» и пневматолитическому контактовому метаморфизму с дедоломитизацией и с образованием скарнов, метаморфизму того типа, который является свойственным менее глубоким внедрениям магмы.

---

[1] Эти следы, особенно в виде милонитизированных полосок, привлекали внимание Е. А. Кузнецова, но они несомненно переоценены им и возведены в ранг признаков крупнейших дислокаций.

Короче говоря, между Ильменским комплексом и Бердяушским штоком существует то же различие, которое отличает гнейсовые массивы от гранитных штоков.

Различия для наших массивов могут быть представлены в виде такой таблички:

Ильменский комплекс	Бердяушский шток
Размеры около 140 × 15 *км.*	Размеры 11 × 3,5 *км.*
Преобладающая изверженная порода: гранит с гнейсовидной структурой, частью щелочной.	Преобладают граниты рапакиви.
Обильное развитие пегматитов и аплитов; нет типичных лампрофиров.	Пегматиты почти отсутствуют, аплиты обычны, встречаются лампрофиры.
Гнейсификация и мигматиты чрезвычайно развиты.	Сланцы превращаются в контактовые роговики.
Основные породы и известняки превращены в амфиболиты.	Гибридизм основных пород и гранитов внутри массива; доломитовые известняки частью превращены в скарны или только дедоломитизированы и перекристаллизованы.
Последовательность гранитов, щелочных сиенитов и миаскитов нерезко видна. Все эти породы кажутся кристаллизовавшимися в одинаковых условиях.	Последовательность рапакиви сиенитов и нефелиновых сиенитов отчетлива. Более древние рапакиви оказывают охлаждающее влияние на поздние интрузии.
Щелочные сиениты занимают промежуточное положение между гранитами и миаскитами и представляются как реакционная кайма между этими породами.	Щелочные сиениты интрудированы в граниты до интрузии нефелиновых сиенитов. В жилах и в краевых частях сиениты представлены порфировой фацией.
Миаскиты застывали последними, они сопровождаются значительно развитой пегматитовой свитой.	Нефелиновые сиениты интрудированы и застывали последними. Пегматиты почти отсутствуют.

В очевидной связи с этим различиями в геологических условиях залегания отличается и петрографический характер миаскитов, с одной стороны, и нефелиновых сиенитов Бердяуша, с другой.

Прежде всего надо указать, что в этих породах Бердяуша отсутствует гнейсовидность и та «паналлотриоморфнозернистая» структура, которая так характерна для миаскитов. В нефелиновых сиенитах Бердяуша мы имеем типичную гипидиоморфно-зернистую структуру с определенно выраженной последовательностью в степенях идиоморфизма слагающих ее минералов, как это было описано выше. Указанное различие по текстуре типов гранитоидных и трахитоидных не имеет ничего общего с различием массивных и гнейсовидных миаскитов, которое может быть подмечено в центральных и краевых частях Ильменского миаскитового тела. Развитие гнейсовидности в ильменских породах зависит не столько от формы и расположения отдельных зерен минералов, сколько от их распределения в породе. Структура, в узком смысле этого слова, как в массивных, так и в гнейсовидных миаскитах отличается неправильными изометрически-округлыми и более или менее удлиненными по направлению сланцеватости зернами как нефелина, так и калиевого или калинатрового полевого шпата.

Неправильные очертания таблиц слюды и развитие более идиоморфных мелких кристаллов альбита между зернами и калиевого полевого шпата и нефелина, переходящее в каймы альбита на калиевом полевом шпате с пертитовыми вростками, проникающими внутрь зерен, дополняют обычную картину структурных отношений минералов.

Их неправильные формы, попадающиеся взаимные прорастания и характер распределения в породе придают ей определенное сходство со структурами кристаллобластическими, что отмечалось уже раньше и что без сомнения представляет проявление протобластической кристаллизации или пьезокристаллизации породы.

Эти признаки отсутствуют в нефелиновых сиенитах Бердяуша. Трахитоидный облик их текстуры связан с вытянутыми очертаниями идиоморфных полевошпатовых кристаллов, настоящей «гнейсовидности» здесь нет. Взаимные отношения минералов дают картину нормальной гипидиоморфно-зернистой структуры изверженных пород.

Можно отметить и некоторую разницу в минералогическом составе. Характер полевого шпата в бердяушском нефелиновом сиените гораздо более постоянный. Здесь нет того разнообразия и в оптических свойствах калиевого полевого шпата и в соотношениях его и альбита. Нефелина в бердяушских нефелиновых сиенитах в общем несколько меньше, чем в миаскитах. Замечательно то, что он очень охотно переходит при вторичных изменениях в белую слюду в породах Бердяуша, что совсем не свойственно миаскитам. Как известно, цветной минерал миаскитов главным образом лепидомелан, хотя по окраинам появляются и гастингситовые разности. В Бердяушском массиве, наоборот, преобладает гастингсит, удивительно похожий по составу на гастингсит миаскитов, но по периферии зерна иногда превращаются в разновидность синей роговой обманки, не встречающейся в миаскитах.

Остатки пироксена, найденные в бердяушских породах, отсутствуют в миаскитах. Там иногда только появляется эгирин в более меланократовых видоизменениях породы.

Обращают на себя внимание также бедность бердяушских нефелиновых сиенитов аксцессорными минералами и их отличия от тех, что характерны для миаскитов: относительно много ортита, почти отсутствует (или сомнительно) циркон, тогда как в миаскитах имеет место обратное. В бердяушских породах не обнаружен содалит, канкринит имеет совершенно ничтожное значение, не встречено пирохлора и кальцита, столь обычных для миаскитов, зато найден анальцим, не свойственный миаскитам.

Нужно, впрочем, заметить, что плохая обнаженность Бердяушского массива не позволяет быть уверенным в полноте характеристики слагающих его пород. Все же, как будто, нефелиновые сиениты Бердяуша гораздо более однообразны по составу; о слабом развитии пегматитов уже сказано, другие формы дифференциации также мало выражены. В миаскитовом массиве, наоборот, мы имеем довольно большое разнообразие; я наблюдал там такие типы:

1) нормальные миаскиты с лепидомеланом в качестве цветной составной части, 2) роговообманковые миаскиты с гастингситом, 3) мезократовый тип роговообманковых миаскитов с 56% SiO_2, 7,5% щелочей и 15% Al_2O_3, 4) меланократовые породы, близкие по вещественному составу к пьенаритам, ковитам и т. д., с 51,8% SiO_2, 13,8% щелочей и 23,3% Al_2O_3, 5) типичные канадиты, не содержащие калиевого полевого шпата, 6) слюдяные монмутиты, поразительно похожие и по внешнему виду и под микроскопом на монмутиты из Онтарио, но содержащие вместо гастингсита лепидомелан, 7) как большая редкость, встречаются миаскиты с корундом, приближающиеся к крейгмонтитам.

Этого разнообразия мы не видим среди нефелиновых сиенитов Бердяуша, но зато здесь мы имеем порфировые разновидности

в жильных формах залегания, что совершенно отсутствует в Ильменском петрографическом комплексе.

Сопоставляя все эти различия бердяушских и ильменских пород с геологическими их отношениями к другим породам, с ними связанным, можно притти к заключению, что эти различия скорее всего могут быть объяснены не столько разницей в вещественном составе первоначальной магмы, дифференциация которой привела к наблюдающемуся теперь разнообразию пород, сколько теми условиями глубины интрузии и, следовательно, температурами и давлениями, господствовавшими при формировании пород, которые связаны с различием в геологических, именно тектонических, условиях образования этих петрографических ассоциаций.

Сравнение миаскитов и нефелиновых сиенитов Бердяуша, таким образом, показывает, что и среди нефелиновых сиенитов можно выделить те же две фации, которые уже давно отмечены среди гранитов: граниты гнейсовидные, переходящие в гнейсы и входящие в состав гнейсовых зон, регионального значения, с одной стороны, и граниты штоков с порфировой структурой периферической зоны, с другой.

Между гранитами, с одной стороны, и нефелиновыми сиенитами, с другой, вообще можно найти целый ряд сходных черт, которые вытекают из термической диаграммы для щелочных салических минералов.

Действительно, в этой диаграмме имеются две эвтектические точки: E_1, отвечающая граниту, и E_2 — нефелиновому сиениту. Поскольку кристаллизация и кристаллизационная дифференциация регулируются эвтектическими соотношениями, из существования двух аналогичных сингулярных точек диаграммы (эвтектических) вытекает ряд сходных свойств у отвечающих анхиэвтектических пород: меняющийся порядок кристаллизации с началом выделения в зависимости от состава пород то полевого шпата, то кварца в гранитах и соответственно в нефелиновых сиенитах, то полевого шпата, то нефелина. Отсюда — различие двух типов структуры, которые мы обозначаем, обычно, собственно гранитовой и гранулитовой.

Стремление в составе породы к анхиэвтектическим соотношениям минералов,[1] существование пегматитов гранитовых и нефелиново-сиенитовых; сходные отношения этих пегматитов к массивной породе и окружающим породам; существование письменных срастаний (правда, для полевого шпата с нефелином более редких, чем для полевого шпата и кварца); существование мелкозернистых аплитовых разностей (тоже более редких в нефелиновых сиенитах) — все эти существенные особенности одинаково повторяются в той и другой породе.

Эти сходные черты, вследствие существенного различия в той и другой породе протопнеуматолитических и эпимагматических явлений, не всегда выступают с достаточной отчетливостью, но нельзя пройти

[1] Б. М. Кулетский и Т. М. Окнова (7), на основании большого количества подсчетов минералогического состава нефелиновых пород, пришли к заключению о сравнительном постоянстве отношения количества нефелина и полевого шпата в нефелиновых сиенитах, подобно тому, как это имеет место в отношениях кварца и полевого шпата в гранитах; этого и следовало ожидать, исходя из конгруэнтности плавления нефелина и полевого шпата и отсутствия между ними соединений и твердых растворов. Странным представляется соображение названных авторов, что близость величин отношения между нефелином и полевым шпатом, с одной стороны, и кварцем и полевым шпатом, с другой, — может быть, указывает на зависимость нефелиновой эвтектики от эволюции изменяющейся в процессе дифференциации гранитовой магмы.

мимо них, когда приходится изучать любой из массивов нефелиновых сиенитов. Когда более ста лет тому назад нефелиновые сиениты были впервые открыты на Урале Менге, он назвал их «Ильменским гранитом», в котором вместо кварца находится элеолит. Теперь мы можем сказать, что в этом сравнении заложен еще более глубокий смысл, чем это могло быть подмечено в то время Менге. А сравнивая те же миаскиты с ближайшими к ним нефелиновыми сиенитами Урала, находящимися в других геологических условиях, мы замечаем и еще одну общую черту с гранитовыми породами, которую мы отметили выше: существование двух фаций нефелиновых сиенитов, соответствующих гранитам гнейсовых массивов, с одной стороны, и гранитовых штоков, с другой, — различающихся не только условиями нахождения, но и некоторыми петрографическими признаками.

Как известно, между гнейсо-гранитами и гранитами, как это устанавливается, например, в Средней Европе, существует определенное соотношение, именно, гранитные штоки отвечают несколько более поздней фазе интрузии гранитов, располагаясь в гнейсовых зонах и по их окраинам. В нашем случае изолированное положение заставляет воздержаться от каких-либо заключений об относительном возрасте этого штока и гранито-гнейсового комплекса Урала. Во всяком случае, очевидно, что появление нефелиновых сиенитов в Бердяушском штоке и в Ильменских горах, находящихся на расстоянии около 70 *км*, связано с разными, независимыми один от другого, процессами магматической дифференциации.

В другом месте я указывал, что Ильменский магматический комплекс на Урале, в состав которого входят известные (единственные в то время) нефелиновые сиениты, занимает особое тектоническое положение в этой горной системе, в стыке двух дугообразных систем складок Южного и Среднего Урала. В настоящее время открыто Бердяушское месторождение нефелиновых сиенитов, и Г. А. Соколовым (*15*) найдены эти же породы в Нязепетровском районе. Любопытно, что эти две находки занимают аналогичное положение по отношению к Ильменскому массиву к западу от его концов, к которым приурочено нахождение наиболее значительных масс миаскитов. Их расположение отвечает той симметрии, которая намечалась в расположении миаскитовых масс и в складчатых дугах Урала. Это обстоятельство, мне кажется, является наглядным подтверждением той мысли, что между тектоникой и характером магматических пород какая-то зависимость действительно существует, и вместе с тем сравнение пород Ильменских гор и Бердяушского штока показывает, что это влияние тектонических движений на магматическую дифференциацию совсем иного порядка, чем то различие в глубинах интрузий и соответственных температурах и давлениях, которые обусловливают различие гнейсовых зон и гранитных штоков.

Мы видели, что возраст пород, в которые произошла интрузия, с одной стороны, Бердяушского штока и, с другой, — изверженных пород Ильменского комплекса, различен. Можно говорить лишь о послекембрийском возрасте Бердяушских пород и о вероятно более молодом, чем самые нижние слои карбона, возрасте пород Ильменского комплекса. Мы не можем сейчас с уверенностью сказать, являются ли те и другие щелочные породы принадлежащими к одному тектоническому и магматическому циклу, но если допустить более древний возраст бердяушских пород, то, принимая возможность влияния тектоники

на особенности петрографических комплексов пород, мы должны будем предположить, что основные особенности тектоники, влиявшие на ход магматической эволюции, проявились очень рано и повторно оказали свое влияние при последующих магматических процессах.

В случае одинакового геологического возраста ильменских и бердяушских пород их закономерное явление в общей тектонической картине строения этой части Урала становится еще нагляднее.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белянкин Д. С. К интерпретации Ильменского петрографического комплекса Геол. вест., V, 1—3. 1926.
2. Гинзберг А. С. Об Уральском рапакивиобразном граните. Изв. СПБ. Политехн. инст., т. XV. 1911.
3. Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных пород. ОНТИ. 1933.
4. Заварицкий А. Н. Физико-химические основы петрографии. Ленинград. 1926.
5. Заварицкий А. Н. О роли изверженных пород в строении Ильменского комплекса. Геол. вестн., V, 4—5. 1927.
6. Кузнецов Е. А. Щелочные породы южной части Кыштымской дачи. Труды Инст. прикл. минер., вып. 48. Москва. 1930.
7. Куплетский Б. М. и Оконова Г. М. Количественно-минералогический состав нефелиновых пород. Труды Петр. инст. Акад. наук, вып. 6. 1934.
8. Лодочников В. Н. К петрологии Воронежской кристаллической глыбы. Мат по общ. и прикл. геол., вып. 69. Геол. ком. 1927.
9. Лучицкий В. И. Материалы по петрографии Юга России, ч. I. Рапакиви Киевской губ. и породы, его сопровождающие. Изв. Варш. полит. инст., вып. II, 1911, и вып. I, 1912.
10. Лучицкий В. И. Петрография Украины, ч. I. 1934.
11. Мушкетов И. В. Геогностическое строение Златоустовского округа. Горный журнал, стр. 88. 1877.
12. Ожегов П. Контакт гранита с известняком около ст. Бердяуш. Приложение к протоколу Общ. ест. при Казанском унив. № 175. 1899.
13. Попов Б. А. О южно-русском рапакиви. Труды СПБ. Общ. ест., т. XXI, вып. 5, 1903.
14. Соколов Г. А. Корундовые плагиоклазиты Каслинской дачи. Труды ГГРУ, вып. 56, 1931.
15. Соколов Г. А. Гибридный гранито-габбровый Шигир-Тараташский массив на западном склоне Урала. Труды Петр. инст. Акад. наук, вып. 5. 1935.
16. Толмачев И. П. Уральский рапакиви и его контакт с средне-девонским известняком. Зап. Минер. общ., XXXV. 1898.
17. Beger P. J. Typenvermischung im lamprophyrischen Ganggefolge des Lausitzer Granits. Berichte über die Verhandungen der Sächs. Ges. d. Wiss. zu Leipzig. Math. Phys. Kl., B. LVI. 1923.
18. Billings M. P. The chemistry, optics and genesis of the hastingsite group of amphiboles. The Amer. Mineralog., XIII, № 7. 1928.
19. Bowen N. H. The Bchaviour of inclusions in Igneous Magma. Journ. of Geol., vol. XXX. 1922, suppl.
20. Bowen N. H. and Morey G. W. The Melting of Potash Feldsper. Amer. Journ. Sci., (5) 4. 1922.
21. Bowen N. H. Diffusion in Silicate Melts. Journ. of Geol., XXIX. 1921.
22. Bowen H. L., Schairer I. F. and Willems H. W. V. The Ternary System Na_2SiO_3 — Fe_2O_3 — SiO_2. Amer. Journ. Sci., vol. XX. 1930.
23. Brammall A. and Harwood H. F. The Dartmoor Granites: their Genetic Relationship. Q. J. G. S. LXXXVIII. 1932.
24. Carstens C. W. Rapakivigesteine an der Grenze des Trondjemgebietes, Norsk. Geol. Tidskrift., B. VIII, H. 1—2. 1925.
25. Cloos Hans. Zur Terminologie der Plutone. Fennia. 50. 1928.
26. Cohen E. und Deecke W. Über Geschiebe aus Neu-Vorpomern und Rügen. Mitt. Nat. Vereins Neu Vorpommern., XXIII. 1891.
27. Daly R. A. Igneous Rocks and the Depths of the Earth. 1933.

28. Mc. Donald D. P. Note on a Composite Dyke in the Klipsriversberg. Trans. Geol. Soc. T. Afr., XV, 140. 1912.
29. Fenner C. N. The Mode of Formation of Certain Gneisses in the Highland of New Jersey. Journ. Geol. 1914.
30. Flett J. S. The Trap Dykes of Orkney. Trans. R. S. Edinburgh, XXXIX, p. 865—905.
31. Gardiner G. J. and Reynolds S. H. The Loch Doon „Granite" Area, Galloway. Q. J. G. S., vol. LXXXVIII. 1932.
32. Gillson J. C. On the Origin of the Alkaline Rocks. Journ. of Geol., XXVI, № 5. 1928.
33. Grantham D. R. The Petrology of the Shap Granite. Proceedings of the Geologist's Association. London. Vol. XXXIX. 1928.
34. Grout F. F. A peculiar Shonkinite Related to Granite. Amer. Journ. Sci., 9. 1925,
35. Grout F. F. Petrography and Petrology, p. 218. 1932.
36. Hackmann V. Das Rapakivirandgebiet der Gegend von Lappeeranta (Willmanstrand). Bull. Com. Gelog. de Finland, № 106. 1934.
37. Harker A. and Clough C. T. The Tertiary Igneous Rocks of Skye. Mem. of the Geol. Survey of United Kingdom. 1904.
38. Harker A. Pres. Adress British Assos. Adv. Science Portsmouth meeting, p. 6, 1911. Pres Adress Q. J. G. S., vol. 73, p. LXIX a. LXXXII. 1918.
39. Harker A. Carrok Fell: A Study in the Variation of Igneous Rock Masses. Q. J. G. S., LI. 1895.
40. Harker A. Tertiary Igneous Rocks of Skye. Mem. of Geol. Survey of United Kingdom. 1904.
41. Harker A. Natural History of Igneous Rocks. 1909.
42. Holmqvist. Rapakivistruktur och granit-struktur. Geol. För. Stokh. Forh., Bd. 23. 1901.
43. Johnston Lavis. Nat. Sci., vol. IV. 1894.
44. Jopline Germain A. The Petrology of the Hartley District. The Proceeding Linnean Society. N. S. Wales. 1933.
45. Kingsley L., Wells A. and Wooldridge S. W. The Rock group of Jersey with special Reference to Intrusive Phenomena of Ronez. Proceed. of the Geol. Assoc. London, XLII, p. 2. 1931.
46. Klemm S. Beobachtungen über der genetische Beziehungen d. Odenwald Gabbros und Diorites. Notizblatt d. Vereins für Erdkunde u. d. Gross. Geol. Landesanstalt zu Darmstadt, IV, F. 27, H. 1706.
47. Königsberger. Ueber Gneissbildung und Autschmelzungszonen der Erdkruste in Europa. Geol. Rundschau. B. III. 1912.
48. Kranck E. H. On Turjaite and the Ijolite Stem of Turja, Kola. Fennia, 51, № 5. 1928.
49. Lacroix A. Le gabbro de Pallet et ses modifications Bull. de la Serv. de la Carte Géol. de France, vol. X, № 67. 1898—1899.
50. de Lapparent J. Les enclaves des granites du Mont Haya an pays basque. Bull. Soc. Mem. France, XXXVI, 169. 1913.
51. Leclère. Etude chimique de granite de Flamanville. Bull. Serv. Carte Géol. de France, XVII, № 113, p. 29.
52. Murray Hughes R. and Fitch A. A. On the Geology of Part of N. W. Rhodesia. Q. J. G. S., vol, 85. 1929.
53. Nockolds S. R. The Contaminated Granite of Bibette Head, Alderney. The Geol. Magazine, LXIX. 1932.
54. Nockolds S. R. Some Theoretical Aspects of Contamination in Acid Magmas. Journ. of. Geol. Vol. XLI, № 6. 1933.
55. Pabst A. Observations on Inclusions in the Granitic Rocks of the Sierra Nevada. Univ. Calif. Geol. Bull., XVII. 1928.
56. Pesonen U. Relative Bestimmungen der Schwerkraft in Finnland in der Jahren 1926—1929. Veröffentl. Finn. Geodät. Inst., № 13. 1930.
57. Rastall R. H. The Buttermere and Ennerdale Granophyre. Q. J. C. S., LXVII p. 263. 1906.
58. Read H. H. On the Petrology of Arnage District in Aberdeenshire. A Study of Assimilation Q. J. G. S., vol. 79. 1923.
59. Read H. On Certain Xenoliths Associated with the Contaminated Rocks of the Huntly Mass, Aberdeenshire. Geol. Mag., LXI, p. 441. 1924.
60. Richey J. E. and Thomas H. H. Geology of Ardnamurchan, North-west Mull. and Coll. Mem. Geol. Surv. Scotland. 1930.
61. Sederholm J. J. On Orbicular Granites, Spotted and Nodular Granites and on the Rapakivi Texture. Bull. Com. Céol. de Finland, № 83. 1928.
62. Sederholm J. J. On migmatites and associated Pre-Cambrian Rocks of South-Western Finland, p. I. The Pellinge Region. Bull. Com. Céol. de Finland, № 58.

63. Sederholm J. J. On migmatites and associated Pre-Cambrian Rocks of South-Western Finland, p. II. The Region around the Barösundflärd W. of Helsingfors and neighbouring areas. Bull. Comm. Céol. de Finland, № 77. 1926.
64. Sederholm J. J. Über die finländischen Rapakivigesteine. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., XII. 1891.
65. Sederholm J. J. Om granit och gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning wom urberget i Fennoscandia. Bull. Com. Géol. Finland, № 23, p. 78. 1907.
66. Schauberger Gerda. Biotit in tertiärer Eruptivgesteinen Böhmens. Centralblatt für Miner. etc., S. 103. 1927.
67. Scrivenor S. B. Igneous Rocks of Singapore. Geol. Mag. N. S., vol. VI, 21. 1909.
68. Smyth C. H. The Genesis of Alkaline Rocks. Proc. Amer. Phil. Soc., vol. 66, p. 591. 1927.
69. Shand S. J. Limestone and the Origin of Feldspathoidal Rocks. Geol. Mag. LXVII, № 245.
70. Struve H. Die Alexandersäule und der Rapakivi. Ein Beitrag zur näheren Kenntniss des finländischen Granits. Mémoires de l'Académie imp. des Sciences de St. Pétersbourg, VII ser., t. VI, № 4.
71. Taylor I. H. and Gamba E. A. The Oatland (I. O. M.) Igneous Complex. Proceed. of the Geologist's Association, vol. XLIV, p. 3. 1933.
72. Thomas H. H. and Campbell Smith W. On Xenoliths of igneous origin in the Trégastell Ploumanach Granite, Côte du Nord. France Q. J. G. S., LXXXVIII, p. 284. 1932.
73. Tschernyschew Th. A partir de la ville d'Oufa jusqu'au versant oriental de l'Oural. Guide des excursions du VII Congrès Géologique International. Livr. III. 1897.
74. Tyrrell G. W. Geology of Arran. Geol. Surv. Scottland Memoir. 1928.
75. Wahl W. Die Gesteine des Wiborger Rapakiwigebietes. Fennia, 45, № 20 1925.
76. Wells A. K. and Wooldridge S. W. The Rock Groups of Jersey etc. Proc. Geol. Assoc. London, XLII. 1931.

SUMMARY

The massif of igneous rocks, long since known in the Urals, namely in the vicinity of the Berdiaush station, northward from the town of Satka (Satkinsky Plant), has been visited by several investigators, but has not up till now been narrowly studied.

The present work gives an account of the results of the investigations carried out in the field by the author in 1930, and chiefly referring to the petrography of the massif.

TOPOGRAPHY AND GENERAL GEOLOGY

The Berdiaush massif is situated on the border line of two different formations that may be distinguished in this part of the Urals and are evidently separated one from another by the tectonic line of breaking, being of great importance in the geological structure of the region. The northwestern border of the massif coincides with this tectonic line, and the absence of any manifest traces of contact metamorphism upon the quartzites, adjoining the massif, lets one suppose that the displacement here took place after the formation of the massif; for lack of outcrops, however, it would not be safe to judge about it with assuredness. On all other sides the Berdiaush igneous massif is surrounded by dolomites that are now supposed to be of the Cambrian, or even pre-Cambrian (Archaean) age. These dolomites have obviously been affected by the contact metamorphism, originating from the igneous rocks of the massif.

The Berdiaush massif, being a group of rather big hills, is a conspicuously protruding feature in the general topography of the locality. On the north-west it is limited by the Satka, the principal river of the district; the steep slope of the massif running down to the river presents many outcrops, often rocky. Farther, on the other side of the Satka, one can see the sloping mountain-range Suleya, rising gradually north-westward. On the south-east the zone of dolomites is more like a plain. The suite of slates intercalated with dolomites, forms a rather low elevation, extending from here along the Berdiaush massif.

A map, given in addition to the present work, will give a clear idea as to the relief of the locality. As it is shown, the relative height of the most considerable hills, forming the Berdiaush massif, reaches about 250—290 m above the level of the river Satka. They exceed the highest points of the above mentioned slate ridge by 60 m. As we may see on the map, the Berdiaush massif is dissected by the tributaries of the Satka into several separate elevations; those tributaries are known as the streams Chetvertaya (Fourth), Piataya (Fifth) and Shestaya (Sixth). The little valleys of the streams Chetvertaya and Topkaya border the massif on the north-east. The stream

Berdiaush, also a tributary of the Satka, cuts the north-east extremity of the massif. Here, in the cuttings of the railway, running along this stream, are the best known exposures of the Uralian rapakivi which, at the same time, is the chief rock of all the Berdiaush massif.

DESCRIPTION OF EXPOSURES

The Southern Extremity of the Massif. Gorelaya Riolka. The Ridge between the Stream Chetvertaya and the Belkovsky Brook

The southern extremity of the Berdiaush massif is formed chiefly of granites, belonging to the rapakivi type; in the midst of the outcrops of these granites we may observe bands of melanocratic rocks, extending north-eastward and usually having the appearance similar to that of diorites. In the steep bank of the Satka one can observe how granites are adjoined to marbles. On the extremity of the massif, protruding like a cape between the river Satka and the stream Chetvertaya, these marbles are followed by silic-eous slates, similar to those of the mountain Listvianaya and older than carbonate rocks. We may suppose the existence of a fault in this place. If we start from the southern extremity of the massif, we shall be able to trace marmorized dolomites, stretching for a certain distance along the south-eastern edge of the pluton. Prospecting work has detected a small magnesite deposit amidst those dolomites, and as to the dolomites themselves, the effect of the contact metamorphism has manifested itself by the formation of diopside, forsterite, phlogopite and other minerals in the rock. Not far off the granite massif the dolomites are surmounted conformably by black slates, also metamorphosed in the contact zone of granite and partly trans-formed into hornfelses. Slates are intersected and injected by dykes of diabase.

The southern extremity of the massif, the one that bears the name of Gorelaya Riolka and is situated between the Belkovsky brook and the eastern tributary of the brook Ratcheff Log, is doubtlessly composed mostly of rapakivi and rapakivi-like granite, though the outcrops of both are met with only as big rounded blocks on the summits and, more rarely, on the slopes of the elevations. Only here and there, especially in the western part, it was possible to see conspicuous dykes of aplites, cutting granites. Blocks of coarse-grained reddish syenites have also been observed on the steep slope, running down to the river Satka. The already mentioned melanocratic rocks are visible as long stretches, the outlines of which are shown on the map. The border of the granite mass on the western side along the stream Chet-vertaya cannot be strictly traced because of the exposures being scarce there. In any case this border-line goes along the right slope of the narrow valley of the stream Chetvertaya, separate blocks of dolomites having been found here and there at the foot of this slope.

The Mountain Golaya

The mountain Golaya is one of the biggest elevations constituting the Berdiaush massif. Two parts may be distinguished in it: the one, called the Goliy Myss and lying more to the south, somewhat higher and more tapered, and the other, the mountain Golaya itself, the north-eastern declivity of which is slowly descending to the heights of the stream Piataya. On the Goliy Myss one may see rocky exposures of relatively coarse-grained diorites

with white feldspar and uralitised hornblende. Melanocratic rocks go down the southern slope of the Goliy Myss in the form of a talus. These rocks are surrounded by granites of the rapakivi type; but in the north-eastern direction they are replaced by rather manifold syenite rocks, which are to be found here unfortunately only as separate blocks.

On the top of the mountain Golaya itself, which is somewhat lower than the Goliy Myss, there is a series of interesting outcrops. There are some dykes of syenite porphyry merging, in the central part, into nepheline-syenite porphyry. These dykes extend north-eastward and cut granites now of the typical rapakivi aspect, now being coarse-grained rapakivi, rich in quartz. Blocks of syenites are to be met with mostly on the north-eastern slowly inclining slope of the mountain Golaya; farther they are followed by outcrops of nepheline syenites. It is therefore possible to suppose that the dykes of syenite porphyries, met with on the mountain Golaya, are apophyses of the syenite body enclosing, as we shall see below, the mass of nepheline syenites in its kernel.

On the south-western slope of the Golaya, greatly dissected by deep ravines and descending to the stream Ratcheff Log, predominate granites of the rapakivi type; they are also appearing as separate blocks, rarely in the form of rocky projections. Here and there among these projections melanocratic rocks and a separate outcrop of a syenite dyke were found.

The Mountain Marunina. Exposures along the River Satka

The mountain Marunina is but a small conic hill between the river Satka and the ridges of the Ratcheff Log. It is composed of rapakivi granite, well outcropping on the steep, sometimes abrupt slope to the Satka; on the other slopes these outcrops are less marked. It proved possible to identify outcrops of fine-grained syenite and syenite-porphyry dykes on the western and southern slopes, and, in the upper part of the northern slope, outcrops of melanocratic hybrid rocks. Similar relations of rocks exist all along the outstretched ridge, separating the Ratcheff Log from the river Satka.

Fine outcrops of rapakivi and of dykes of melanocratic rocks, intersecting it, are to be met with in the rocky precipice, where the river Satka, after a sudden turn, leans against the slope of the mountain.

These dykes will be desribed below as well as the peculiarities of the dyke contact.

The Mountain Vilessova

The mountain Vilessova is the highest elevation of the Berdiaush massif. It has two tops, and on one of them a triangulation pyramid is fixed. A trench here shows outcrops of nepheline syenites of a somewhat non-homogeneous texture; they enclose a thin dyke of nepheline syenite pegmatite. The south-western and the eastern slopes of the mountain Vilessova, covered with woods, are almost devoid of outcrops; here we meet chiefly with separate blocks of syenites and also of rapakivi, the latter, yet, occurring closer to the mountain Golaya. The western slope as well as the northern top of the mountain Vilessova is composed of rapakivi-like granite, which forms small rocky exposures, extending eastward. Among those of the south-western slope one comes across syenite rocks, bands of which stretch transversally. Separate blocks of rapakivi proved to contain xenoliths of dark, diorite-like rocks. A mountain branch, extending between the Satka and the stream

Piataya in the direction of its course, joins the mountain Vilessova on the north-east. This branch is almost all over composed of rapakivi, sometimes very poor in quartz, merging into syenite and outcropping as small rocky projections on the summit. Syenite as well as melanocratic hybrid rocks also happened to be met with in the form of separate lumps. The hill on the left bank of the stream Piataya, near its very mouth, is composed of quartzite cliffs; the same is to be seen on the other side of the stream. At the foot of the hill, just in the bank of the river Satka appear, quite unexpectedly, poor outcrops of marls of the Katav suite.

The Sources of the Stream Piataya. Nepheline-Syenites. Exposures along the Stream Piataya

The watershed between the heights of the streams Chetvertaya and Piataya is devoid of outcrops. The road, leading from the town of Satka to the heights of the stream Piataya passes along the meadows. On either side of the road there are, in the beginning of the descent, small hills, composed of partly rapakivi-like granites. Amidst the granites one sees bands of dark melanocratic rocks stretching north-eastward. While descending along the stream Piataya, the granites are followed on the right-hand side of the road by outcrops of syenites, and then, a little lower, the bed of the river begins to contain blocks of ligth-grey nepheline syenites and slightly-greenish nepheline with black prisms of hornblende and a somewhat conspicuous trachytoid structure.

Nepheline syenites occur chiefly to the west from this place. No good exposures of this rock have been met anywhere. Abundant big-sized blocks of nepheline syenite, forming an accumulation of stones, can be seen in the woods on the branch of the mountain Golaya, contiguous with it in the lower part of the western slope and having the form of a flat counterfort. When tracing the expanse of syenite blocks, one may come to the conclusion that the area of their expanse reaches about 1½ km in diameter. Its outline is given on the map.

The valley of the stream Piataya below the nepheline syenites, met within its bed, is sharply assymetrical. The left slope of the valley is a soft incline and has no outcrops. For the most part it is only in the beds of brooks that one can come across syenite porphyries. On the right hand side of the stream Piataya rocky exposures approach that stream here and there. Immediately after nepheline syenites we find coarse-grained magnetite-bearing syenites. In the rocks, a little upward the stream, we see rapakivi with abundant xenoliths of hybrid rocks. Syenite rocks are to be met with in separate outcrops, covering the space of more than one kilometer. They somewhat vary here in their outward appearance. Among their exposures there happened to be a peculiar coarse-grained variety of diabase consisting of decomposed white plagioclase in idiomorphic crystals up to 2—3 cm in size, and xenomorphic big grains of uralite. Outcrops of a similar rock have also been observed over the stream Piataya down the stream.

At a distance of approximately one kilometer from the mouth of the stream Piataya a little before the brook that discharges itself into the stream on the right, syenite rocks are again shifted by granites of the rapakivi-type, occurring here first in the form of separate blocks, and then of rocky exposures. Typical rapakivi, though badly exposed, occur nearer to the contact with the quartzites, bordering them on this side.

Starting from the mouth of the stream Piataya, quartzites form a ridge on the right side of the river Satka. They show a not very well marked steep

dip south-eastward. The rocks is little altered, and does not show any phenomena of contact metmorphism. No junction with the granites is there to be seen.

Near the mouth of the stream Piataya, somewhat above it in the bank of the Satka one can see outcrops of marls of Katav suite.

The Elevation between the Streams Piataya and Shestaya

If we cross the massif from the south-east north-westward between the streams Piataya and Shestaya, we shall be able to see the same sequence of rocks as we have already seen. On the ridge, forming the south-eastern edge of the massif, one can, now and then, meet rapakivi with bands of melanocratic rocks.

Interesting exposures could be noted on the hill, situated north-eastward from the principal field of the nepheline-syenite expansion, lying over the stream. Almost on the top of this hill, among rather poor outcrops of the rapakivi, there is a good exposure of a dyke of syenite porphyry, cutting them and having marginal chilled zones, more dense than the other part of the rock. This dyke, 1.5 m thick, extends in the direction NE 50°. The northern slope of this hill has no exposures, but on the north-western slope and further northward, between the tributaries of the stream Piataya, discharging themselves into it on the right hand side, evidently predominate syenite rocks, as far as we may draw this conjecture from very poor outcrops, mostly from separate blocks and lumps. The outward appearance and the texture of these syenite rocks is rather various.

The elevation between the streams Piataya and Shestaya in the north-western part of the massif is formed, again predominantly, of rapakivi-like granites with bodies of melanocratic diorite-like rocks, partly, at least, decidedly hybrid, enclosed among them. Melanocratic rocks form the highest part of this elevation. They have also been met with in some other places indicated on the map. Among the granites, moreover, bands of syenite rocks have been observed, these syenites containing xenoliths of the rapakivi granite. It may be well the case that we have to do with the apophyses of a syenite mass.

The north-eastern end of the syenite body is represented on the map as three wedgeshaped tongues. Here syenite rocks protrude between the ravines, where one can come across blocks of rapakivi.

North-western Part of the Massif. Quartzites, bordering it on the North

The north-eastern part of the massif is formed, firstly, of a long mountain-range along the eastern border of the massif, extending north-eastward from the heights of the stream Piataya to the village at the Berdiaush station and, secondly, of elevations, adjacent to the northern part of this range and lying between the stream Shestaya and the stream Berdiaush.

Here and there in the south-eastern slope of this range along the stream Topkaya there happen to occur separate outcrops of marmorized dolomites. Dolomites sometimes contain minerals of contact metamorphism. Blocks of granite also happen to be met here. Exposures along the ridge itself are very poor. They are represented by isolated outcrops of granite of the rapakivi-type, among which we have come across small stretched bands of rubble and sometimes little crests of melanocratic rocks, rather varying in their aspect. They extend in the direction NE 40—45°. Their position is shown on the map.

The elevation between the stream Shestaya and the Berdiaush is rather markedly dissected by little valleys, descending to these streams. Good outcrops are also absent here. On the one side we meet here big-sized blocks of rapakivi and other varieties of granite, sometimes, though seldom, small outcrops of these rocks; on the other — there are either outcrops or accumulations of separate lumps of melanocratic, partly evidently hybrid rocks that are surrounded by granites. These melanocratic rocks are indicated on the map. In some places we have met separate outcrops of aplites and lamprophyres of the camptonite-type. Typical granite pegmatite, having a graphic texture, occurs in the valley of the stream Shestaya also in the form of separate blocks. It is the only place in the Berdiaush massif, where these rocks have been found. While passing the slope that descends to the stream Berdiaush one can watch the alternating of the outcrops of rapakivi and of dolomites, usually in the form of separate blocks in the depressions between the more prominent outcrops of rapakivi. Here we have the north-eastern end of the massif, evidently represented by a series of apophyses or tongues, intruding the dolomites. Between the lower current of the stream Shestaya and the Berdiaush a band of dolomites separates the granites of the massif from the quartzites, to which they were adjacent at the mouth of the stream Piataya. The dolomites, owing their being exposed to a series of excavations, separate, in their turn, the granites of the Berdiaush massif from those of Korsakalovka.

These dolomites occupy a dell, watered by a brook. The elevation on the left side of this brook forms the north-eastern end of the Berdiaush massif and gives one the opportunity of observing how the granites of the rapakivi type alternate with the bands of dolomite between them. The last outcrops of granites in this direction stretch as far as the village at the Berdiaush station. The detritus of weathered granites is being extracted here in a big ballast quarry. An excellent artificial exposure permits to survey interesting xenoliths in the rapakivi and the dykes of diabase, cutting the rapakivi. These rocks are described below.

Quartzites, forming the ridge along the river Satka from the mouth of the stream Piataya show a massive texture, are devoid of stratification and, in spite of the outcrops being rather numerous on the summits of the ridge, do not permit to see their dip. Marls of the Katav suite that we have seen near the stream Piataya go on extending in the same east-western direction, showing here and there outcrops at the river Satka.

The Mountain Korsakalovka and Exposures at its Foot

This name is given to an irregularly conic hill adjacent to the north-eastern part of the Berdiaush massif. In its horizontal section Korsakalovka proves to be of a T-shaped form, consisting of two stretched out and ridge-like parts, the main of which is meridional, the other, adjacent to it, stretches EW. The mountain is crowned by two small tops. While ascending the mountain along a patlt of the southern slope one meets with stony outcrops of a band of skarn rocks, consisting of pyroxene, garnet, vesuvianite and epidote. The texture as well as the composition of the rock is variable. Eastward from the outcrops of these skarn-rocks there are no outcrops upon the northern slope. To the west one can see blocks of granites and quartz porphyries. They are followed by dolomites. It may well be the case, that we have a dyke here, cutting the dolomite.

At the top of the hill the skarn rocks disappear. Only granites and granite porphyries outcrop in separate blocks. The relationship between the

different types of granitic rocks are not distinct, granites, sometimes, assume the aspect of rapakivi. The two tops of Korsakalovka are composed of granites, among which one can see a thin dyke of melanocratic diorite, having a latitudinal extension. The above mentioned latitudinal part of the mountain is also composed of granites.

Owing to rather numerous quarries dolomites have been exposed in some points of the western slope of Korsakalovka. In one of the quarries we struck a rapakivi dyke, cutting these dolomites; in some other we observed diabase dykes in the dolomites.

In the upper part of the southern slope we find, enclosed among the granites of the rapakivi type, bodies of melanocratic hybrid rocks, extending, evidently, in a latitudinal direction. At the foot of Korsakalovka, on the south-eastern and southern sides, we see dark slates, partly metamorphosed into hornfelses. Their rather good exposures are to be seen on the slowly inclining elevation, adjacent to the southern foot of Korsakalovka. Hornfelses are intersected by dykes of quartz porphyry of white granites, sometimes rich in fluorite. Such dykes have been met with in several places. Moreover, hornfels is sometimes intersected and injected by thin veinlets of granitic composition.

Dark heavy metamorphosed rocks have been found in the form of separate blocks on the area of the hornfels-expansion. They are described below as well as the feldspar bearing websterites.

Some Exposures Northward and North-Eastward from the Berdiaush Massif

On the other side of the stream Berdiaush, in the railway excavations are exposed the well known classic outcrops of the rapakivi dykes, intersecting dolomites; they have been described by many writers. Now these exposures are greatly strewn with débris, but, in return, in the excavation of the railway impass above the main railway line are perfectly exposed rapakivi-like, granites, intersected by dykes of diabase and lamprophyre.

In the natural outcrop to the west of the above mentioned railway excavations one could observe, besides the rapakivi-like granite dykes, separate blocks of whitish aegirine granites, also, as far as we may supose it, dissecting dolomites.

All these granitic dykes on the right hand side of the stream Berdiaush are, evidently, apophyses of the Berdiaush massif.

A still remoter apophysis is represented by the dyke of quartz porphyry about 1 m thick, cutting the dolomites in an excavation at the distance of 503 m from the West-Ural railway line.

Besides this dyke two sills of diabases may be observed in the dolomites here. The dolomites extend NE at 35—40 degrees, dipping at 40 degrees to SE, and the quartz porphyry dyke has a strike directed to NE, and dips to NW, almost normally to the bedding of the dolomites.

THE STRUCTURE OF THE BERDIAUSH PLUTON

Due to the scarcity of outcrops it is difficult to study the structure of the massif in the field. A geological map and the relatively few good outcrops give the possibility of suggesting some suppositions as to the structure of the Berdiaush massif.

The geological map shows a concentric disposition of the rocks constituting the massif; in the middle part we find outcrops of nepheline-syenite,

these rocks are surrounded by a zone of syenitic rocks, and the external part of the massif is composed of granitic rocks with small bodies of melanocratic rocks, enclosed in them.

The massif in its whole is a body conforming in its stretch to the general strike of the surrounding rocks. Its dimensions range from 9 to 10 km in length and have adout 3½ km in width. Nowhere inside the massif do we meet outcrops of sedimentary rocks. Upon the north-western extremity one can see a series of rapakivi granite dykes, which are apophyses of the massif, and intersect the surrounding dolomites, having the same north-western strike.

When we come to speak about the relationship between the massif and the rocks encircling it, we must pay attention to what follows:

On the north-west the massif is bordered by a tectonic line, and a displacement of the surrounding rocks has taken place here. The absence of conspicuous traces of metamorphism, effected by the rocks of the massif upon the quartzites, shows that this disturbance is posterior to the formation of the granites. On all the other sides we have well-marked intrusive contacts and the metamorphism of the surrounding rocks.

In the northern part of the massif we clearly see the injection relations of the massif as regards the dolomites, the apophyses of the massif and of the granite-dyke in the dolomites, and the satellite intrusion of the mountain Korsakalovka, cutting the dolomites and slates.

No direct contact is to be seen along th south-eastern boundary, but in the nearest outcrops of the granites one can observe, here and there, the directional texture in a rock, that has steep dips, while the dolomites here form a limb of the syncline, slowly dipping south-eastward.

These observations make us acknoledge that the Berdiaush massif cannot be looked at as being a laccolite, as it has been supposed by some writers, but must be examined as an accordant stock.

The studying of the relationship, existing among the igneous rocks that compose the Berdiaush massif leads to the following conclusions:

The oldest portion of the massif is its external granite portion; the small bodies of melanocratic rocks, undoubtedly hybrid in part, as well as the aplite and lamprophyre dykes, all enclosed in the granite, must be considered as forming one whole with this external portion. Syenite rocks, both granular and porphyric, have been intruded after the consolidation of the granites, which is clearly proved by the dykes of syenite porphyry. Besides, the chilled marginal zones of these dykes point out the cooling effect of the surrounding granite.

Nepheline syenites and porphyritic rocks that correspond to them are the youngest among all the rocks of the massif.

Thus the formation of the Berdiaush massif proceeded from the external to the central parts. The magmatic differentiation did not take place *in situ*, the separate parts of the magma having been intruded one after another; consequently, the massif appears to be a composite stock.

Using the classification of the plutons according to the signs indicated by Cloos, we find the following features in the Berdiaush massif:

1. Judging by its form the Berdiaush pluton is probably a vertical pluton (perhaps, a periclinal one);
2. According to its size it is a pluton of second order.
3. As regards tectonics it must be ranged, most probably, among the «Spaltenplutone».
4. Some signs referring te the structure of the massif in its peripheral

portion, the directional texture and some other features induce us to range our pluton among the cotectonic plutons.

5. It is a real granite pluton, gneiss facies being absent.

6. The influence of the contact upon the structure of the pluton is to be seen only in its very peripheral portions. In the whole of the massif there are no traces of his structure being affected by this influence.

7. By the relationship, existing between the tectonics and the contact of the surrounding locality, the Berdiaush massif is an accordant pluton.

8. As to the relation of the internal tectonic to the contact, it is difficult to judge about it, especially owing to the scarcity of outcrops. In the whole this tectonic seems to be conformable. The trend of the maximum extension conforms to the transversal axis of the pluton.

THE ROCKS OF THE BERDIAUSH PLUTON

As we have seen the Berdiaush pluton is composed of several groups of rocks, every one of which encludes a series of types. The scarce outcrops seldom permit to see the geological relationship of rocks, and the latter may be classified only and mostly according to their petrographic character. For the purpose of describing the rocks of the Berdiaush massif they will be classified as follows:

I. Group of granitic rocks, formed by:

a) rapakivi and types related to them;

b) aplites and aplite-like granites;

c) medium-grained granites merging into quartz-syenites;

d) granite-porphyries and quartz-porphyries of the mountain Korsakalovka;

e) dyke aegirine-augite granites.

II. Group of melanocratic rocks, mostly enclosed within granites. It is a heterogeneous group, embracing hybrid rocks, lamprophyres and, may be, even newer diabases. From the point of view of petrography we may distinguish:

a) melanocratic rocks, granular, of a more or less normal composition of an igneous rock: a^1 — with the composition and the texture of diabase, a^2 — of a diorite composition;

b) undeniably hybrid rocks of a syenite-diorite composition;

c) dyke forming lamprophyres.

III. Group of syenite rocks:

a) medium-grained, rarely coarse-grained syenites;

b) porphyritic fine-grained syenites and syenite-porphyries.

IV. Nepheline syenites and nepheline syenite porphyries.

Pegmatite dykes very rarely occur in granites and syenites.

RAPAKIVI AND RAPAKIVI-LIKE GRANITES

Though the Uralian Rapakivi somewhat differ from the typical rapakivi of Finland, they still possess the main features of the latter, such as: the presence of big, more or less rounded crystals of potashfeldspar with an oligoclase shell; idiomorphic rounded grains of quartz; and some other peculiarities of mineralogical composition and texture. The microscopical appearance of these rocks is represented in fig. 1, 2, 3, and 29 in text, in fig. 1, 2, 3 in plate I, and in fig. 1—5 in plate III, all giving polished surfaces of the samples.

According to the outward appearance we distinguish the following types:

A. Porphyroid rapakivi (fig. 1 and 29 in text, photo-plate I, fig. 1 and 2, plate II, fig. 1—5, and plate III, fig. 1—3). Ovoids, more or less rounded, float in the groundmass without touching one another, sometimes show fluid arrangement. The size of the ovoids is up to 2, more seldom up to 3 cm. Each of them represents either an individual crystal or a group of some of them. The oligoclase shell is usually 1—2 mm thick. The groundmass, medium-grained, composed of both the feldspars, quartz and a coloured mineral, is more of less dark. The amount of this mass in different portions of the rock is not always equal. The rounded grains of quartz are often bigger than those of other minerals.

B. Rapakivi with Cryptic Texture (fig. 2 in text, photo-plate I, fig. 3 and plate III, fig. 2). Differs from the preceding type mostly by the ovoids, almost touching one another. Usually the rim of the oligoclase is less regular.

C. Rapakivi-like granites (fig. 3 in text and table III, fig 4 and 5). The oligoclase rim is usually missing. In some cases separate grains of oligoclase grow on the outside of the potash-feldspar crystals. With the size of the grains diminishing, the rock merges into coarse grained granite. An interesting variety is represented by the quartz-rich granite containing about 75% of this mineral (Plate III, fig. 6).

D. Syenite Facies of Rapakivi (Plate IV, fig. 4, Plate V, fig. 2) and Schlieren in Rapakivi (Plate IV, Plate III, fig. 5). In some cases quartz in the rapakivi of the Berdiaush pluton disappears, and the rock assumes the syenite composition, keeping, at the same time, the rapakivi texture. We define these rocks as a syenite facies of the rapakivi. In some other cases, owing to an unequal distribution of the ovoids and of the groundmass, and also to the concentration of coloured mineral in some portions of the groundmass we see dark patches — «Schlieren», — appearing in the rapakivi. Sometimes such schlieren are hardly to be distinguished from the digested xenoliths.

Microscopical Peculiarities of the Uralian Rapakivi

In the rocks of Berdiaush as well as in the rapakivi of Finland we may distinguish two elements constituting the rock: ovoids of potash-feldspar with an oligoclase-shell and the interstitial mass, enclosing them.

Feldspar Ovoids

The ovoids of the Berdiaush rapakivi are less rounded than those in the Finland wiborgites; they are also of a smaller size. It is exceptionally seldom that in the rocks, described here, one can meet a concentric arrangement of the inclusions within the ovoids. The form of the ovoids of the Berdiaush rapakivi, less rounded in comparison with the Finland rocks, may be seen in the photo-plates I, II and III and in the figures 1 and 2 in text; fig. 4 shows a section of the rapakivi with cryptic texture (magnification of 2) the same section is represented in the photo-plate V, fig. 6, other instances of thin sections-photographs, slightly magnified, are given in plate V, fig. 5, and in plate VI, fig. 1—3, a more marked decomposition of the oligoclase is to be seen everywhere. All the above named pictures give a rather clear idea about the texture of the rock.

The matter of an ovoid under the microscope appears to be potash feldspar, having a non-homogeneous microperthitic structure. Albite veinlets are very thin, here and there swelling and forming small patches, irregularly

twisting and interwining (Plate VII, fig. I, plate VIII, fig. 3), potashfeldspar shows a mostly unequal undulatory extinction. Though the microclinic gridiron twinning is seldom seen (Plate VII, fig. 3), optical examinations of the mineral show that we must class it mostly with the microcline according to its optical orientation. Orthoclase, however, has also been identified, but it rarely occurs. Numerous investigations, recorded in the Russian text, have also noted deviations in the position of optic elements from the typical microcline, and we may say, that these deviations must be taken as a rule here. The optic angle is somewhat lowered, namely $2V = -75°$ to $-77°$ and even lower, and in optic orientation we may note smaller angles $\perp$ (010) : *Ng* and $\perp$ (001) : *Nm* than thoose of the typical microcline. In some ovoids there occur cases of «microclinization» of the orthoclase when a homogeneous grain, having the optic properties of an orthoclase, shows, in isolated places, deviations in the position of the optic idicatrix, which deviations correspond to its position in the microcline.

The part that can, by no means, be separated from the ovoid is its external oligoclase shell; the maximum extinction angles in the symmetric zone $\perp$ (010) do not exceed 2—5°. Usually the oligoclase is more decomposed than the potashfeldspar, turbid and speckled with minute mica scales. The oligoclase rim stands out in the thin sections just owing to its alteration (Plate V, fig. 5 and 6). We rarely could observe albitization in the external part of the oligoclase grains, forming the rim (Plate VII, fig. 2). Sometimes the crystallographic orientation of the oligoclase and that of the potash feldspar coincide (Plate VI, fig. 6), the oligoclase, in some cases, penetrating into the potash feldspar, as it is shown in fig. 6. It happens, and not rarely, that the oligoclase crystals are enclosed within the microperthitic kernel without any regular orientation (fig. 7). It also happens that the oligoclase rim is formed of many small crystals, having different orientation or subparallel arrangement (fig. 5 and Plate VII, fig. 1). Sometimes one shell encloses a kernel, consisting of several indivisibles of the potash feldspar.

The presence of quartz and, rarely, of hornblende inside the ovoids leads to a further complication as to their structure. These minerals mostly occur between the oligoclase-rim and the kernel of the ovoid (Plate VII, fig. 3), but quartz, in the form of inclusions, is also frequent inside the potash feldspar. These are either rounded chadacrysts or Popoff's characteristic «aussenkonkave Quartzeinschlüsse», described by him in the Finland rapakivi (Plate VII, fig. 4).

Oligoclase shells are not always uninterrupted.

Some ovoids have been isolated out of one of the specimens of the rapakivi and, as far as possible, freed from the shell. The obtained cleavage chips of potash feldspar were analyzed. The composition is given on the page. 57 It may be represented as follows:

1. Feldspar. orthoclase 58.4%, albite 21%, anorite 3.9%, celsian 0.5%;

2. Admixtures: quartz 10.4%, kaolin 4%, ferriferous magnesium silicates 0.6%, magnetite 0.2%. Quartz iclusions evidently form the greater part of admixtures; as perthitic veinlets are few, a considerable portion of soda feldspar is contained within the microcline in the form of solid solution.

Quartz

The forms assumed by the quartz of the Berdiaush rapakivi are the same as those of the typical wiborgites, namely: 1) the presence of idiomorphic rounded or angularly rounded grains in the groundmass (e. g. in fig. 4); in

some cases the larger sized grains of this kind remind of phenocrysts (Plate VI, fig. 1); 2) rounded grains as inclusions in the potash feldspar of the ovoids, sometimes forming intergrowths, to which Popoff gave the name of poikilopegmatitic intergrowths (e. g. in fig. 3 and 5 Plate V); 3) xenomorphic quartz grains, common to granites, are generally seldom met with in the rocks being described here; 4) xenomorphic grains, enclosed within the potash feldspar, are quite similar to those called by Popoff «aussenkonkave Quartzeinschlüsse» (Plate VII, fig. 4); the oligoclase grains of the shell are sometimes cemented together by similar quartz grains; 5) very thin myrmekitic intergrowths of quartz and oligoclase are of a very rare occurrence.

In the quartz of some samples were noted optic anomalies in the form of a certain fibrous structure, reminding that of thin microperthite, and sometimes crossing. The angle between the optic axes of the adjacent lamellae is neither big nor permanent, and therefore they cannot pass for twins.

Hornblende and Biotite

Hornblende is wider spread, than biotite. By its aspect the mineral resembles a common hornblende; pleochroism Ng — brownish-green, Nm — brown, Np — yellow, absorption $Nm \geqslant Ng > Np$. Extinction angle [001]: $Ng = 11 - 15°$. Birefringence 0.021—0.025. The optic angle is somewhat reduced, mostly $2V = -63°$, sometimes deviating up to $-58°$ and $-69°$; dispersion $\rho < \upsilon$.

Hornblende is usually to be found in xenomorphic grains, forming groups and associating with magnetite, apatite, orthite, sometimes biotite (Plate VIII, ff. 1 and 2). From time to time, but rarely, the hornblende is being converted to actinolite. Kievite, pointed out by Lichitzky among the rapakivi of South-Russia and the Oland-rapakivi, is not present in the Berdiaush rocks.

Biotite occurs more seldom than hornblende. It has a strong pleochroism and the refraction index $Ng = 1{,}699$. The mineral resembles «monrepite» of the Wiborg rapakivi; it gets decomposed, converting to a highly coloured chlorite with separation of magnetite.

Other Peculiarities of the Mineralogical Composition

The feldspars in the groundmass are the same, as form the ovoids, e. i. potash feldspar and oligoclase; the coloured minerals have already been referred to. The usual accessory minerals are: magnetite, apatite, zircon, titanite. Highly characteristic is the relatively frequent orthite. Crystals are tabular, parallel to (100), of an orange-yellow to a brownish-yellow colour. The birefringence in the kernel of an examined zonal crystal is $Ng - Np = 0.030$; in the outer zone it is $Ng - Np = 0.007$; in the kernel — $2V = -50°$.

The second characteristic accessory mineral in the rock under description is fluorite in the form of irregular grains, seeming to fill up the interstices between the main minerals of the rock. The mineral, occurring in the Berdiaush rapakivi only accidentally, is diopside. Fayalite, found in the rapakivi of Finland and South-Russia, proved not to be present in the Berdiaush rapakivi. The accessory minerals, characteristic of the rapakivi, are not exclusively confined to this kind of rocks at Berdiaush; but also and likewise occur in the other granite rocks, connected with the rapakivi. A group of orthite magnetite and biotite in the leucocratic granite of Berdiaush is shown in fig. 8; and fluorite in aplite is given in fig. 9.

Secondary Micropegmatite

In two samples of rapakivi granite we met a few micropegmatitic intergrowths of potash feldspar and quartz, which intergrowths are confined by the contact between large grains of quartz and those of feldspar (Plate X, fig. 3) and which are like those phenomena, that have been pointed out by Polkanoff, Laitakari, and Beliankin as secondary micropegmatites found in contact of granite with the diabase dykes.

Chemical Composition of the Berdiaush Rapakivi

There are four analyses of this rock, given on the page, 67 the last of them referring to the groundmass of the porphyroid rapakivi. They all will be discussed in a special chapter below.

Porphyritic Rapakivi with the Groundmass of the Prickgranit-Type

This interesting type has been found on the western slope of the Vilessova mountain. Phenocrysts of microperthite with badly formed oligoclase shells and those of quartz are enclosed in the thin-grained groundmass, containing also larger prominent plates of biotite. When under microscope the forms of this biotite with its numerous poikilitic inclusions of feldspar and quartz remind us to the greatest degree of the relations between the minerals in the Prickgranit of Finland, described by Wahl. The Berdiaush rock is shown in fig. 10.

Rapakivi-like Granites and Coarse-Grained Granites connected with them

Just as there are in the area of the Finland rapakivi types, devoid of the oligoclase chell upon the potash-feldspar, to which Wahl gives the name of piterlite, — there are rocks in the Berdiaush massif as well, that closely resemble the described rapakivi by the peculiarities of their texture, but that differ from them just by this absence of the oligoclase shell upon the potash feldspar. These rocks are less spread and merge into coarse-grained granites, that differ from the rapakivi in a more marked way. We shall not dwell on the details here, — they are described in the Russian text.

The Quartz-Rich Granite of the Berdiaush Type

It is worth while mentioning a facies of the granite that, petrographically and geologically, closely refers to rapakivi, and is exceedingly rich in quartz. The outcrop of this rock is exposed side by side with the ballast quarry near the Berdiaush village. The rock contains 75% of quartz and 25—30% of feldspar. The average size of the grain is 3—4 mm. The polished surface of a specimen is shown in fig. 6, Plate III. Quartz is there in idiomorphic grains. Feldspars are idiomorphic oligoclase and xenomorphic microperthite, without microcline twinning. Biotite, of the same kind as that in the rapakivi, is very scarce. Accessory minerals are represented by orthite, zircon, apatite, fluorite. The texture may be said to show a tendency to the potash feldspar grains, getting overgrown with oligoclase.

Syenitic Facies of Rapakivi

These rocks have already been mentioned above. They have been met among the rapakivi, mostly in the northern part of the massif. The difference between them and the rapakivi lies in the fact that quartz almost disappears in them, and that the rock is composed mostly of ovoids or large crystals of potash feldspar, rimmed with oligoclase, and of a small quantity of hornblende

and potash feldspar cementing the ovoids. Microscopic examination, however, shows that in most cases quartz does not disappear entirely. It remains present in small quantities and only in xenomorphic grains.

Porphyroid types are rare, the cryptic type of structure is more frequent. We could observe a subparallel arrangement of large, somewhat elongated crystals of feldspar, which in places seemed to be pressed together and thus deformed (Plate IV, fig. 4 and Plate V, fig. 1). According to the details of the texture it is possible to distinguish several kinds of the rocks, which are described in the Russian text.

Xenoliths and «Schlieren» in Rapakivi

In several places of the Berdiaush massif, in the rapakivi and, partly, in other rocks we have met xenoliths of rather various aspects, now having sharply defined borders, now devoid of such borders. The commonest of them are represented by fine-grained dark inclusions of an angular form, prevailing upon the round one. Moreover we meet in the rapakivi dark patches that appear to be parts of the groundmass, devoid of ovoids and relatively poor in quartz (Plate IV, ff. 2 and 3).

The composition and the texture of the xenoliths are rather various, and only the principal forms are pointed out here. Usually the composition of the xenolith rock corresponds to quartz diorites, diorites and syenite-diorites. Very frequent are biotite-hornblende quartz diorites. The characteristic feature lies in the super-normal quantity of coloured mineral and also in abundant accessory apatite and sphene. The texture of the rock is mostly that of the normal igneous rocks, namely hypidiomorphic-granular; the texture in some melanocratic rocks reminds us by its outward appearance of the texture of thin-grained diabase. In some other cases the texture reminds of the crystalloblastic texture of the amphibolites (Plate VII, fig. 6). The distribution of minerals is unequal, sometimes in the form of veinlets.

In the ballast quarry near the Berdiaush station and in some other places we have found rounded xenoliths, the thin-grained grey quartz-dioritic mass of which contained large phenocrysts of potash feldspar with an oligoclase rim, the like of which we may observe in the ovoids containing rapakivi and, sometimes, large rounded grains of quartz. Between the xenolith and the matrix there is a narrow thin-grained dark rim, some mm wide, rich in hornblende, also in apatite and fluorite, and having no sharp boundaries, especially on the side inward the xenolith. Samples of such xenoliths ars shown in Plate IV, fig. 1 and in ff. 3 and 4 (polished surface). Instances of the dark spots in rapakivi, representing portions of the groundmass of the rock, with concentrations of hornblende and devoid of ovoids, are shown in Plate IV, fig. 2 and 3.

Neither is it a rarity to meet in the rapakivi small dark patches which, under the microscope, prove to be accumulations of hornblende crystals (Plate III, fig. 3).

Of a very rare occurrence are xenoliths of leucocratic rocks enclosed in the rapakivi. Small angular inclusions of quartz diorites have also been met with.

Aplites and Aplitic Granites of the Berdiaush Massif

(Plate VIII, fig. 11 and fig. 6, and Plate IX, ff. 1—6)

Side by side with the rapakivi and the varieties adjacent to them we may see in the Berdiaush massif whitish light-grey and, what is more seldom, reddish aplitic granites, thin-grained and always leucocratic. In some cases

it is apparent that they form dykes, cutting the rapakivi, but in the majority of the cases their correlations are not distinct owing to the scarcity of outcrops. The contact of the dykes of aplite with the rapakivi is quite distinct, but there was a case, however, when a coarse-grained rapakivi-like granite was gradually merging into a thin-grained aplite-like granite.

There occur porphyritic types yielding larger crystals of feldspar (Plate VIII, fig. 5) or of quartz, sometimes with a micropegmatitic groundmass.

The varieties of the rocks that are being described here may be distinguished chiefly in accordance with their microscopic texture: a) rocks of a typical aplitic texture, somewhat richer in quartz than the others; b) rocks poorer in quartz, the latter being xenomorphic; c) aplite-like rocks in which some grains of microcline microperthite stand out like porphyroblasts, enclosing poikilitic and poikilo-pegmatitic inclusions of quartz (Plate IX, fig. 5).

As regards the mineralogical composition we may point out what follows:

Feldspar is chiefly microperthite and but seldom a non-perthite orthoclase, or a microcline without its characteristic twinning, especially fine perthitic textures have been met in the first of the alleged varieties. The microcline with cross-twinning has been found in the third variety. Besides the potash feldspar we meet albite and albite oligoclase, both occurring in small quantities (Plate IX, fig. 3). Quartz is mostly idiomorphic and, consequently, the first of the alleged varieties proves to be the most widely spread. The pegmatitic intergrowths of quartz and feldspar are rare (Plate IX, fig. 6). The coloured mineral in almost all the samples is represented by biotite. In the majority of the cases it is decomposed and shows green — brown tints of pleochroism. It is only in the variety with microcline that the biotite looks fresh and manifests a strong absorption. In the aplites of Korsakalovka one sometimes comes across a rather pale coloured biotite in the form of peculiar large crystals with poikilitic inclusions of quartz (Plate IX, fig. 1). The quantity of biotite is usually insignificant. On very rare occasions we observe a bluish-green hornblende with the extinction-angle 10—12° and $Ng - Np = 0.019$. In some samples we may see a deuteric greenish-yellow mica, slightly coloured and represented by minute plates, forming partial spherulites. Accessory minerals are the same as in rapakivi; magnetite sometimes happens to be the only coloured mineral, and then usually xenomorphic (Plate IX, fig. 2); zircon is of a very rare occurrence. Fluorite is especially abundant in the aplitic granites with microcline, met with on the mountain Korsakalovka (fig. 9).

Thin- and Medium-grained Hornblende-Granites and Quartz-Syenites

These rocks are exposed in many places of the mountains Golaya, Vilessova and some others. Microscopically they represent thin-grained rocks of a pinkish or light-brownish coloour, where the presence of quartz is hardly discernible. Feldspar appears as idiomorphic microperthite of thin structure. Acid plagioclase is very seldom present. The potash component of microperthite is orthoclase. The amount of quartz does not exceed 15—20%; it occurs in xenomorphic grains. Hornblende — in small prismatic crystals; extinction-angle [001]: $Ng = 12°$; pleochroism: Ng — bluish-green; Nm — brownish-green, darker than along Ng, Np — light-yellow, $Ng - Np = 0.020$; $2V = -56°$; twinning on (100).

Biotite with strong pleochroism occurs in small quantities, it sometimes replaces amphibole. The accessory minerals are, as usual, apatite, magnetite,

sphene. There is much orthite in the samples from the mountain Vilessova. The texture of the rock reminds us of that of nordmarkites, but is thinner grained.

Xenoliths in the Aplitic Granites

Xenoliths have also been found in the aplitic granites, though being here of less frequent occurrence than in the rapakivi. They have a dioritic composition, slightly differing in the amount of coloured mineral and in texture. Feldspar is usually decomposed and albitised, epidote begins developing. Hornblende is transformed into a fibrous variety. The abundance of accessory minerals, apatite before all, may also be noted.

Dyke Aegirine-Augite Granite

(Fig. 15 and Plate X, ff. 5 and 6)

This rock has been found in the form of blocks and small outcrops. It forms a dyke in dolomites. Phlogopite and diopside appear at the contact. Microscopically the texture of the rock somewhat varies, ranging from an equi granular to a porphyroid one. When under the microscope the rock is constituted of the following minerals: microperthite of a fine veiny texture Plate X, fig. 15 and fig. 5). Potash feldspar, owing to its optic properties, appears to be now a microcline without twinning, now an orthoclase. Quartz is now idiomorphic, now xenomorphic, as it is the case with typical granites. Albite in independant crystals is of a rare occurrence. Aegirine-augite, being the principal coloured mineral, occurs either in the form of prismatic crystals or in that of xenomorphic grains. The mineral is highly coloured, showing usual green tints of pleochroism. Extinction angle [001]: $Ng = 60°$; $2V = +80°$, lowering in the central part to 75°; dispersion $\rho > \varepsilon$, birefringence $Ng - Np = 0.032$. A small amount of blue alcaline amphibole is present side by side with the aegirine-augite and replaces the latter. By its colour and optic properties the amphibole must be classed in the series of arfvedsonite-riebeckite. Titanite in relatively large grains is of frequent occurrence among the accessory minerals, sometimes shows intergrowths with aegirine-augite. Apatite — as usual acicular; magnetite — extremely rare.

Contact with the Dolomites

As it has been said, diopside and phlogopite are being developed at the contact. A granular diopside aggregate with an admixture of albite, leans directly against the granite and, due to the developing of quartz and feldspar, is by degrees surmounted by the granite. Phlogopite lies in the interstices between the diopside-crystals and develops in the dolomite.

Pegmatites

(Plate V, fig. 4, and Plate X, fig. 4)

Pegmatites are very rare in the Berdiaush massif. They have been met with near the stream Shestaya as separate blocks. Almost all the samples of pegmatite show a graphic intergrowth of microcline-microperthite and of quartz. Microcline is sometimes replaced by chessboard-albite. A small amount of muscovite is present.

Chemical Composition of the Granites of the Berdiaush Massif

Four chemical analyses of these granites are given on the page 102 in the Russian text. They all are much alike and are treated together with the analyses of other rocks in chapter pp. 238—252.

Quartz Porphyries of the Mountain Korsakalovka

(Fig. 14 and Plate X, fig. 2)

These rocks are spread on the eastern slope of the mountain Korsakalovka, partly at its southern foot. In the slightly white or greyish groundmass lie quartz-, more seldom, feldspar phenocrysts. In some of the samples we may notice purple specks, due to an accumulation of fluorite. The optical analysis of the feldspar in the rock proves its being triclinic, but the optic properties deviate from those of a typical microcline, the cross-twinning is also missing. Phenocrysts are represented by microperthite, frequent occurrence of Karlsbad-, sometimes Baveno-twins. Quartz is in crystals of common forms, little affected by corrosion. Its grains in the groundmass are idiomorphic; from time to time we find micropegmatitic intergrowths. Other minerals are met with in insignificant quantities — they are represented by a small admixture of biotite, and a very small amount of magnetite; zircon is of a still lesser occurrence. Contrary to it fluorite, as it has already been mentioned, is relatively abundant; the texture of the rock is porphyritic. The phenocrysts are about 1—2 mm in size; the grains of the groundmass range up to 0.05—0.03 mm. In the majority of cases the texture of the groundmass refers to the microgranulitic type.

Quartz-Porphyry of the Dyke to the North-East from the Massif

This dyke has been spoken of on page 107—109 Dark grey feldspar phenocrysts up to 15 mm, and small light insets of quartz, up to 1 mm, are found to be enclosed in the slightly white, somewhat kaolinised groundmass (Plate 11, fig. 6).

Under the microscope the phenocrysts prove to be potash feldspar with the properties of orthoclase. Sparse phenocrysts of oligoclase-albite and small plates of colourless mica have also been identified. The texture of the groundmass is roughly felsitic.

MELANOCRATIC GRANULAR ROCKS

Amidst the area of the rapakivi-granite expansion, more seldom among the outcrops of the syenite rocks, there have been found numerous outcrops of dark granular igneous rocks which, by their outward appearance, look like diabases, diorites and gabbro. In some cases the outcrops of these rocks extend like dykes; in some others they are in the form of isolated outcrops or separate blocks and their small accumulations. The relation to the surrounding rocks is not distinct. Only in very few cases could we observe real dykes of dark rocks in the granites. Some of them by their texture represent diabases, others are typical lamprophyres. In many cases the melanocratic rocks show marks of their hybrid origin. Some dark rocks among the rapakivi may be considered as analogues of the tirilites, well known in the region of the famous Wiborg rapakivi. According to their petrographic character the melanocratic rocks of Berdiaush may be divided into the following groups:

A. Diabases with partly uralitized augite as a coloured mineral and having ophitic texture.

B. Meladiorites, — plagioclase-hornblende rocks without any ophitic texture.

C. Syenite-diorites with a more or less considerable amount of potash feldspar. They are often undoubtedly hybrid rocks.

Diabases

Mineralogical Composition of the Berdiaush-Diabases.

Plagioclase has been preserved in comparatively rare occurrences. In olivine-diabases it is represented by bytownite, forming 80%, in other diabases — by labrador. The crystals are sometimes zonal, having a bytownite core and a border zone, formed of acid labrador. The uralitized representatives of the diabase are often subject to albitization.

Augite is colourless or has a slight brownish colour in some of the types; the extinction angle ranges from 40 to 45°; $Ng - Np =$ ab. 0.028; $2V$ varies from $+45°$ to $+50°$. In some other types pyroxene is of a rather strong purle colour' extinction angle $-44°$; $Ng - Np = 0.020 - 0.025$, $2V$ somewhat varies in the central part of the crystals and in the external zone; in the core $2V = +48°$, in the border zone $2V = +52°$.

A colourless pyroxene, notable for its somewhat higher birefringence, has been met with in thin-grained diabases.

Olivine occurs in some few varieties of the diabases. The most characteristic feature among its optic properties is the optic angle which is negative and sometimes lowering to $2V = -75°$, which points out considerable iron contents.

The accessory minerals of magmatic stage are represented by apatite in its usual forms and by titanomagnetite in small crystals and xenomorphic grains.

Amphibole. Minerals of the amphibole group have been formed at different stages of the formation of the rock, from the later magmatic, as we may suppose, till the hydrotermal stage. Brown hornblende is sometimes seen to grow over the augite crystals. In samples with purple titaniferous augite it shows a reddish colouring and its properties range it close to the barkevikite; it is transformed into blue-green amphibole. The variety which is frequently met with in our diabases is the fibrous, feebly coloured uralite, replacing pyroxene; by its optic properties we range it with actinolite.

Biotite, though in trifling amounts, may be met with in some types of the diabases. It is characteristic of the biotite that under the microscope it shows reddish tints of its colour.

The secondary minerals, occurring in the diabases, are chlorite, serpentine, calcite zeolites; epidote and zoisite are sometimes amply developed; quartz too appears, probably, as secondary; leucoxene replaces titanomagnetite.

A detailed characteristic of the diabase minerals is given in the Russian text.

Texture and Varieties of the Diabases

Ophitic texture is the one that predominates in the diabase rocks of the Berdiaush massif. The size of the grain varies on a large scale. According to the texture and mineralogical composition we distinguish the following types:

1) Peculiar, very coarse-grained diabase rocks, carrying plagioclase completely decomposed, and pyroxene, usually uralitized. Big laths of plagioclase about 2 mm thick and 2—3 cm long, having uralitized pyroxene between them. Large xenomorphic grains of titanomagnetite are present. The aspect of the polished surface (natural size) is given in Plate, XI, fig. 1, and texture is represented in fig. 16 in text.

2) Granular diabases of a more usual aspect with medium-sized grains, ranging from 0.5 to 2 mm. Ophitic texture, often merging into poikiloophitic; sometimes ophimottling (fig. 17 and Photoplate XII, fig. 1 and 2).

3) A finer-grained type, the size of the grain not attaining 1 mm; ophitic texture merging into intergranular; poikiloophitic texture is of a less frequent occurrence. Augite, having purple colouring. A rather considerable amount of magnetite (fig. 18 and Photoplate XII, fig. 3).

4) Fine-grained diabases, texture — mostly intergranular, sometimes with idiomorphic augite, the latter is colourless. Plagioclase is highly decomposed.

5) Thin-grained diabases, microscopically almost aphanitic. The rocks are rather much altered and the primary texture sometimes gives out. Occurrences of porphyritic types.

6) Uralite diabases may be distinguished by their secondary alterations. Pyroxene is completely replaced by fibrous hornblende. Plagioclase is sometimes albitised or transformed into saussurite-like aggregates (Plate XII, fig. 4).

7) Olivine diabases. Medium-grained rocks with more or less fresh plagioclase and having typical diabase textures. Their characteristic feature — the presence of olivine in subhedral grains. Augite has a feeble purple tint. From time to time — admixtures of biotite, also of brown hornblende (fig. 19 and photo, fig. 5 and 6, Plate XII).

8) Picrite facies of diabases. Rocks almost devoid of feldspar; by their mineralogical constitution must be classed with the picrites.

Olivine is replaced by tremolite, seldom by fine fibrous serpentine. Augite of a slight purple shade. Presence of a small amount of brown hornblende being converted to a blue-green variety. Rather big amount of magnetite (Plate XIII, fig. 3).

Diabases, met with as conspicuous dykes, cutting the rapakivi just in the same conditions, as the typical lamprophyric dykes cut them, and sometimes having border facies of lamprophyric composition, refer to medium-grained rocks. Their augite is of a feeble purple colouring. Genetically they may be closely related to lamprophyres.

Diabase Hornfels

(Plate XIII, fig. 1 and 2)

These rocks have been identified near the stream Piataya within the area of the massif and at its northern border. They are blastoophitic metamorphic rocks of plagioclase, composed of andesine or labrador and of coloured minerals, that are represented by brown-green hornblende, forming micro-granular aggregates, by diopside and by a small amount of biotite. Magnetite, apatite and titanite are present in negligeable quantities. In some cases one may see scapolite replacing plagioclase and developing in the form of large irregular plates. The double refraction of the scapolite is $Ng—Np =$ $=$ about 0.015.

Analyses of three samples of diabase will be found on page 134 in Russian text. The first two represent olivine diabases, the third shows diabase with deep purple augite and having a porphyroid texture.

Chemical compositions are discussed on pp. 246—247.

Dioritic Rocks of the Berdiaush Massif, seemingly Hybrid

The rocks, falling into this group, have been met with among the granites in the form of isolated outcrops, even blocks. Their mode of occurrence as indubitable dykes has not been ascertained, though their outcrops are sometimes elongated. These rocks consist chiefly of plagioclase and hornblende to which diopside is sometimes added; in some cases we see quartz, orthoclase, also biotite and accessory minerals.

Plagioclase is in the majority of cases highly decomposed and transformed into saussurite aggregates; it is preserved only in the form of remains, which permit to determine it as andesine or oligoclase-andesine. In one of the types of these diorite rocks plagioclase proves to be albitized. Plagioclase is exceptionally fresh in biotite quartz diorites, where its composition corresponds to andesine-labrador.

Hornblende is represented by several varieties. The most frequent is the common brown-green or green-brown hornblende. Its colour and other optic properties are somewhat varying. The optic angle mostly ranges from— 65° to —70°, but sometimes encreases to —73° or decreases to —56°; extinction angle is from 14° to 16°; $Ng - Np = 0.022$ to 0.28. It may be noted that stronger green shades of the colour are connected with the increase of the extinction angle and with a certain decrease of the value of the optic angle.

The common hornblende is accompanied by a pale coloured greenish hornblende with $2V = -72°$, an extinction angle 16—15°; $Ng - Np = 0.27$ and an index of refraction somewhat lower than that in the common hornblende.

The diorite rock, met with in the upper part of the stream Shestaya, yields a reddish-brown hornblende with an extinction angle about 10°; $2V = -78°$; $Ng - Np = 0.024$; it is surrounded by a rim of bluish-green amphibole with a lower birefringence and $2V = -46°$.

Some other varieties of hornblende of lesser importance have also been noted. Details are to be found in Russian text.

Diopside, though forming the essential part of a certain group of diorites, occurs also in other types. It is always closely connected with amphibole. In some cases the converting of diopside to amphibole gives a pegmatite-like intergrowth, shown in fig. 24 and also in photo Plate XIV, fig. 4. The optic properties of the diopside are as usual, crystals show a tendency to idiomorphism.

Ortho-pyroxene has been encountered only in a single specimen of quartz-diorite as remains, having been replaced by fibrous amphibole.

Biotite is of a rather frequent occurrence, but only in quite insignificant amounts and often chloritized; it happens to be in the form of large tables (fig. 4, Plate VIII).

Quartz is present in some more acid types, and occurs as an essential mineral in quartz diorites, forming a separate group (see below). It occurs in usual forms and is sometimes accompanied by orthoclase. Cases of micro-

pegmatite-intergrowths are not rare. The amount of the orthoclase increasing, the rocks merge into syenite-diorites, which will be described below.

Accessory minerals are represented by magnetite and apatite. The former is mostly in the form of irregular grains, less frequently in that of crystals; the latter, apatite, deserves special attention, being comparatively abundant in the rock and occurring in the form of relatively big needles as is to be seen, for instance, in ff. 20 and 25 and in photo-fig. 2, Plate XIV and fig. 5, Plate XIII.

Accidental minerals: titanite, orthite. Secondary: epidote, zoisite, prehnite, chlorite.

Texture and Varieties of Dioritic Rocks

The chief peculiarity of the texture lies in the absence of ophitic texture, though it is not seldom that the idiomorphism of plagioclase is sometimes more perfect than that of hornblende. Crystalloblastic relations between some minerals do not disturb the general habit of the igneous rock.

The following types may be distinguished in the dioritic rocks constituting the alleged group:

1. Meladiorites. Plagioclase is almost always decomposed. The coloured mineral is represented chiefly by brown-green hornblende. If diopside is present, its amount is always subordinate. Among accessory minerals apatite abounds. The texture closely resembles that of the hornblende-gabbro (fig. 20 and photo-plate XIII, ff. 4, 5 and 6).

2. Still more melanocratic rocks, where plagioclase is almost always or altogether absent. This rock approaches hornblendite (Photo-plate XIV, fig. 1).

3. Relatively leucocratic albite diorites. Microscopically possess the typical diorite habit. Plagioclase is albitised, hornblende is coarse-fibrous actinolite. Epidote is of a rather frequent occurrence (fig. 21).

4. Pyroxene diorites are not a widely spread group, where coloured mineral is represented chiefly by diopside (fig. 23, Plate XIV, ff. 2 and 3). Plagioclase is always more or less decomposed. Diopside is being altered to amphibole in a twofold way: a) in the form of a pale-fibrous hornblende, and b) in that of regularly orientated inclusions of common brown-green hornblende in diopside, resembling pegmatitic intergrowths (Plate XIV, fig. 4).

5. A peculiar variety is represented by quartz diorite. its plagioclase (andesine) is fresh. The coloured minerals are diopside, hornblende and biotite. Poikilitic intergrowths are developed (fig. 22 and photo ff. 5 and 6, Plate XIV).

Hybrid Syenite-Diorites

Owing to the lack of good outcrops it is also difficult to have a clear conception as to the mode of occurrence of these rocks. In some cases they, seemingly, represent xenoliths. Even microscopically it is possible to note the principal peculiarity, consisting in the coming forth of an essential admixture of potash feldspar in the form of more or less individualized reddish specks, appearing on the background of the rock, that has a dioritic composition of slightly white feldspar and hornblende. Owing to an unequal distribution of minerals the rock assumes a mottled texture that sometimes passes over to a breccia-like one, where portions of pink feldspar and quartz intersect the dioritic mass in the form of veinlets. It is very characteristic of

some types that they contain the so-called «birds'eyes» representing either rounded grains or groups of quartz grains, rimmed by hornblende.

The microscopical study of the group of rocks shows their great resemlance to the dioritic rocks spoken of above; we have here the same brownish-green hornblende with highly decomposed plagioclase, mostly oligoclase. Biotite, more or less decomposed, is almost always present. So are usual accessory minerals, iron-ores, sometimes sphene and apatite. The latter is also very abundant and occurs in the form of exceptionally long needles.

As it has been said, the outstanding peculiarity of the rocks under consideration lies in the presence of potash feldspar and quartz. Potash feldspar is almost always represented by orthoclase, having $2V = -60°$ to $-68°$. It occurs in comparatively large and always xenomorphic grains and often individuates in the form of patches in the rock, where it is adjoined by quartz (fig. 26). Owing to the clear xenomorphism of the orthoclase the texture of the rock sometimes assumes the character of a monzonitic one.

When it happens that the minerals, constituting a rock, are unequally distributed in the latter, and when potash feldspar and hornblende form either veinlets, seemingly separated from the groundmass of the rock (fig. 27, Photo-plate XVI, fig. 3), or irregular small accumulations (fig. 27 and photoplate XV, ff. 4—6), we have a kind of mixture of portions of rocks, having different composition: on one side it is diorite, on the other — syenite or granite; but the boundaries between them are not sharply defined, and the minerals of the portions, containing alkali-feldspar, always prove to be of later formation. Let it be noted that feldspar in granite veinlets is sometimes represented by microperthite and, partly, by chess-board albite. The abundance of apatite in these portions is to be noticed.

The above mentioned, highly characteristic of this group of rocks «birds' eyes» represent large rounded grains, up to 5 mm, sometimes a group of quartz grains, rimmed by a corona of fine hornblende individuals, idiomorphic as regards quartz. In some cases there is a thin orthoclase zone between quartz and hornblende, in some other cases we have, instead of hornblende, the same coronae, but of diopside. These characteristic formations are shown in fig. 28, page 150 and in Plate XVI, ff. and 2. As we may well see, they are quite identical with similar formations, described by Wells and Wooldridge in Jersey hybrid rocks, and by Thomas Campbell Smith in Tregastal Ploumanac granites.

In general the extreme inconstancy of composition is characteristic of the hybrid syenite-diorites and it is difficult to generalize their description. A series of separate specimens of these rocks will be found decribed in Russian text. Micro-photographs of these rocks are given in Plate XV, ff. 1—6, and in Plate XVI, ff. 1—3.

Chemical Composition of the Hybrid Syenite-Diorites

In view of the inconstancy of the characters of these rocks the analysis, given on page 159 must be considered as a typical individual instance of one of these rocks. This analysis shows its interjacent position between syenites and diorites.

Other Melanocratic Rocks of the Berdiaush Massif

These rocks comprise all the rocks that have been met with as individual occurrences and proved to differ from those, described above.

Shonkinite of the Berdiaush Type

(Plate XVI, ff. 4 and 5)

This rock has been encountered among the rapakivi upon the eastern slope of Goliy Myss. It is a dark granular rock; the size of the grains ranges from 1 to 2 mm. The rock consists of pyroxene, closely related to diopside by its properties and forming 50 or even somewhat more per cent of the rock. From outside pyroxene is sometimes replaced by red brown hornblende. The second main mineral is represented by potash feldspar, having thin perthitic albite inclusions. Accessory minerals are titanomagnetite and apatite, the latter being abundant. From time to time there occur titanite, orthite, also zircon. The texture is characterized as showing sharply-marked idiomorphism of pyroxene towards feldspar.

Besides this occurrence of shonkinite we met a similar rock in the form of xenoliths enclosed in syenites on the right side of the stream Chetvertaya. It consists of a large amount of clino-pyroxene and orthoclase with $2V = -70°$. Pyroxene in the form of idiomorphic short-columnar crystals attracts attention due to its conspicuous greenish colour and very feeble pleochroism. Extinction angle is 42—43°; $Ng - Np = 0.030$; $2V = +59\frac{1}{2}°$.

Orthoclase occurs in relatively large-sized grains up to 4 mm; it sometimes encloses pyroxene in the form of poikilitic ingrowths. Some of the grains have a perthitic structure. Accessory minerals are: magnetite and abundant apatite.

Pyroxene Meladiorite

This rock, met with on the right slope of the stream Shestaya closely approaches the above described diopside-diorites. It differs from them by pyroxene prevailing upon plagioclase, almost completely decomposed. Pyroxene-diopside is slightly surmounted by hornblende. Biotite occurs in the rock as specks having reddish tints of pleochroism.

Feldspar-bearing Websterite of the Mountain Korsakalovka

(Plate XVI, fig. 6)

It is a peculiar rock, met with on the south-eastern slope of the mountain Korsakalovka, compact, almost black, fine-grained, microscopically aphanitic. Under the microscope proves to be heterogeneous in composition and texture. Xenomorphic plagioclase grains, representing andesine by their optic properties may, here and there, be identified in the thin section, but in quite insignificant amounts. The main minerals of the rock are both the clino-pyroxene and the ortho-pyroxene. The former has considerably been altered to a feebly-coloured fibrous hornblende. It is in the form of minute grains about 0.1 mm in size. The ortho-pyroxene occurs in larger prismatic crystals up to 1—2 mm in length, showing hardly distinguishable pleochroism, $2V = -80°$. Only in places has the mineral been affected by amphibolisation. Reddish biotite and magnetite occur as insignificant admixtures, apatite is absent.

Lamprophyres and their Relation to Diabases

Dykes of lamprophyres have been met with in some localities of the Berdiaush massif; they are rather various and several instances of them are being described here. The best outcrop of the lamprophyre dykes is to be

looked for in the rocks on the steep bank of the river Satka, in the southern part of the massif. The contacts of the lamprophyric dykes are sharply defined and dissect the groundmass as well as the ovoids of the adjacent rapakivi (Plate XI, fig. 2). The thickest dyke proves to be complex. The well-marked boundary between the border part of the dyke and the rock of its central part is manifest in the polished samples. It is shown in fig. 29 and photo-fig. 2, Plate XI. The contact of the dyke with the granite is striking. In Plate XI, fig. 3 we have a photo of this contact in a thin section when using a magnification of 3.

The Rock of the Central Part

(Plate XVII, fig. 1)

It is a dark greenish-grey granular rock. The crystals of plagioclase, the main mineral of the rock, have a lath-shaped form, and their average size ranges from 0.4—0.8 mm in length. By its composition it corresponds to oligoclase or oligoclase-andesine with 30% An. The second main mineral of the rock is augite in small prismatic crystals or xenomorphic grains and brownish in colour; $2V = ca + 56°$. Magnetite in small idiomorphic crystals is rather plentiful; sphene also occurs. Among secondary minerals chlorite is abundant; epidote, calcite, sericite are also to be met with.

The Border Part of the Dyke

(Plate XVII, fig. 2)

A narrow band at the borders of the dyke strikingly distinguishes from the central part and contains small dark pseudophenocrysts. One may see, under the microscope, that the coloured mineral of the rock is hornblende, brown or green in colour, in the form of minute prisms about 0.1 mm in length. The small crystals of the green hornblende are sometimes larger and it was possible to determine $2V = -52°$ in them. In some places the small prisms of the green hornblende form pseudomorphs over the sparce pyroxene crystals. In some other cases similar pseudomorphs are formed by an almost colourless hornblende. Feldspar fills up the interstices between the prisms of hornblende. The refraction index is about 1.540, and the small extinction angles let one suppose it to be an oligoclase. Biotite, magnetite, pyrite occur as an insignificant admixture. The microgranular texture of the rock closely reminds one of the texture in hornblende-lamprophyres.

Contact between the Central Part of the Dyke and the Already Described Border Zone

(Plate XVII, fig. 4)

As it has been mentioned, the contact is very sharp (fig. 29). At 2—3 cm from the contact the rock of the central part proves, under the microscope, to have a microporphyritic texture. Phenocrysts are represented by small prisms of bytownite-labrador up to 0.7 mm long, and by somewhat larger crystals of augite, being sometimes of a zonal structure. The groundmass here is highly decomposed and rich in chlorite, epidote and other secondary minerals. Only traces of acicular microlites of feldspar are to be seen and the microtexture appears to be intersertal.

When nearing the contact groundmass assumes a hyalopilitic habit with turbid decomposed glass and fine plagioclase microlites with flow arrangement. In the central part of the dyke, near the contact we meet small xenoliths of the rock, forming the external zone.

Microdiorite. The Apophyse of the Described Dyke

(Plate XVII, fig. 3)

At the distance of one metre and a half from the described dyke a thin apophyse of the latter cuts the rapakivi. Microscopical examination has shown that the rock closely refers to the marginal facies of the mentioned dyke. It consists of green and of brown hornblende, feldspar, a small amount of biotite, magnetite, titanite and apatite. There are also phenocrysts, in the central part of which we find remains of pyroxene, replaced by a colourless tremolite-like hornblende. The texture of the rock also corresponds to that of lamprophyres.

The chemical analysis is given on page 176.

The Dykes in the Rapakivi at the Berdiaush-Station are, in many respects, similar to the already described dykes in the bank of the river Satka. They excite interest because the rock of one of them has the mineralogical composition and the texture of diabase, more or less decomposed, while in the other we have a genuine hornblende lamprophyre, consisting of elongated prismatic hornblende crystals and plagioclase laths; the border side possesses a microporphyritic texture.

The author is inclined to suppose the first of them to be a diabase facies of the lamprophyres, the like of which has been observed, for instance, in the well known Lausitz massif

Other Lamprophyre Dykes

(Plate XVII, ff. 5 and 6)

Besides the dykes, here described and found in the cliffs on the bank of the Satka and in the railway excavations, rocks of the lamprophyric type have been found in the form of separate outcrops and blocks in diverse places of the massif.

A. On the right hand side of the stream Shestaya we have met a hornblende lamprophyre with red-brown hornblende resembling barkevikite. Feldspar is acid oligoclase-albite or even albite. The texture of the rock is very characteristic.

B. The rock is finer grained, consists of small hornblende prisms up to 0.1 mm long. Feldspar is, seemingly, oligoclase. Here and there chlorite is being developed. When under the microscope both rocks, owing to the reddish-brown colour of the hornblende and to its forms, resemble some representatives of the camptonites. The chemical analysis of the fine-grained rock is given on page 181.

SYENITIC ROCKS OF THE BERDIAUSH MASSIF

The rather various syenite rocks of the Berdiaush massif may be divided into two groups:

1) Granular Syenites, partly quartz bearing,
2) Syenite porphyries and microsyenites.

The former have a considerably lesser expansion than the latter. Owing to the scarcity of outcrops it is impossible to draw the rocks of both the groups on the map; the mutual relations of syenite rocks and others may be observed only on rare occasions. Conspicuous dykes of syenite porphyry, dissecting the rapakivi-granites, have been encountered in the northern part of the massif. In some other places the outcrops of these rocks are stretched out; they too, probably, represent dykes. On the rather vast area of their development, lying to the left of the stream Piataya, only separate blocks could be found. On the mountain Vilessova granular syenites are found as small bodies amidst the syenite facies of rapakivi. On the left side of the stream Shestaya the syenites alternate with the more typical rapakivi.

Owing to the difference in texture and, partly, in mineralogical composition, existing between the granular syenites and the syenite porphyries, it is more convenient to describe them separately.

Syenites and Quartz-Syenites

These are mostly light-pinkish or brownish rocks with the size of the grains not exceeding 3 mm. Only seldom varieties occur, having larger-sized phenocrysts of hornblende up to 8—10 mm. The coloured mineral is represented by black needles of hornblende, converted to chlorite and epidote.

A peculiar variety is represented by coarse-grained syenites with red or pink feldspar in tabular crystals, moulding the coloured mineral between them; the texture sometimes tends to a miarolitic one.

Mineralogical Composition of the Syenites

The main mineral is microperthite. It represents a veiny perthite with inconstant proportion between albite and potash feldspar and often with interlacing veinlets of albite (Plate XVIII, ff. 3—5). Studying the structure of the perthites leads to the conclusion that we have to deal more frequently with the deuteric replacement perthite than with the exsolution perthite. Potash feldspar of microperthite does not show any twin structure of microcline, but optical exmination proves that side by side with typical orthoclase we often find here triclinic potash feldspar, having the optic orientation of microcline or that intermediate between the optic orientation of orthoclase and microcline.

The non-perthitic grains of potash feldspar are rare; so are the independent crystals of plagioclase, closely related to albite.

Quartz, though in small amounts, is present in a specific group of syenites; it occurs as characteristic xenomorphic grains (ff. 34 and 35).

Hornblende is the chief primary coloured mineral of syenites. It is present in idiomorphic prismatic crystals (ff. 33 and 35); its optic properties permit us to distinguish two varieties: one of them is an olive-green common hornblende with the extinction-angle up to 20°; $2V$ from —78° to 84°, and $Ng—Np = 0.020—0{,}025$. The other variety is deeper in colour especially along Nm; extinction angle from 10° to 15°; $2V =$ from —50° to —60°; birefringence is difficult to be defined owing to the deep colouring.

In some cases common hornblende was seen to alter to actinolite; but much more frequent are the cases of its being replaced by mica with pleochroism in orange-brown or reddish tints. The flakes of mica, when replacing hornblende, show a confused or subparallel order.

Mica, besides its occurring as pseudomorphs on hornblende, is also to be found in the form of single flakes and possesses either the same reddish colour or the tints of a typical biotite with strong pleochroism. Brown mica is being transformed into brown-green and green flaky mineral with optic properties, intermediate between the properties of micas and those of chlorites. The mineral is uniaxial and negative; $Ng - Np = 0.020$.

Monoclinic pyroxene has been encountered in one of the specimens of syenite, taken from the district of the stream Piataya. Judging by its optic properties it is aegirine-augite, relativelly poor in aegirine.

Chlorite and epidote, occurring in the group of syenite porphyries described below, appear to be very important rock-forming minerals. In the granular syenites, spoken of here, they represent secondary products, replacing coloured minerals. Their properties are those of the syenite porphyries (see below).

Magnetite. The amount of magnetite in one of the types of coarse-grained syenites is such, that it makes it pass for the chief coloured mineral (fig. 31). Its xenomorphic grains fill up the insterstices between the crystals of feldspar. This variety of syenite is shown in fig. 1, Plate XVIII. In other syenites magnetite occurs in the form of usual minute crystals, is partly secondary and associates with chlorite.

Other accessory minerals that have been met with are: apatite, titanite; zircon, orthite, fluorite occur less frequently, and pyrite only accidentally. One of the syenite samples shows a high degree of sericitisation.

Texture of Syenites

In most cases these rocks are medium-grained; but, as it has been mentioned, there occur relatively coarse-grained varieties. Under the microscope their texture proves to be hypidiomorphic granular. Hornblende is in the form of small idiomorphic prisms. Feldspar shows a tendency to appear as thick tabular crystals. Quartz, if present, is always xenomorphic. Some of the fine-grained types tend to the trachytoid texture; coarse-grained types — to the miarolitic one. Only one of the specimens, taken from the central part of the massif, shows traces of cataclase (or protoclase).

Xenoliths in Syenites

Dark, rounded, fine-grained inclusions have also been met with in some blocks of syenite. The dimensions of the grains are being reduced to the tenths of a mm. Under the microscope we may see that such xenoliths contain a considerable amount of oligoclase. Shonkinite, described above, has also been met with among the inclusions in the syenites. We must not omit mentioning the presence in the syenites of small fragments of rapakivi, found there as xenoliths. Such a xenolith is shown in Plate XVIII, fig. 2.

Different Varieties of Syenites of the Berdiaush Massif

According to texture and mineralogical composition we distinguish the following varieties:

1. Coarses-grained syenites, already mentioned. The size of the crystals of feldspar is up to 1 cm. Feldspar is perthite. The coloured mineral is usually chloritised. Hornblende is of rare occurrence. A variety, the coloured mineral of which is magnetite (Plate XVIII, fig. 3), belongs to the same type of coarse-grained syenites.

2. Sparce coarse-grained quartz syenites form a variety, closely referring to the above mentioned. Feldspars in them are microperthite and chess-

board albite. The coloured mineral is partly chloritised brown mica (Plate XVIII, ff. 4 and 5).

3. Medium-grained hornblende syenites. The rock is of a hypidiomorphic granular texture merging into a prismatically-granular one. The dimensions of the grains range up to 3 mm. Feldspar is a typical replacement perthite. The coloured mineral—the above described hornblende (Plate XIX, ff. 2—5).

4. Quartz-syenites. Somewhat finer-grained, they differ from the preceding ones by the presence of xenomorphic quartz. Perthites are of a finer structure. This is just the type where xenoliths have been met with (Plate XIX, fig. 6).

5. Alkaline hornblende syenites. By their outward appearance they can hardly be distinguished from the preceding types and may be set apart only due to the properties of the hornblende being close to hastingsite.

6. There exist transitions from medium-grained syenites to microsyenites and syenite-porphyries, described below. They may be set apart as a separate variety.

Chemical Composition of Syenites

Three samples of granular syenite rocks have been examined. Analyses are shown on page 198. The first of them represents a relatively coarse-grained magnetite rich syenite. The second shows quartz-syenite, and the third — quartz-syenite with hornblende, having undergone sericitisation.

Microsyenites and Syenite Porphyries

The aspect of syenite-porphyries depends partly on the dimensions of grains of the groundmass, partly on the amount of coloured mineral. The reddish tones of colouring are comparatively rare here, and so are the whitish rocks. The common colour of the syenite porphyries is yellowish-brown or brown. Microscopically relatively small phenocrysts of hornblende, sometimes their groups, may be discerned. In some cases, again microscopically, we may note the trachitoid texture of the groundmass. There occur darker syenite porphyries, greenish or greenish-grey in colour, by their outward appearance more like «porphyrites».

Mineralogical Composition

The mineralogical composition is, in the whole, much the same as that we have seen in the granular syenites. We have in the form of phenocrysts feldspar, hornblende or pseudomorphs on it, and a small amount of magnetite. Hornblende phenocrysts are represented by potash feldspar (Plate XX, ff. 2 and 3), and perthite. Vein-perthites are rare, however: usually, potash feldspar is in the form of irregular patches inside albite. Not infrequently there is an obvious replacement process by albite. Potash feldspar is almost exclusively orthoclase, having the optic angle $2V$ = either — 70° or —80°. Phenocrysts of albite-oligoclase occur as an exception (Plate XX, fig. 3).

The feldspar of the groundmass is in the form of laths, usually about 0.5 mm long (Plate XX, ff. 1—5). It shows a fine microperthitic structure and commonly occurs as patch perthite due to replacement. In some cases we have encountered fine string perthites with perthitic blabs lying parallel to (010).

The coloured mineral of the syenite porphyries is hornblende, or, more frequently, pseudomorphs on this mineral. Hornblende is represented

by several varieties: 1) deep-coloured brown-greenish hornblende, having the optic properties of hastingsite, 2) brown hornblende with the extinction angle 11°; $2V = -75°$; $Ng - Np = 0.026$, 3) highly coloured green hornblende, usually forming rims on the brown one. 4) and 5) rare occurrences of pale brownish-green and of bluish-green hornblende. The secondary alterations of the hornblende sometimes consist in the development of brown mica along the fissures, but the feature, most characteristic of the rocks here described, lies in the hornblende being transformed into a green chloritic mineral on one side, and into epidote on the other. In most cases the principal coloured components of the rock appear to be represented just by these minerals.

Minerals of chlorite group are of two kinds: the one with pleochroism in greenish-yellow and green colours, birefringence about 0.015, refraction index Ng about 1.1650. The other veriety is a lighter-green chlorite with weaker birefringence and lower refraction. There exist transitions between these two varieties.

Epidote is as wide-spread as chlorite, occurs either in association with or separately from it; in most cases is quite colourless; $Ng—Np =$ from 0.030 to 0.040; usually $2V = -80°$. Chlorite and epidote, besides their appearing as pseudomorphs upon the crystals of hornblende, sometimes seem to fill up the interstices between the crystals of feldspar.

Biotite and quartz are minerals of a very rare occurrence in syenite porphyries of Berdiaush.

Accessory minerals, apatite and magnetite, are present in insignificant amounts. Exceptionally rare are zirzon and orthite.

The brownish colour of the feldspar is due to the finest dust, probably of hematite.

Texture and Varieties of Syenite Porphyries

The rocks here in question have a porphyritic texture, though aphyric varieties also happen to be met with. The phenocrysts of feldspar and hornblende are not numerous. The size of the feldspar phenocrysts ranges from 2 to 3 mm; sometimes it is up to 5, even to 8 mm, but their dimensions may be also smaller. They are thick-tabular in form. The groundmass is always holocrystalline and usually has a trachytic texture, as it is shown in Plate XX, ff. 2—5. Sometimes the texture is bostonitic. In some cases the occurrence of biotite and epidote in the interstices between the laths of plagioclase makes the texture assume an intersertal appearance (fig. 36).

Cases of the rocks having undergone cataclases have been identified very rarely.

The different varieties of syenite porphyries may be distinguished due, chiefly, to the microtexture of the groundmass, and partly to the character of the coloured mineral, which may be represented either by preserved hornblende or by some secondary mineral, replacing it. The microtexture varies on a large scale, its fluctuation depending on the size of the microlites. The largest microlites reach almost 1 mm in length and the finest of them form, together with epidote and chlorite, a thin felt, discernable only when using powerful magnification.

Changes in the Texture within Separate Dykes of Syenite Porphyries

In some of the better exposed dykes of syenite porphyry we may observe how the texture of the rock is modified in the different parts of the dyke. In the dyke, found in the sources of the stream Piataya, we may see how

the rock, finely granular in the central part, brownish in colour and carrying sparce red phenocrysts of feldspar, gets a thinner-grained groundmass when drawing closer to the contact, and how, when in the contact itself, it assumes an aphanitic aspect and grows compact and greenish-grey there. We may see, under the microscope, that the dimensions of the feldspar microlites in the central part of the dyke are up to 0.6 mm, while in the marginal parts the thin acicular microlites reach 0.2 mm in length (Plate XXI, fig. 1).

Modifications of the same kind have been observed in the dyke on the mountain Vilessova. In some cases the border zone is sharply separated from the inner part. In fig. 2, Plate XXI we may see a thin section of such a junction of syenite porphyry and rapakivi (magnified 2). It is evident that the compact aphanitic margin of the dyke points out the chilling effect of the country rocks.

Chemical Composition of Syenite Porphyries

Three analyses of this group are given on page 215. The first represents an aphyric syenite porphyry or microsyenite; the second shows a dark syenite porphyry, relatively rich in hornblende; and the third gives a typical euporphyric syenite porphyry with a fine-grained groundmass and sparce phenocrysts of orthoclase.

NEPHELINE SYENITES AND NEPHELINE SYENITE PORPHYRIES

As it is shown on the geological map, nepheline-syenites have been met with in the central part of the massif, where they are forming a seemingly continuous body about 1 km long. A smaller sized body has been found on the top of the mountain Vilessova, and so have been dykes of nepheline-syenite porphyries on the mountain Golaya.

The principal and the most considerable body of nepheline syenite outcrops in the form of separate large-sized blocks. Good outcrops are rare. Not infrequently have the nepheline syenites undergone alteration, the nepheline being fully replaced by the aggregates of a colourless mica. Such varieties, classified as liebenerite syenites, are spoken of below.

According to texture-features we may distinguish granular nepheline syenites and nepheline-syenite porphyries. These two extreme types are connected by gradual transitions and do not present any essential differences as to the mineralogical composition. Therefore they are described together.

Macroscopical Description

The following types of nepheline syenitic rocks may be distinguished according to their outward features:

1. Granular rocks having a granitoid texture. The size of the grains ranges from 2—3 and to 5 mm. Fig. 3, Plate XXI shows, in natural size, the polished surface of a nepheline syenite, having that texture. The colour of the rock is light-grey. Among such nepheline syenites we have met a thin dyke of nepheline-pegmatite syenite on the mountain Vilessova.

2. Trachitoid nepheline syenites with a subparallel arrangement of the tabular crystals of feldspar; they are more wide-spread than the preceding type. The size of the grain is somewhat finer, the colour, from time to time, assumes a purple-pink tint. The polished surface of this rock is given in fig. 4, Plate XXI.

3. Fine-grained nepheline syenites of a deeper-grey colour; the nepheline there is hardly to be distinguished with the naked eye. The size of the

grain, as it may be seen under the microscope, is measured by tenth parts of a mm.

4. Nepheline syenite porphyries. These are grey or purple-grey rocks with phenocrysts of feldspar, more seldom with those of hornblende in the fine-grained, almost aphanitic groundmass.

5. As it has been mentioned, a thin dyke of pegmatite, about 15 cm thick, has been found on the mountain Vilessova among granular nepheline syenites. This dyke consists of nepheline, feldspar and hornblende in grains up to 2 cm. At the borders of the dyke the crystals of feldspar and those of hornblende have an arrangement, perpendicular to the contact. This contact is given in natural size (polished surface) in fig. 5, Plate XXI.

Mineralogical Composition

The following minerals constitute the rocks here being described: potash and soda, alkali-feldspars, either in separate crystals, or as microperthite; nepheline, analcite, cancrinite, alcali hornblende of two kinds, sometines aegirine and aegirine-augite, in some cases diopside, from time to time biotite. The accessory minerals are represented by apatite, ore mineral, rarely orthite, titanite, zircon. Secondary colourless mica develops, replacing nepheline.

Feldspars. The most abundant mineral of the nepheline syenites of Berdiaush is microperthite or antiperthite, albite prevailing upon potash feldspar, that occurs in the form of patches within albite crystals. We sometimes see albite framing the crystals of potash feldspar and penetrating them on the outside in the form of veinlets (Plate XXI, fig. 6). Doubtlessly we have to deal with the replacement perthite. Less frequent forms of perthitic intergrowths present a fine alternating of orthoclase and albite lamellae parallel to (010). There are cases, when the idiomorphic albite metacrysts develop inside the orthoclase in a way that gives rise to a texture, similar to a monzonitic one.

The optical examination of the potash feldspar proves its being a monoclinic orthoclase, but its optic angle ranges from -50° to 80°. Albite exhibits its usual optic properties.

Nepheline occurs in the form of grains, somewhat smaller than those of feldspar, now idiomorphic in relation to the latter, now xenomorphic. These mutual relations are shown in ff. 1—3, Plate XXII. The idiomorphic nepheline crystals are either somewhat elongated along the axis of the prism, when they are of a smaller size, or they are flattened, when their size is bigger.

Besides separate phenocrysts of feldspar and nepheline, the porphyritic types of the rocks exhibit phenocrysts representing regular intergrowths of both the minerals. They are shown in fig. 1 and 2, Plate XXIII.

The characteristic process of nepheline undergoing decomposition is to be seen in the development of colourless mica, usually in the form of small bunches of thin scales (Plate XXIII, fig. 6).

Analcite. In some varieties of the rocks, side by side with nepheline, we meet analcite, filling up the interstices between the other minerals and exhibiting usual properties. Its relation to the other minerals is shown in fig. 37.

Cancrinite in the form of minute inclusions is very rare both in nepheline and analcite.

Hornblende. The chief coloured mineral of the nepheline syenites of the Berdiaush massif is the alkali hornblende, occurring as idiomorphic prismatic crystals more or less well formed (Plate XXII, fig. 4). They often

show a zonal structure, especially conspicuous in larger crystals. The central part exhibits the following properties: pleochroism Ng — is brownish-green, Nm — brown, Np — yellowish. Extinction angle (001): $Ng = 12° — 15°$; $2V = —60°$ to $—64°$; optic plane (010). The marginal part possesses pleochroism — Ng — bluish-green, Nm — green, Np — yellowish; extinction angle (001): $Ng = 17° — 19°$; sometimes in the border zone $2V$ lowers to 0, and where $2V$ exseeds 0, the optic plane is perpendicular to (010) and Ng coincides with (010). Birefringence is difficult to be determined owing to the deep colouring. Approximately in the central part $Ng — Np = 0.016$ to 0.020. In the outer zone $Ng — Np = 0.010$ to 0.012. The refraction indices for green hornblende are fixed as $Ng = 1.705$, $Np =$ about 1.690—1.695. Hornblende has been isolated and analysed. Its analysis, as well as the analysis of the hornblende of the miaskites from the Ilmen mountains is given on page 224. Both analyses correspond to hastingsite.

A still deeper coloured amphibole is met with in some specimens of trachitoid nepheline syenites; its very deep colour prevents it from being strictly examined.

Biotite is met with only in some types of nepheline syenites; often having the form of inclusions in hornblende, it associates with the latter and, sometimes, with aegirine too. One of such intergrowths of aegirine and biotite in a fine-grained nepheline syenite is represented in fig. 3, Plate XXIII. By its optic properties that mica must be considered to be a lepidomelane.

Aegirine and aegirine-augite are not of a wide-spread occurrence. They have been encountered in the nepheline syenites having a porphyritic texture. In form the grains are more or less prismatic, but having no good faces; poikilitic inclusions of feldspar are not infrequent. By their optic properties the pyroxene must be ranged with diopside-aegirine, containing about 60% of aegirine.

Diopside has been met with only as phenocrysts in the dykes of nepheline-syenite porphyries. On the outside the crystals are overgrown by an aegirine (fig. 41) or sometimes — hastingsite zone. The diopside of the inner part of the crystal exhibits, from time to time, spots, green in colour. The examination shows the following changes of the optic properties in the crystals of pyroxene:

	$2V$	Extinction angle Ng : (001)
core of diopside colourless portions	$+55°$, $+58°$	44°
greenish spots	$+76°$	50°
deep green rim of aegirine	$—80°$	to 70°

Apatite is the most wide spread of the accessory minerals; its properties are as usual.

Ore mineral, probably ilmenite is present, but not in all the thin sections. It almost always appears in small crystals grown into hornblende.

Titanite, orthite and zircon occur only as very rare, accidental minerals.

Secondary colourless mica, succeeding to nepheline, is the only secondary mineral worth being mentioned.

Granular Nepheline Syenites, their Texture and Varieties

There is a rock, met with as a dyke on the mountain Golaya, that stands quite apart among the nepheline syenites of the Berdiaush massif. The feldspar in it is a perthite, unusually thin-veined, and the coloured minerals are

represented by biotite, having a greenish tint, and aegirine-augite instead of the usual hastingsite. The rock shows a trachitoid texture.

All the other nepheline syenites represent hastingsite-nepheline syenites and show but small differences as to their mineralogical composition; these are: the occurence, in some cases, of analcite, a varying amount of lepidomelan as admixture, a. s. o.

According to the texture two types, as it has already been said, may be identified:

1. Nepheline syenites with a hypidiomorphic-granular granitoid texture (ff. 37 and 39),

2. Nepheline syenites with a trachitoid texture; these being wider spread (fig. 38).

No textures, common to the second important type of the Uralian nepheline syenites, namely to the type of miaskites, have been met with in the rocks under description.

Porphyroid Nepheline Syenites and Nepheline-Syenite Porphyries

The phenocrysts in these rocks are represented by feldspar and, in smaller amounts, by coloured minerals. Nepheline in the form of phenocrysts is very rare. The groundmass is fine-granular trachitoid (fig. 40 and Plate XXIII, ff. 4 and 5). It is necessary to point out that very often there is no marked hiatus between the formation of the crystals and the groundmass. The peculiarity of the mineralogical composition we see in the porphyroid types lies in the aegirine-augite being extremely wide-spread. We have had the opportunity of identifying even diopside among the phenocrysts (fig. 41). Of great interest are the graphic mutual intergrowths of feldspar phenocrysts with nepheline (Plate XXIII, ff. 1 and 2).

Porphyritic types have always been met with in the form of dykes.

Chemical Composition of Nepheline Syenites and Nepheline-Syenite Porphyries

The chemical analyses of four samples of these rocks are given on page 233: 1) nepheline syenite with granitoid texture, 2) nepheline bearing syenite, poor in nepheline and representing a transitional form to alcali syenites, 3) nepheline syenite with a trachitoid texture, 4) nepheline-syenite porphyry. In the first and second of the examined samples the quantitative mineralogical composition has been determined under the microscope. The composition of the first rock is as follows: feldspar 68.5%, nepheline 10.5%, analcite 1.5%, hornblende 18.5%, the rest about ½% (pecentage by weight). The second rock gives. feldspar 79.8%, hornblende 17%, nepheline replaced by muscovite 3.2%. Moreover a determination of modal mineralogical composition has been effected for 3) the variety relatively rich in nepheline, and 4) the variety, relatively melanocratic. The third sample shows the following composition: feldspar 65%, nepheline 20%, hornblende 18%, accessory minerals, chiefly apatite 0.4%. In the fourth sample we have 58% of feldspar, 14% of nepheline, 38% of hornblende.

All these measurements as well as the chemical analyses show the relative poorness in nepheline of the Berdiaush rocks.

Liebenerite Syenites and Syenite Porphyries of Berdiaush

(Plate XXIII, Fig. 6,)

The wide spread occurrences of nepheline being succeeded by colourless mica have already been mentioned. In some cases nepheline is completely converted to pseudomorphs formed by mica, always represented by minute scales. Feldspar has not undergone any conspicuous alterations, but the coloured mineral of the rocks, which have been more markedly altered, is replaced by chlorite and epidote much in the same way as we have seen it in the above described alkali syenites. In one of the porphyroid liebenerite syenites we have noted garnetisation of the coloured mineral.

Types of Transition between Nepheline Syenites and Nepheline-free Syenites

There occur specimens of rocks, which are by their mineralogical composition and texture quite identical to the already described nepheline syenites, though being nepheline-free and bearing but rare pseudomorphs of mica over the nepheline. Such rocks, however, are of a very rare occurrence.

CHEMISTRY OF THE ROCKS OF THE BERDIAUSH MASSIF

This chapter is dedicated to the general features of chemistry characterising the rocks of the Berdiaush Massif. Analyses of these rocks are given in a table on page 240—241. In spite of their being rather numerous (26 analyses) they help but little to come to any conclusions from the petrogenetic point of view, owing to the complexity of the processes that have originated the Berdiaush complex. The present chapter aims at giving a graphic representation of the chemical composition of the analysed types and at comparing them with one another and with the similar rocks of other regions.

The method, applied here by the author, has been exposed in other works. It consists in establishing, on the base of chemical constitution, the characteristic proportions $a : c : b : s$; $f' : m' : c$ or $f' : m' : a$ and s. o. expressing the chief peculiarities of the chemical composition and in representing these relations in the form of diagrams. Only deductions, obtained by way of this method, will be given here. In fig. 42 we find a summary diagram for all the analyses, and fig. 43 gives us a diagram for the rapakivi groups of the Berdiaush massif and for the similar types of other regions as well. The diagram shows that rocks, marked with figures I and II both in the table of analyses and in the diagrams, represent a peculiar type of rapakivi, differing from the typical Wiborg rapakivi by its considerable amount of femic elements and by a small quantity of feldspar lime. In this respect they approach Niggli's syenite-granites. The syenite facies of the rapakivi here examined is characterized by a rather high value of the parameter b, a relatively low contents of magnesium and a higher one of lime.

The granites being similar to aplites, their analyses show high contents of free silica, as it is shown by the high value of $Q = s - -(3a + 2c + b)$. We have already seen that types exceptionally rich in quartz are also to be met with. As regards aegirine-augite granites, however, the amount of silica is somewhat lower, lower is also the amount of feldspar lime. As compared with the aegirine rocks of other localities the relatively low contents of iron and of the femic constituent may also be noted.

Diabases. The three analyses of the diabases of the Berdiaush massif, referring to the least altered representatives of this group, show the relative richness of these rocks in femic constituents, especially of the rock,

the analysis of which is marked with the figure XII. This rock exhibits a somewhat alkaline character expressed in the comparatively low value of the ratio $c : a$. The analysis under the heading XI has, on the contrary, a very high value of c : a. The high contents of TiO_2 is also to be pointed out. More details about comparing the examined diabases with the other rocks of the gabbro-basalt series are to be found in Russian text.

Hybrid Rocks. Only one specimen of a doubtless hybrid rock and mineralogically referring to syenite-diorites has been analysed. On the one hand side, the chemical analysis proves its hybrid character by the fact that it passes the normal limits of the differentiation series and, as it may be seen in the summary diagram fig. 42, approaches the mean between its acid and basic members; on the other hand, the constitution of this hybrid rock nears that of some dyke melanocratic rocks, standing between the lamprophyres of the minette-vogesite and of the spessartite-kersantite types. This similarity between the hybrid and the lamprophyre rocks is common and may be explained, according to the author, by the hypothesis treating the lamprophyres as due to a reaction between a considerable amount of femic constituents of the first crystallisation and a residual alkali rich product of differentiation.

Lamprophyres. Two samples of typical lamprophyres of the Berdiaush massif have been analysed. They are compared with the average constitutions of typical lamprophyres, calculated by Beger. One of the analysed samples closely corresponds to the composition of camptonite, the other — to that of the lamprophyres of the diorite type (spessartite, odinite, kersantite), but differing from them by somewhat higher contents of lime entering into alumino-silicates, and by lower contents of femic constituents.

Syenite rocks. Two groups of syenite rocks, differing by their texture — namely the granular rocks and the porphyritic rocks — differ also by their chemical composition. While the granular syenites are somewhat oversaturated with normative quartz, syenite porphyries are somewhat undersaturated, which seems to be characteristic of them. Moreover they prove to have somewhat higher contents of femic constituents (number b). In two of the three analyses of the granular syenites we have noticed a certain excess of alumina.

Nepheline syenites. We have here four analyses of these rocks. In full accordance with the peculiarity of the mineralogical composition of our rocks being relatively poor in nepheline, their chemical composition is characterised by a low absolute value of difference $Q = s - (3a + 2c + b)$. For the typical nepheline syenites this value is negative and equal to — 20 to —28, whereas in our rocks the value of Q for more nepheline-rich representatives is — 16,1 and 20,8, and for poorer ones it is only — 8,3; the analysis under the heading Nr. XXIV rather corresponds to alkali-syenite and, may be, the rock would be more correctly identified as nepheline-bearing syenite, than as nepheline syenite. As regards the undersaturation with silica our nepheline-poor syenites do not greatly differ from syenite-porphyries, the latter only being richer in lime and femic constituents.

CONTACT METAMORPHISM NEAR THE BERDIAUSH STOCK

Contact metamorphism near the Berdiaush stock has affected, on one side, the dolomites, and on the other — the slates. The quartzites, adjoining on the north-west, do not show any phenomena of contact metamorphism, and, as it has been said, we may, basing on geological observations, suppose the existence of a fault here.

Contact Metamorphism of Dolomites

The metamorphic phenomena at the contact of the dykes and the dolomites in the railway-trench have been described previously by Tolmacheff, Ojegoff and partly Ginsberg, who all pointed out the presence of the following minerals here; quartz, monoclinic pyroxene, mica, titanite, garnet, fluorite, apatite, wollastonite, spinel, forsterite, phlogopite and hornblende. At present these outcrops are far from being in fair preservation.

The metamorphism of dolomites has been identified in many localities surrounding the massif. The dolomite is recrystallized and partly dedolomitised; in places, where silicates are abundant, carbonate proves to be calcite.

The dominant mineral of metamorphism is forsterite, more or less subjected to serpentinisation.

Side by side with forsterite, though comparatively rarely, we may encounter clinohumite, frequently with a characteristic polysynthetic twinning. The mineral exhibits a characteristic yellowish colour and usual properties. Spinel is also a mineral of rare occurrence and occurs as minute crystals. Garnet is still rarer. Diopside, however, is a rather wide-spread mineral, occurring either as minute, short-prismatic crystals, or as accumulations and veinlets, composed of radiating elongated crystals. The optic properties are usual, the mineral sometimes being succeeded by tremolite. Phlogopite occurs in small amounts in the form of fine bright-polarizing flakes, enclosed within carbonate or occuring between its grains. Talc and tremolite are very rare. Serpentine is of an extremely frequent occurence forming pseudomorphs on forsterite and humite. Not infrequent is brucite, either associated with serpentine or in the form of independent tabular grains amidst carbonates, that form the mass of the rock. In one of the samples we have found scapolite associated with diopside and, at last, in some others we could observe quartz aggregates.

All these minerals develop as separate crystals and their groups in the recrystallized dolomites round the Berdiaush massif.

Skarn Rocks Accompanying the Igneous Rocks of the Massif

Skarn rocks are to be found only in one place on the Northern slope of the mountain Korsakalovka, where they form but a few small rocky projections.

Skarn Minerals

Garnet, a rather light, reddish-brown mineral, rarely occurs in well formed crystals. It is commonly associated with diopside, and with other minerals as well. Symplektitic intergrowths of garnet and scapolite are sometimes present.

Diopside, greenish-grey in colour, occurs as irregular grains and minute crystals.

Vesuvianite is to be met with as radiating groups of large crystals, — sometimes up to several cm long, — occurring among the aggregates of calcite, diopside, light hornblende and, now and then, garnet.

Scapolite is rather wide spread, it enters into various associations with minerals and, being a scapolite rich in lime, exhibits high tints of polarization.

Epidote and clinozoisite are also of a rather frequent occurrence.

Hornblende occurs in association with vesuvianite and scapolite or is intergrown with calcite. The mineral is faintly coloured. By its properties it approaches actinolite. Plagioclase, titanite, apatite, calcite, magnetite have also been met with, and in one of the localities we have come across molybdenite.

Varieties of the Korsakalovka Skarns

The following mineralogical associations have been distinguished among these rocks: 1a) garnet-pyroxene skarns with scapolite, and 1b) associations, where garnet gives out altogether, or almost disappears and we have pyroxene-scapolite skarns; 2) vesuvianite skarn, closely connected with the preceding associations, and 3) hornblende scapolite rocks.

The three types given here do not exhaust the variety of the skarns, but are their main types.

Amphibolites

Rocks, that have been encountered in the form of separate blocks northward from the Berdiaush massif may be classed among the amphibolites. These are dark medium-grained rocks, having hornblende for main mineral. Under the microscope phlogopite, diopside, calcite, albite, scapolite, prehnite and titanite have been identified besides the hornblende. Now and then we may observe garnet and even fluorite. The minerals are not equally distributed in the rock, the texture, that always seems to be granoblastic, also undergoes changes. A detailed description of some specimens of these rocks is given in Russian text.

Contact Metamorphism of Slates

The contact metamorphism of the slates in the vicinity of the Berdiaush massif is typical in its forms, though, outcrops being scarce, it is difficult to trace the sequence of alterations. Rather typical hornfels supplied with thin injections of aplitic composition has been noted on the south-estern slope. Spotted slates outcrop at the southern extremity of the massif.

Faintly altered slates are represented by typical dark slates with thin folation. A small number of clastic quartz grains, having the dimensions of silt grade, are to be found in the pelitic mass. Scales of sericite and minute crystals of magnetite are being developed.

Spotted slates macriscopically exhibit a maculose texture in their transversal cleavage, more often seen only under the microscope. The dark spots are formed out of scales of a colourless or slightly greenish mica mixed up with minute dust particles of the ore. They may possibly be pseudomorphs on porphyroblasts.

Hornfelses are found on the eastern and southern slopes of Korsakalovka. They either show no stratification at all, or are markedly stratified and always dark in colour. Under the microscope they are a crystalloblastic aggregate of grains, ranging from 0.03 to 0.1 mm. The rock consists of quartz, feldspar, probably orthoclase, biotite, showing pleochroism in red tints and frequent minute particles of magnetite. Orange-brown tourmaline appears as a characteristic secondary mineral. In some cases there is plenty of muscovite and phlogopite. The specimen, taken from the northern slope of Korsakalovka, exhibits abundant almost colourless hornblende. The occasional presence of pseudomorphs upon the isometric grains of some mineral is to be mentioned, these pseudomorphs being formed by a fine aggregate of scales of greenish mica.

Aplitic Injections

Thin injections of aplite, ranging from 2 mm to 2—3 cm in thickness, have been noted in the hornfels of Korsakalovka; these injections mostly penetrate the rock along its cleavage, more rarely do they cut it. They consist of quartz and microperthite. The veinlets prove to have a symmetrical structure. The central part of the veinlets not infrequently yields tourmaline with pleochroism, ranging from almost colourless to mottley coloured blue and brown tones. When close to such veinlets hornfels occasionally assumes a light colour.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The geological history of the formation of the Berdiaush stock may fall into two series of events, having subsequently followed each other. To the first of them belong: the formation of the granite rocks of the stock, namely rapakivi and other granites, phenomena of hybridism, accompanying this process, and the appearing of dyke rocks, closely connected with granites. The presence of hybrid rocks speaks for the fact that some basic rocks had to be here prior to the intrusion of granite magma; the remains of those rocks are to be found in the body of the massif, but this episode of the geological history of the latter has left traces so thoroughly effaced by all the subsequent events, that it is quite inpossible to discuss it now.

Some time later after the formation of the granites and of the rocks, connected with them, the intrusion of a more alkaline magma took place, giving rise both to alkaline syenites and to nepheline syenites with their porphyry varieties. These rocks being closely connected with one another, we must treat them as one whole. They exhibit a clearly intrusive mode of occurrence amidst the granitic rocks. The chilling effect of their contact with the granites seems to be significant not only of consolidation but also of a certain cooling of the massif.

Within the rather restricted space of the Berdiaush massif we are given various problems of petrology; the formation of rapakivi, hybridism, the origin of alkaline and feldspatoid rocks, — all these most difficult questions of petrogenesis rise before us as soon as we attempt to draw the picture of how the stock has been formed. At the same time the unfavourable conditions as to the outcrops of the locality prevent us from finding out the mutual geological relations of various rocks. Therefore one should not reckon upon obtaining here any essential new data for the solution of the above mentioned perplexing and important questions of petrology. The only thing left to do is to try to link together all our observations concerning the alleged problems and give a complete idea about the sequence of events, having resulted in the formation of the Berdiaush massif.

Rapakivi and its Role in the Berdiaush Massif

The greatest attention of the investigators of the rapakivi granites has been paid to the texture of these rocks. Various hypotheses as to the formation of the rapakivi tend, above all, to solve the problem of the origin both of the rounded forms of the feldspar ovoids, characteristic of the rock texture, and of the oligoclase shells around the ovoids of potash feldspar. The very term «rapakivi» is understood by Sederholm, as well as by some other writers, chiefly as characterizing the texture of the rock.

The rounded form of the ovoids induced Holmquist to presume that during the cooling of the rapakivi magma, or even of any granite magma, and prior to crystallisation, there begins a separation of drops, later on transformed into feldspar crystals. This hypothesis did not find any adherents, and some other writers explain the rounded form of the ovoids by special conditions during crystallization. Different suppositions are being suggested: 1) either it is supposed that the spheroidal form of the feldspar crystals is due to certain conditions, accompanying the process of crystallization, as it is meant by Sederholm, or 2) it is admitted that the cause of its having originated is to be sought in the processes next to crystallization, namely in resorption or even remelting of separated crystals (resorption due to supersaturation, according to Vogt, or to somélhing else; remelting — according to Wahl's hypothesis). This hypothesis is, in some respects, quite contrary to Sederholm's hypothesis. According to the latter, the ovoids assumed their form during the very process of crystallization, that is while the liquid phase was being converted to a solid one; on the contrary, according to Wahl those rounded outlines were due to an opposite process of the solid phase being converted to a liquid phase; moreover, we know that this investigator has in view not a partial corrosion of the crystals, but a complete fusion of the ovoid matter. Other writers explain the rounded forms of the ovoids of the rapakivi by the already separated crystals having been partially melted from outside and corroded. B. Poproff looked for the cause of this phenomenon in the separated crystals sinking into deeper layers of the magma. Vogt tried to explain it by dissolution following supersaturation. The same explanation is given by Harker and it has been repeated by W. Luchizky and A. Ginsberg, the investigators of the Russian rapakivi.

Different writers explain the origin of the plagioclase shell in different ways, which depend on the hypothesis they adhere to.

According to all these various hypotheses some peculiar conditions of crystallization without being influenced by and foreign substance must account for the texture of the rapakivi. The origin of kindred textures in the granites, not strictly referring to the rapakivi, but also exhibiting large crystals of potash feldspar with an oligoclase shell, has been explained by several writers in another way. The drawing of such crystals of microcline-microperthite with a plagioclase rim, given in Bramall's and Harwood's paper, is strikingly similar, even in some details (such as the texture of the oligoclase shell a. s. o.), to the typical ovoids of the rapakivi.

The writers consider this structure to be due to the contamination of magma with the matter of the basic rocks, and class such rapakivi texture among the features of hybrid rocks.

Similar phenomena have been described by H. H. Thomas and W. C. Smith. The same is pointed out in Shap granites by D. K. Grantham.

The formation of oligoclase mantles upon potash feldspar resulting from a progressive contamination is admitted by A. K. Wells and S. W. Wooldridge.

As we have already seen, typical hybrid rocks are rather wide-spread in the Berdiaush massif side by side with the rapakivi. It is natural that, while attempting to explain the existence of the rapakivi here, we cannot disregard the above mentioned indications concerning the rapakivi texture, rising in connection with hybridism. As it has been pointed out, the ovoids of the Berdiaush rapakivi are somewhat smaller than in the typical wiborgites and piterlites, but still their size is not smaller than that of the ovoids, belonging to some other types of this rock, where the ovoids are not so large sized, as for instance in the rapakivi of the Åland island. When examining the forms of

the potash feldspar crystals in the Berdiaush rapakivi, we see that side by side with the rounded outlines of their sections we also have elongated rectangular forms. It is not difficult to get convinced that, very often, the rounded outlines of sections correspond to the sections parallel to (010), while the sections along (001) or other ones, perpendicular to (010), are less rounded. Thus the form of these ovoids is similar to that of thick plates having rounded outlines. It is easy to imagine that these forms are due to the corrosion and to the rounding of the thick tabular crystals of feldspar with hexagonal outlines which are the result of the development of the faces (001) and (201), characteristic of this mineral. At the same time we may also find beside the rounded ovoids slightly rounded polygonal sections of feldspar phenocrysts. To sum up all we have to acknowledge that the phenocrysts being rounded or corroded must just account for the form of ovoids.

Among the objections against the crystals having been partially remelted there is one, raised by Sederholm, who points out the absence of inlets, characteristic, for instance, of the corroded quartz phenocrysts in porphyries. But in connection with this we must remark that such inlets might be seen only if their form could remain unaffected by the oligoclase rim, developing outside, and if the difference in the conditions of the further crystallization of the «groundmass» were as striking as to permit the inlets to remain intact without any alteration of their outlines. Both these conditions have not been kept present during the crystallization of the rapakivi. A far more essential indication has been given by Sederholm concerning the regular form of the rapakivi ovoids, maintained, according to him, from the origin and up to the end. This, however, requires some limitation. The Berdiaush rapakivi not infrequently exhibit gradual passing from the rounded forms of the ovoids to the angular outlines of phenocrysts. Nor is this feature alien to Finland rapakivi, where it has already been noted by many writers. The photo of a typical rapakivi, given by Wahl and reproduced by Sederholm, shows crystallographic outlines of the «ovoids» to be found in several places (for instance in the upper right quarter of the photo given by these writers, in the lower left corner a. s. o.).

The rounded form of the separated crystals is in intimate connection with the formation of the oligoclase mantle upon the ovoids, so characteristic of the rapakivi texture.

As we have seen, the study of the texture of the mantles points out two types, which may be distinguished according to the arrangement of oligoclase crystals forming the mantle: 1) parallel overgrowing the potash feldspar and 2) overgrowing it in the form of granular aggregates. These two types have been pointed out by Wahl in the Finland rapakivi as well. We have seen some distinctions more, consisting in the following relation between the ovoids and the mantle: in some cases the mantle only grows upon the ovoids or crystals of potash feldspar, in some other cases idiomorphic crystals of oligoclase grow in, penetrating from outside into the body of the potash feldspar which they surround. The idiomorphism of the oligoclase of the mantle towards the potash feldspar of the kernel attracted Wahl's attention, and he supposes that a hardly comprehensible order of the mantle being crystallized earlier than the core took place there. In some of our specimens the penetrating of oligoclase crystals from the mantle into the orthoclase core is marked very conspicuously. Such an instance is given in fig. 7. The mantle here has a granular texture with a confused orientation of the oligoclase grains. But there is also another case of the penetrating of oligoclase with parallel orientation into the body of potash feldspar, surrounded by it. This case is repre-

sented in fig. 6. It is very difficult to suppose in this case any further growth or dilation of the matter of the core over the mantle surrounding the ovoid. It is by far more natural to explain the represented relations by the potash feldspar matter being replaced by oligoclase, a replacement following a certain zone inside the crystal. It may be supposed that other cases of oligoclase crystals growing into the potash feldspar are also the result of a replacement coming from outside, and, finally, all the formation of oligoclase rims may be connected with a certain process of metasomatism of potash feldspar by oligoclase. The idiomorphism of the metacrysts, enclosed in the mineral that is being replaced, is, as it is well known, of usual occurrence. The perfection of idiomorphism and the form of the metacrysts depend on the properties of the crystalline lattices of both minerals, and, in some degree, on the physical conditions of the metasomatism. As it is well known, the process of replacement of potash feldspar by plagioclase is responsible for the formation of myrmekite. The difference between the processes of the origin of myrmekite and that of the formation of oligoclase shells of rapakivi ovoids may be connected just with the difference in conditions of replacement. Instead of quartz of myrmekite intergrowths the «aussenkonkave» quartz of rapakivi ovoids may, perhaps, be believed to be a complementary product of the reaction of replacement of potash feldspar by the oligoclase in the magma previously saturated both with orthoclase and with quartz.

These «aussenkonkave» Quartz inclusions are the most conspicuous when enclosed within the potash feldspar, but they are frequently more abundant at its margins near the oligoclase shell and, sometimes, are present between the grains of the latter.

It is only by replacement that I can explain the oligoclase shell growing into the body of potash feldspar, as has been mentioned above and shown in fig. 6—page 56. This assumption makes the irregularity of the outline of the oligoclase shell but natural. Perhaps this instance shows us the way, how «interior mantles», in some cases even more regular, can be formed. While the replacement of potash feldspar by oligoclase was taking place, the phenocrysts of the former could have got rounded, as we know it to be the case, especially in ore veins. Attention must be paid from this point of view to the indication of Sederholm who says that, where the oligoclase shell is thick and regular, the rounded form of the orthoclase is often perfect. The oligoclase of the shell is, in its turn, of a markedly crystalline form. When the oligoclase mantles are thin, but continuous, the orthoclase may also be of a perfect rounded form.

Skeleton crystals of microcline, filled up with oligoclase and quartz inclusions, mentioned by Sederholm, can also appear with the further development of our hypothetical metasomatic process.

Thus a series of features, characterising the rapakivi texture, may be explained, if we admit that potash feldspar has been metasomatically replaced by oligoclase at a certain stage of crystallization of the magma, prior to its complete consolidation.

But what can be the causes of this replacement?

First of all we might conjecture that, under certain conditions it could take place because of the crystallising eutectoid magma being supersaturated with oligoclase at the stage of the separation of orthoclase, as it is admitted by Vogt. But it seems unlikely that such a process could proceed on so large a scale. I, on my part, think Sederholm's arguments to be sound. Moreover, should we stick to this explanation of the origin of the oligoclase shells, we shall leave unelucidated all the other peculiar features

of rapakivi, such as: the «aussenkonkave» quartz, the abundance of fluorite and, before all, the behaviour of coloured minerals. As we have seen, Wahl explains the association of coloured minerals with quartz and fluorite in the groups of individuals of hornblende and partly of biotite by the reaction between mica and hornblende having taken place at remelting. Remelting is a hypothesis that may be argued against, but the appearing of quartz and of fluorite as the result of a certain reaction, due to some disturbance of the equilibrium in the magma, is highly probable. This disturbance of equilibrium evidently cannot be identified with that which could arise from supersaturation of the magma with oligoclase, as it has been admitted by many writers for explaining the origin of the oligoclase mantles. On the other hand the evident connection of both the features in the rapakivi points out a common reason of their origin. Wahl's hypothesis gives a satisfactory solution of this problem, explaining this connection by the change in the conditions of temperature and, may be, of pressure. This, according to Wahl, leads to the remelting of minerals. But a not less satisfactory solution will be given, if we explain the above mentioned connection by a change in the chemical composition of the magma due to a certain process of assimilation of some foreign matter; the traces of this assimilation, on the other hand, resulted in the appearance of typical hybrid rocks, accompanying the rapakivi, as it has been both noted in the Berdiaush massif and pointed out in some English instances, quoted above. The Finnish writers are not inclined to accept the hypothesis of assimilation for explaining the origin of the rapakivi, though the presence of xenoliths, sometimes abundant in this rock, and peculiarities of other rocks closely connected with rapakivi, as for instance, tirilite, speak for the plausible phenomena of hybridism, as it has been pointed out by Hackman.

The theory of assimilation and hybridism, when applied to the formation of rapakivi, meets with certain difficulties, the chief of which, to my mind, lies in the great uniformity of the rapakivi and their rather considerable volume in the classical regions, where this rock is developing. These difficulties are not of so great an importance in the Berdiaush massif, which is, comparatively, not large and not at all uniform, even within the limits of the rapakivi itself, represented by a series of varieties.

Admitting the phenomena of hybridism to be the cause of the formation of the rapakivi, we must, at the same time, acknowledge that the original granite magma was 1) relatively rich in potash, and 2) sufficiently active in reacting upon the basis rocks. The contacts of Finland rapakivi with metabasites prove the great capacity of the rapakivi magma to penetrate into the surrounding rocks, as it has been described by Sederholm.

Among the phenomena observed by him the one that especially deserves being mentioned is the occurrence within the xenoliths of potash feldspar ovoids with oligoclase rims, due to the influence of rapakivi. Similar phenomena have been met with in the xenoliths of the Berdiaush massif too. Such ovoids, according to Sederholm, bear witness of the granite magma having penetrated into a shistose rock that has given rise to xenoliths.

The constant occurrence of fluorite is considered to be a characteristic feature of rapakivi. But does it speak for this magma being especially rich in fluorine? To a certain degree it may be so, as such an increase of fluorine seems to occur in the emanations of other potash-rich granites, but the presence of fluorine in the granite itself may be also due to fluorine having been fixed in fluorite because of the contamination of magma with lime.

The essential features, distinguishing the rapakivi of the Berdiaush mas-

sif from the typical rapakivi of Finland lie in the mode of its occurrence, in its dimensions and geological relations towards other rocks.

The dimensions of the area of the Wiborg rapakivi are up to 180 km from west to south and range from 60 to 130 km from north to south, part of the massif being hidden under the sea. This area is immense in comparison with that of the Berdiaush massif, ranging from 9 to 10 km in length and only up to 3½ km in width, a considerable portion of this area being occupied with other rocks.

This enormous difference between the dimensions of the massif of the Urals and of the Finland rapakivi permits us to conjecture a priori that the formation of both the rocks cannot be quite identical; the more striking is their petrographical similarity which is to be seen, even in details, in the peculiarities of these rocks described above.

Naturally we must still look for some common features in the history of the massif having been formed. It seems to be essential that in both these cases a preliminary intrusion of basic rocks, prior to the intrusion of the granite magma, has taken place, and only remnants of this prior intrusion have been left. In the massif of the Wiborg rapakivi the «dark rocks» play a comparatively small role. In the Berdiaush stock the relative amount of highly various dark melanocratic rocks is of greater importance.

In this way we may trace common features in the history of the magma from the beginning of the intrusion till the formation of rapakivi. The magmatic history of the Wiborg massif was completed by the formation of the huge mass of rapakivi, of aplites, connected with it, and of some other rocks.

In the Berdiaush stock we see this history going on; it manifests itself in the appearance of other, later rocks, — those of alkali syenites and nepheline syenites. We shall speak of them later, as now our intention is to dwell upon the hybrid rocks, closely associating with rapakivi, and upon the phenomenon of hybridism itself.

On Hybridism in General and on the Hybrid Rocks of the Berdiaush Stock

The term of «hybridism» in the formation of igneous rocks and the conception of the origin of «hybrid» rocks has been introduced, as it is well known, by Harker. He considered this process to be in some sense invers to differentiation. In the cases, studied by Harker, the granite invaded, altered and partly digested gabbro and «when such peculiarly intimate relations subsist between two igneous rocks of definitely intrusive habit, these have been separated by no great interval as regards the epochs of their intrusion».

According to Harker «petrographical phenomena... can scarcely be explained except on the supposition that the first rock (gabbro) was still hot, and even in some cases its consolidation was not yet perfectly completed, when the second rock was intruded in juxtaposition with it». This conception of hybridism being limited by such proximity in the time of the intrusions had, naturally, to be modified when similar phenomena under other geological conditions were met with; it is extremely difficult to determine in each separate case the interval between the crystallization of the basic rock and the subsequent intrusion of the granite magma; in most cases all the reasonings about this subject remain only hypotheses, and it would scarcely be safe to determine, on such hypothetical foundations, a phenomenon, surely

widespread and evidently being of great importance in petrogenesis. Some writers, expecially in Russian literature of nowadays, think otherwise, widen the frames of the term «hybrid rock» and apply it to any case of rock-formation, originating from the mixture of the matter of two sources.

Read is right when he indicates that it might be as well to introduce a suitable term for the rocks, due to the magma having assimilated the sedimentary matter, and offers to term them «contaminated» rocks. He points out that Harker, who proposed the term «hybrid», takes it in a more specific sense, as it has been introduced for rocks, having originated either from the mixture of two magmas, or from the igneous rock already solidified being assimilated by a magma of later intrusion.

We agree to Read's proposal to give the terms «hybridism» and «hybrid rocks» a more definite meaning and not to use them in every case of the contamination of magma with any material, foreign or cognate. It seems to be necessary to distinguish at least cognate hybridism from xeno-hybridism. By confining cognate hybridism to the phenomena of magma being contaminated with the matter of other igneous rocks, we may divide them as follows.

a) The intruded magma affects the rocks, formed long before its intrusion, may be even referring to some other volcanic cycle.

b) The magma intrusion took place almost immediately after the solidification of the rock which it affected. This is just the classical case, that has served Harker for establishing the term of hybridism.

It is advisable to distinguish both these cases first of all from the geological point of view, but they are evidently different also in relation to those physico-chemical conditions, under which the hybrid rock has originated. In another work I have suggested to mark the distinction between those two cases by giving them the terms of multopost- and paulopost-hybridism.

A still more serious ground for classifying the processes of hybridism in both the indicated cases lies in the nature of the rock on one side and in that of the magma — on the other. It is necessary to distinguish the following cases: 1) when the basic rock is affected by a more acid one; the usual order of intrusions being the order of increasing acidity of the rocks, this case appears to be the most frequent, and we may design it as normal hybridism; 2) when the basic magma affects more acid rocks; this is the case, to which we may apply the term of *inverse* hybridism. The distinction of these two types is substantial as regards the character of reactions between magma and the rock that is being affected.

As to the cases of xeno-hybridism or of contamination with the matter of sedimentary rocks, we may distinguish here instances of admixture and assimilation of a) quartz and siliceous rocks, b) argillaceous rocks, and c) carbonate rocks.

The formation of migmatites, at last, proceeds in conditions quite different from all those of the above mentioned phenomena. Being accompanied by deep metamorphism of the sedimentary rocks, migmatization gives rise to new metamorphic rocks, in which both the composition and the texture keep traces of their dual origin. Crystallization shistosity, due to the metamorphic process, merges, so to say, into the inherited foliation of the sediments. The high pressure accounts for the richness of the granite magma in fugitive components (ichor), and its state, may be, differs substantially from that of the granite magma, taking part in the phenomena of hybridization in its strict meaning. Essentially different is also the mode of the invasion of magma (penetrating lit par lit a. s. o.).

The following table gives different cases of hybridism:

Hybridism in general

I. Cognate hybridism.

A_1. Paulopost-hybridism { 1) normal; 2) inverse

B_1. Multopost-hybridism { 1) normal; 2) inverse.

II. Xeno-hybridism or contamination by sedimentary material:

A_2 of siliceous and quartz rocks.

B_2 of argillaceous rocks.

C_2 of carbonate rocks.

III. Migmatisation and formation of migmatites (hybrid gneisses).

All these processes are accompanied by magma assimilating a foreign substance, and we may recognize these cases only when this assimilation did not exceed a certain limit. But may we give it the name of a hybrid or mixed rock, if the assimilation is as deep as to obliterate all the traces of the dual origin of the rock? The author's opinion is, that we may not. If we admit that eruptive magma originates, in some way or other, in the depth of the earth's crust, we may then suppose that the material of earlier igneous or sedimentary rocks enters it as an essential constituent of almost every magma. If we treat this question from the point of view, let us say, of the conception that granite magma originates as syntectic of a basalt magma with an acid upper part of the earth's crust, or from the point of view of Holms's conception as to the role of the reaction between the magmatic peridothite layer and higher zones of the crust, and, at last, from the point of view of numerous supporters of the idea that alkaline rocks have been originated by the assimilation of carbonate sediments, — we shall have to consider almost all the igneous rocks to be hybrid.

I believe that we may and must limit using this term by cases, when the petrographical peculiarities of the rock (such as: structure, lacking uniformity, presence of such mineral combinations as do not correspond to the usual equilibrium of magmatic melts, peculiar textures a. s. o.) do not permit to class it among rocks common and normal; it means that we must restrict the application of this term only to the cases of «visible hybrids» according to Daly, who supposes that «the normal result of assimilation should not be an obviously hybrid rock».

Not only an abyssal assimilation, as it is understood by Daly, can lead to such normal results.

We know instances, when the same origin by contamination of the magma has been ascribed to such rocks, as have formerly been considered as typical normal diorites and quartz-diorites. Some instances of hybridism of that kind are given in Russian text. Literature in general furnishes numerous and various examples of hybridism. The examples, strictly referring to hybridism and exhibiting features, similar to those we have noted in the rocks of the Berdiaush massif, are to be found described on pages 148—159 in Russian text.

Before speaking about hybridism in the Berdiaush massif I shall recall that, from the petrographical point of view, the hybrid rocks have been divided into two groups. 1) the group of meladiorites, where the hybrid character is less obvious than in the second group, 2) hybrid syenite-diorites and other closely approaching them rocks with sharply marked features of hybridism. Moreover we must also remember 3) xenoliths in the rapakivi and in the other rocks of the massif.

Unfortunately, the character of the massif outcropping does not let us study the hybridism geologically. Almost all the examined specimens have been gathered as separate fragments, or taken off isolated outcrops. Nevertheless the general character of hybridism is marked rather distinctly.

We see here a whole series of facts, repeating, even in details, all that has been established in other localities concerning normal hybridism and the contamination of acid magma with the material of the basic rocks, belonging to the gabbro group; though we must mention that no more or less considerable masses of gabbro or of diabases, that could be compared with those noted in the districts, where the growth of hybridism has been studied, are to be found here.

In the midst of the massif we have found specimens of typical diabase hornfelses, proving to be the evident result of contact metamorphism of the diabases, due to the influence of the granite magma. Diabases, older than granites, seem to have been here in addition to later diabase rocks, cutting the granites as dykes. There is no possibility, however, to divide all the diabases, according to their petrographical peculiarities, into two groups of different age. Besides this we find, in the midst of the massif, meladiorites as small vein-like bands. They show features of a plausible hybrid character.

All this proves that the mutual relations of rocks in the Berdiaush massif are, may be, not less complicated, than those of some other well known examples of hybridism, such as in the case of vein-like bands of the hybrid rocks of Marsco or the complicated relations of the red and the grey granites on Jersy island a. s. o.

Alkaline Rocks of the Berdiaush Massif

The intrusion first of the basic and then of the granite magma, the formation of hybrid rocks, the appearing of the rapakivi, — all these processes, spoken of above, took place during the first stage of the formation of the Berdiaush stock. To the same first stage belongs, as it seems, and completes it the formation of aplite and lamprophyre dykes, cutting the rapakivi granites. Although the relation of the lamprophyres to the alkaline rocks, which will be our further subject, has not been strictly established in the field, we may still admit that the formation of the lamprophyres was the final episode of the first stage in the formation of the massif.

A new intrusion taking place in its central portion has given rise to syenite rocks: to syenite porphyries, partly to granular syenites, and then also to nepheline syenites, which, as we have seen, constitute the central part of the stock. The geological as well as the petrographical study of these rocks convinces us that there exists an intimate genetic connection between them, and that their formation must be referred to one and the same stage of the formation of the stock, though within the limits of this stage there is a definite sequence of events, and the formation of syenites was prior to that of nepheline syenites.

We have seen three distinct peculiarities in the syenitic rocks of the Berdiaush massif: 1) the frequent occurrence of fine-grained and porphyritic facies, the latter often forming obvious dykes; 2) the definitely alkaline character of these rocks; 3) their peculiar altering with albitization of feldspar and with replacement of coloured mineral by chlorite and epidote. Then we have noted a very intimate connection between several representatives of nepheline-free syenites and nepheline syenites and their merging one into another.

It is impossible to form any conjectures as to the way of formation of our syenite rocks without connecting this process with the genesis of the nepheline syenites in our massif.

The difficulties we meet here are, first of all, general difficulties which arise, when we come to the solution of the problem about the genesis of nepheline syenites. As we know, the hypotheses used for explaining the origin of alkaline rocks are very various, and all the factors of the diffenrentiation of igneous rocks in general are called forth in order to explain the formation of the alkaline rocks. It is always necessary to take into consideration the geological conditions, in which these rocks happen to be in each separate case.

When speaking of the Berdiaush stock we may distinguish the following peculiarities:

1) The nepheline syenites are the latest among the rocks of the complex, having appeared by the end of the differentiation.

2) Their appearance was preceded by the formation of alkaline syenites and syenite porphyries, the magma of which as well as that of the nepheline syenties had been formed not *in situ*, but had come from deeper parts.

3) The time of the solidification of syenites and, consequently of the syenite porphyries had been separated from the time of the crystallization of the granites by such a considerable interval, that the granites produced a chilling effect upon the syenite magma. It is proved by the quenched marginal parts og the syenite-porphyry dykes. There may have been a certain interval, separating the formation of the nepheline syenites from that of the syenite porphyries, but conspicuous traces of it have not been found.

4) Nepheline syenites, associated with alkaline syenites and syenite porphyries, occupy the central part of the rapakivi-granite stock. The granite produces but a comparatively feeble pneumatolytic effect upon the dolomites, surrounding it; seldom giving rise to skarns, but showing phenomena of hybridism with diabases.

5) The whole of the Berdiaush igneous complex occupies an isolated position in sedimentary rocks. The greater part of its periphery borders on dolomites. On the north west the complex is limited by a considerable tectonic line.

These mostly conspicuous geological relations lead to the following conclusions: 1) the nepheline syenites are due to an evolution of magma, that most certainly had had a granite composition before; 2) this differentiation was taking place in the part of the magmatic reservoir deeper than the now exposed parts of the stock; 3) the evolution of the granitic magma in the direction towards the magma of nepheline syenite was accompanied by movements, having for result the intrusion of two portions of magma, that have a different composition. The stock being enclosed in dolomites compels us, first of all, to discuss the possibility of applying the well known hypothesis of assimilation of carbonate rocks. Its modification, adopted by Shand, seems to be the most convenient in this case. According to Shand «a body of highly alkaline rock may be formed at a distance from any visible body of carbonate rock», owing to the alkaline elements having been transported by the fugitive components of the magma.

The first thing we see in the Berdiaush massif is that the immediate contact of the granites with the dolomites is not marked by any more or less considerable results of reaction between the matter of the dolomite and the granitic magma. If those reactions took place they must have proceeded in some other, namely deeper portions of the magmatic reservoir. Such a forma-

tion of the nepheline-syenite fraction of the magma in some other place of the magmatic basin seems not only plausible, but is directly proved by the geological structure, showing us that the nepheline syenites and the closely connected alkaline syenites and syenite porphyries occupy the central part of the stock, and exhibit intrusive relations towards the granites. At a certain stage of the formation of the stock the granites of its marginal part were already a crystalline rock, while liquid magma, that gave rise to alkaline rocks, could be intruded from below.

The conception of granite magma reacting with limestone requires at the same time, according to Shand, the formation of soluble sodium silicates or sodium carbonates and others which are transported to higher parts of the magmatic reservoir. The indications on the action of alkaline sodium solutions from below may be found in the largely developed albitization of feldspar and simultaneous decomposition of coloured minerals in the syenite porphyries of the Berdiaush massif.

In the Berdiaush massif albitization is especially strong in the syenitic rocks, representing the earlier members of a series of the alkaline rocks, posterior to the granite. It is reasonable to suppose that the source of the alkaline solution lay in the portions of the same magma still liquid in the deeper parts of the basin. The close connection of our syenitic rocks with the nepheline syenites permits us to consider them as solidified portions of the magma, which afterwards gets the composition of nepheline syenite. Thus, we see that, even as the change in the composition of the original magma was proceeding in this direction, its earlier already crystallized portions were being affected by alkaline very fluid soda solutions, rising from reactions connected with changes in the composition of the magma in the depth. The effect of such alkaline solutions, probably gaseous or «aqueogaseous», results in the desilication of the rock simultaneously with the increase of alkali contents; the proportion $Na_2O : K_2O$ rises.

It is very likely that further accumulation of alkali in the portions of magma not yet solidified makes their composition equal to that of nepheline syenite. The effect of the introduced alkali upon the alteration of the magma composition must be regarded as a protracted process. This effect is obvious in the composition of the granite magma being altered into the composition of a syenite magma; it produces the alterations in the solidified parts of syenitic magma (albitization of syenite porphyries), it leads, in the course of time, the composition of the magma to that of nepheline syenites.

The alteration in the syenite rocks speaks for the action of some alkaline fugitive components, rich in sodium. To admit that those fugitive constituents had caused the formation of the nepheline syenite magma would, certainly, be a hypothesis, though shared by many writers, but still not proved and meeting with special difficulties in the quantitative side. Still more hypothetic is the suggestion that the cause of such alkaline fugitive combinations lies in the assimilation of the carbonate rocks, as it is supposed by Shand. While pointing out the possibilities as how to apply all these conceptions for explaining the complex of the Berdiaush massif, the author, by no means, considers this explanation to be fully satisfactory.

The Nepheline Syenites of Berdiaush and the Miaskites of the Ilmen Mountains

The nepheline syenites of the Urals are long since known in the Ilmen and Vishnevy mountains, where they are represented by miaskites. There exists a difference between the petrography and geology of these rocks and

the Berdiaush alkaline rocks. This difference is worth while mentioning here.

The miaskites form part of the alkaline granite-gneiss complex, and their texture is also gneissic. The complex forms a wide belt, stretching for 135 km where the two folded arcs of the Ural mountain system link. Petrographically the rocks of the Ilmen complex greatly resemble the rocks of Haliburton Bankroft Area, Ontario.

Quite other relations exist in the Berdiaush massif. It is a comparatively small stock, its granites are not accompanied by gneisses, the rocks, surrounding it, do not show any high-grade regional metamorphism and have, on the contrary, undergone a «normal» and pneumatolytic contact metamorphism, just usual to less deeper intrusions of magma.

In short, the difference between the Ilmen complex and the Berdiaush stock is the same that exists between the gneiss-massifs and the granite stocks.

The distinctions between our massifs may be given in the table as follows:

Ilmen Complex	Berdiaush Stock
Sizes about 135×15 km.	Sizes 9 — 10×3½ km.
Predominant igneous rock — granite with a gneissic texture, partly alkaline granite.	Predominant rock — rapakivi granites.
Abundant development of pegmatites and aplites; absence of lamprophyres.	Pegmatites are almost absent, aplites are common, occasional occurrence of lamprophyres.
Gneissification and migmatites greatly developed.	Slates transformed to hornfelses.
Basic rocks and limestones transformed to amphibolites.	Hybridism of basic rocks obvious in granites inside the massif; dolomite limestones either metamorphosed into skarns or only dedolomitised and recrystallized.
Sequence of granites, alkaline syenites and miaskites not conspicuously marked. All these rocks seem to have crystallized under similar conditions.	Sequence of rapakivi, syenites and nepheline syenites distinctly marked. Earlier rapakivi produce cooling effect upon later intrusions.
Alkaline syenites occupy an interjacent position between granito-gneisses and miaskites and represent a reaction rim between these two rocks.	The intrusion of alkaline syenites upon the granites is prior to that of the nepheline syenites. In dykes and marginal parts syenites are represented by a porphyritic facies.
Miaskites were the last to solidify, they are acompanied by numerous dykes of pegmatite.	Nepheline syenites were the last to intrude and to cool. Pegmatites are almost absent.

The petrographical distinctions between the miaskites and the Berdiaush nepheline syenites are in obvius connection with above mentioned distinctions in the geological conditions of their occurrence.

The Berdiaush nepheline syenites show the typical hypidiomorphic texture of the igneous rocks. The characteristic gneissic texture, peculiar to miaskites, is altogether absent. The trachytoid texture of the Berdiaush rocks has nothing in common with the gneissic texture of miaskites. There is a whole series of distinctions in the mineralogical composition. The predominant colbured minerals are: lepidomelane in the miaskites and hastingsite in the Berdiaush rocks. The optical properties of the feldspar in the Berdiaush nepheline syenite are much more constant. Attention must be paid to the poorness of the Berdiaush rocks in accessory minerals and to the difference in their association. Thus we may identify a rather large amount of orthite in the Berdiaush rocks, while zircon is almost absent. No sodalite

has been found in those rocks and quite unimportant is the amount of cancrinite there. We have met neither with pyrochlore nor with calcite, so common in miaskites, but we have found analcite foreign to them. The Berdiaush nepheline syenites are, evidently, much more uniform in their composition and, as we have noted, relatively poorer in nepheline.

While comparing all these distinctions of the Berdiaush and Ilmen rocks with their geological relations to other rocks, connected with them, we may come to the following conclusion: those distinctions are rather due not so much to the difference in the primary composition of the original magma, as to the depth of the intrusion and, consequently, to the physical conditions prevalent at the time of the formation of the rocks, and connected with the distinction in the geological, namely tectonic circumstances, under which these petrographical complexes have been formed.

Thus, comparing miaskites with the Berdiaush nepheline syenites, we may distinguish here the same two facies which were long since noted among the granites: gneissic granites associated with gneisses and forming part of gneissic zones of a regional extent — on one side, and granite stocks, often with a porphyritic marginal zone — on the other.

As it is well known, and as it has been settled in Middle Europe, for instance, the granite stocks, occurring in the zones of gneisses and along their border lines, correspond to a somewhat later phase of the intrusion of a granitic magma. Owing to the isolated position of the Berdiaush stock we are not permitted to come to any definite conclusion as to the age of both the types of these intrusions in our case. At any rate it is much probable that the occurrence of the nepheline-syenites in the Berdiaush stock, as well as in the Ilmen mountains, separated by the distance of about 70 km, is due to independent processes of magmatic differentiation.

Somewhere else the author has pointed out has this Ilmen magmatic complex in the Urals, the only alkaline complex then known, occupies a special position in the tectonic structure of this mountain system there, where the two arcuate belts of folding, namely the fold-systems of the Southern and Central Urals form a linkage. Since then the Berdiaush occurrences of nepheline syenites were discovered, and the same rocks found in the region of Niasepetrovsk. It is interesting that the position of both the discovered occurrences, as regards the Ilmen complex, is analogical, both lying west from its extremities, where the most considerable masses of miaskites are to be found. Their position is in accordance with that symmetry that has been traced in the occurrence of the miaskite masses and in that of the folded arcs of the Urals. This fact appears to indicate that there really exists a certain connection between the tectonic structure of a mountain system and the distributing of the magmatic rocks. At the same time, while comparing the rocks of the Ilmen mountains with those of the Berdiaush stock, we see that the influence which the tectonic movements may exert upon the course of magmatic differentiation, leading up to formation of nepheline syenites, is of quite another kind than the difference in the depth of the intrusion, which is responsible for the difference between the gneiss zones and the granite stocks; the latter, as well as the former, have their analogues among the nepheline syenites too.

ОБЪЯСНЕНИЕ ТАБЛИЦ I—XXIII

EXPLANATION OF PLATES I—XXIII

Таблица I

Фиг. 1. Порфировидный рапакиви. Крупные, более или менее правильные овоиды с резкой белой каймой и округлые зерна кварца выделяются порфировидно. Полированная поверхность. Нат. вел.

Фиг. 2. То же самое, другой вид. В одном из овоидов с узкой каемкой вверху снимка видны вростки олигоклаза. То же заметно и в других выделениях. Полированная поверхность. Нат. вел.

Фиг. 3. Рапакиви с криптовой структурой. На фотографии олигоклазовые каймы плохо заметны. В углу снимка сросток полевого шпата и роговой обманки, имеющий форму овоида. Полированная поверхность. Нат. вел.

Plate I

Fig. 1. Porphyroid rapakivi. Large, more or less regular ovoids with sharp white rims and rounded grains of quartz stand out as phenocrysts. Polished surface. Natural size.

Fig. 2. Another example of rapakivi. One of the ovoids with a narrow rim shows, at the top of the photo, inclusions of oligoclase. Same is to be seen in other ovoids. Polished surface. Natural size.

Fig. 3. Rapakivi with cryptic texture. Oligoclase rims are not distinct in the photo. An intergrowth of feldspar and hornblende in the form of an ovoid is to be seen in the corner. Polished surface. Natural size.

Таблица II

Фиг. 1. Прожилок аплита в порфировидном рапакиви. Полированная поверхность. Нат. вел.

Фиг. 2. Порфировидный гранит, примыкающий к рапакиви. Выделения калиевого полевого шпата в значительной степени замещены олигоклазом. Полированная поверхность. Нат. вел.

Фиг. 3. Рапакиви с хорошо округленными овоидами. Полированная поверхность. Нат. вел.

Фиг. 4. Рапакиви с мелкими овоидами и неоднородной шлировой массой. Полированная поверхность. Нат. вел.

Фиг. 5. Рапакиви с мелкими выделениями калиевого полевого шпата. Полированная поверхность. Нат. вел.

Фиг. 6. Кварцевый порфир из дайки к северу от массива. Полированная поверхность. Нат. вел.

Plate II

Fig. 1. Veinlet of aplite in porphyroid rapakivi. Polished surface. Natural size.

Fig. 2. Porphyroid rapakivi-like granite. Crystals of potash feldspar replaced by oligoclase. Polished surface. Natural size.

Fig. 3. Rapakivi with well rounded ovoids. Polished surface. Natural size.

Fig. 4. Rapakivi with small ovoids and heterogeneous composition. Polished surface. Natural size.

Fig. 5. Rapakivi with small crystals of potash feldspar. Polished surface. Natural size.

Fig. 6. Quartz porphyry from the dyke to the north of the massif. Polished surface. Natural size.

Таблица III

Фиг. 1. Рапакиви. Переход от порфировидной структуры к криптовой. Полированная поверхность. Нат. вел.

Plate III

Fig. 1. Rapakivi. Transition from porphyroid to cryptic texture. Polished surface. Natural size.

Фиг. 2. Рапакиви с криптовой структурой и несовершенными олигоклазовыми каймами. Полированная поверхность. Нат. вел.

Фиг. 3. Шлир в рапакиви. Темное пятно — сегрегация роговообманковых кристаллов. Полированная поверхность. Нат. вел.

Фиг. 4. Рапакивиобразный гранит. Олигоклаз не образует кайм, но распределен в породе в идиоморфных кристаллах. Полированная поверхность. Нат. вел.

Фиг. 5. Рапакивиобразный гранит. Более меланократовая разновидность. Полированная поверхность. Нат. вел.

Фиг. 6. Богатый кварцем гранит. Кварц преобладает над полевым шпатом. Олигоклаз в идиоморфных кристаллах. Полированная поверхность. Нат. вел.

Fig. 2. Rapakivi with cryptic texture and imperfect oligoclase rims. Polished surface. Natural size.

Fig. 3. „Schlier" in rapakivi. Segregation of hornblende crystals appears as a dark spot Polished surface. Natural size.

Fig. 4. Rapakivi-like granite. Oligoclase does not form any rims, but is distributed in the rock as idiomorphic crystals. Polished surface. Natural size.

Fig. 5. Rapakivi-like granite. A more melanocratic variety. Polished surface. Natural size.

Fig. 6. Quartz-rich granite. Quartz prevails upon feldspar. Oligoclase in idiomorphic crystals. Polished surface. Natural size.

Таблица IV

Фиг. 1. Ксенолит в рапакиви из карьера у поселка. Полированная поверхность. Натуральная величина. Около порфировидных включений калиевого полевого шпата в мелкозернистом ксенолите видны плохо образованные каймы олигоклаза. Тонкозернистая, темная кайма вокруг ксенолита.

Фиг. 2. Шлир в рапакиви. Овоиды калиевого полевого шпата с олигоклазовой каймой и крупные корродированные выделения кварца в мелкозернистой, богатой цветными минералами основной массе. Полированная поверхность, Нат. вел.

Фиг. 3. Шлир в рапакиви. Темное обособление основной массы в рапакиви с мелкозернистой структурой. Видны овоиды полевого шпата. Полированная поверхность. Нат. вел.

Фиг. 4. Сиенитовая фация рапакиви. Образец с флюидальной текстурой. Меланократовая разновидность. Полированная поверхность. Нат. вел.

Plate IV

Fig. 1. Xenolith from the quarry near the village. Polished surface. Natural size. Imperfect oligoclase rims appear round the ovoids of potash feldspar in fine-grained xenoliths. Fine grained dark rim surrounds xenoliths. .

Fig. 2. Schlier in rapakivi. Ovoids of potash-feldspar with oligoclase rim and large corroded grains of quartz in the fine-granular groundmass, rich in coloured minerals. Polished surface. Natural size.

Fig. 3, Schlier in rapakivi. Darker coloured portion of the groundmass in rapakivi with finely-granular texture. Ovoids of feldspar. Polished surface. Natural size.

Fig. 4. Syenitic facies of rapakivi. Specimen with flow structure. Melanocratic variety. Polished surface. Natural size.

Таблица V

Фиг. 1. Сиенитовая фация рапакиви. Лейкократовая разновидность. Полированная поверхность. Нат. вел.

Фиг. 2. Среднезернистый гранит Бердяуша со сферолитоподобными сростками кварца и полевого шпата. Полированная поверхность. Нат. вел.

Фиг. 3. Ксенолит в рапакиви. Ср. с табл. IV, фиг. 1. Полированная поверхность. Нат. вел.

Фиг. 4. Контакт жилы пегматита с вмещающим гибридным меладиоритом. Полированная поверхность. Нат. вел.

Фиг. 5. Рапакиви. Снимок шлифа в простом свете. Выделения микропертита

Plate V

Fig. 1. Syenitic facies of rapakivi. Leucocratic variety. Polished surface. Natural size.

Fig. 2. Medium-grained granite of Berdiaush with spherulitic intergrowths of quartz and feldspar. Polished surface. Natural size.

Fig. 3. Xenolith in rapakivi. Compare with plate IV, fig. 1. Polished surface. Natural size.

Fig. 4. Contact of pegmatite dyke with enclosing hybrid meladiorite. Polished surface. Natural size.

Fig. 5. Rapakivi. Photo of a thin section in ordinary light. Large crystals of

имеют кристаллические очертания и окружены каймой помутнелого плагиоклаза. В крупном выделении некоторые темные пятнышки внутри — помутнелый плагиоклаз. Видны неправильные вростки кварца. Основная масса из роговой обманки, разложенного олигоклаза, калиевого полевого шпата, кварца. × 2.

Фиг. 6. Рапакиви с криптовой структурой. Микроклин-микропертит с каймами помутнелого олигоклаза, округлые зерна кварца. Основная масса из роговой обманки, полевого шпата и кварца, зажата между крупными кристаллами. × 2.

microperthite are surrounded with a rim of turbid plagioclase. Some dark specks inside represent turbid plagioclase. Irregular inclusions of quartz groundmass consist of hornblende, decomposed oligoclase, potash-feldspar, quartz. × 2.

Fig. 6. Rapakivi with cryptic texture. Microcline-microperthite with rims of turbid oligoclase, rounded grains of quartz. Interstitial groundmass consisting of hornblende, feldspar and quartz. × 2.

Таблица VI

Фиг. 1. Гранит-порфир — фация рапакиви. В мелкозернистой гранитовой массе округлые выделения кварца и калиевого полевого шпата с оболочкой из помутневшего олигоклаза. × 2.

Фиг. 2. Рапакиви. Крупный кристалл микроклин-микропертита с толстой оболочкой помутнелого олигоклаза. В последней, в середине снимка, неправильные вростки кварца. Основная масса из кварца, полевого шпата и роговой обманки. × 3.

Фиг. 3. Рапакиви. Крупные кристаллы микропертита с помутнелой олигоклазовой оболочкой. Основная масса из полевого шпата, кварца, роговой обманки и биотита. × 2.

Фиг. 4. Сегрегация мелких зерен роговой обманки в рапакиви. Та же роговая обманка в окружающей массе в более крупных зернах. Прозрачный шлиф в простом проходящем свете. × 2.

Фиг. 5. Параллельное обрастание олигоклазом микроклин-микропертита. Николи +. × 20.

Фиг. 6. Обрастание олигоклазом калиевого полевого шпата в параллельном положении. Олигоклаз в периферической части разложен. С внутренней стороны каемки видны вростки кварца. Основная масса гранулитовой структуры. Николи +. × 20.

Plate VI

Fig. 1. Granite porphyry facies of rapakivi. In the thin granitic groundmass are shown rounded phenocrysts of quartz and of potash-feldspar with a mantle of turbid oligoclase. × 2.

Fig. 2. Rapakivi. A large crystal of microcline-microperthite with a thick mantle of turbid oligoclase. Irregular ingrowths of quartz are to be seen in this mantle at the centre of photo. Groundmass consisting of quartz, feldspar and hornblende. × 3.

Fig. 3. Rapakivi. Large crystals of microperthite with a turbid oligoclase mantle. Groundmass consisting of feldspar, quartz, hornblende and biotite. × 2.

Fig. 4. Segregation of hornblende grains in rapakivi. Same hornblende in the surrounding mass in the form of larger grains. Thin section in ordinary light. × 2.

Fig. 5. Parallel orientation of microcline-microperthite and oligoclase surrounding it. Nicols +. × 20.

Fig. 6. Parallel orientation of potash-feldspar and surrounding oligoclase. Oligoclase in the peripheral part is decomposed. Quartz grains seen on the inner side of the rim. Nicols +. × 20.

Таблица VII

Фиг. 1. Олигоклазовая кайма на микроклин-микропертите, образованная субпараллельно расположенными изометрическими зернами олигоклаза. Калиевый полевой шпат — слева снимка. Николи +. × 20.

Фиг. 2. Альбитизация наружной зоны олигоклаза, образующего каймы вокруг микропертитовых овоидов. Альбитовые жилки микропертита поставлены на темноту. Николи +. × 20.

Plate VII

Fig. 1. Oligoclase rim on microcline-microperthite, formed of subparallel isometric grains of oligoclase. Potash-feldspar to the left of the photo. Nicols +. × 20.

Fig. 2. Albitization of the outer zone of oligoclase, forming rims round microperthite ovoids. Albite veinlets of microperthite in extinction. Nicols +. × 20.

Фиг. 3. Параллельное обрастание олигоклазом микроклина. Включение кварца на границе между ними. Николи +. × 30.

Фиг. 4. Извне вогнутый кварц в калиевом полевом шпате. Николи +. × 30.

Фиг. 5. Ортоклазовый двойник микроклин-микропертита. Частично обросший олигоклазом (вверху снимка). Николи +. × 30.

Фиг. 6. Шлир в рапакиви, имеющий состав мелкозернистого меланократового диорита. Темнее роговая обманка. Плагиоклаз (андезин свежий). Темное пятно с краю шлифа — сросток зерен роговой обманки. Без анализатора. × 30.

Fig. 3. Microcline in parallel intergrowth with oligoclase. Inclusion of quartz on the border-line between them. Nicols +. × 30.

Fig. 4. „Aussenkonkave Quartzeinschlüsse" in potash feldspar. Nicols +. × 30.

Fig. 5. Orthoclase twin of microcline-perthite, partly overgrown with oligoclase (on the top of the photo). Nicols +. × 30.

Fig. 6. Schlier in rapakivi having the composition of fine-grained melanocratic diorite. Dark hornblende. Plagioclase is fresh andesine. Intergrowth of hornblende grains is represented by the dark spot on the edge of the thin section. Analyser absent. × 30.

Таблица VIII

Фиг. 1. Сросток роговой обманки, магнетита и кварца в рапакиви. Без анализатора. × 20.

Фиг. 2. Срастание флюорита, роговой обманки (черная на снимке) и титанита (почти черный) в рапакиви. Без анализатора. × 20.

Фиг. 3. Грубое строение микропертита в рапакивиобразном граните. Николи +. × 30.

Фиг. 4. Рапакивиобразный гранит. Кварц и микропертит тонкого строения в основной массе. Николи +. × 20.

Фиг. 5. Неравномернозернистый аплитовидный гранит. Николи +. × 30.

Фиг. 6. Аплитовидный гранит. Грубый пертит. Неправильные зерна кварца. Николи +. × 20.

Plate VIII

Fig. 1. Intergrowth of hornblende, magnetite and quartz in rapakivi. Analyser absent. × 20.

Fig. 2. Intergrowth of fluorite, hornblende (black) and titanite (almost black) in rapakivi. Analyser absent. × 20.

Fig. 3. Coarse structure of microperthite in rapakivi-like granite. Nicols +. × 30.

Fig. 4. Rapakivi-like granite. Microperthite shows fine structure. Nicols +. × 20.

Fig. 5. Unequally-granular aplite-like granite. Nicols +. × 30.

Fig. 6. Aplitic granite. Coarse perthite Irregular grains of quartz. Nicols + × 20.

Таблица IX

Фиг. 1. Неправильные формы бурой слюды в аплите (гора Корсакаловка). Без анализатора. × 20.

Фиг. 2. Аплит. Округлая форма зерен кварца, примесь ксеноморфных выделений разложенного цветного минерала и флюорита. Без анализатора. × 20.

Фиг. 3. Аплитовидный гранит. С довольно большим количеством альбита. Николи +. × 30.

Фиг. 4. Неравномернозернистый аплит. Николи +. × 30.

Фиг. 5. Идиоморфный кварц в округлых зернах. Частью в пойкилитовых вростках в микроклин-микропертите. Николи +. × 30.

Фиг. 6. Микропегматит в аплитовидном граните. Без анализатора. × 20.

Plate IX

Fig. 1. Irregular forms of brown mica in aplite (Mt. Korsakalovka). Analyser absent. × 20.

Fig. 2. Aplite. Rounded form of quartz grains. Insignificant quantity of xenomorphic grains of decomposed coloured mineral and fluorite. Analyser absent. × 20.

Fig. 3. Aplitic granite with a rather considerable amount of albite. Nicols +. × 30.

Fig. 4. Unequally-granular aplite. Nicols +. × 30.

Fig. 5. Idiomorphic quartz in rounded grains, partly in poikilitic inclusions in microcline-microperthite. Nicols +. × 30.

Fig. 6. Micropegmatite in aplitic granite. Analyser absent. × 20.

Таблица X

Фиг. 1. Тонкое пегматитовое срастание в мелкозернистых аплитах Корсакаловки. Николи +. × 20.

Plate X

Fig. 1. Fine pegmatitic intergrowth in fine-grained aplites of Korsakalovka. Nicols +. × 20.

Фиг. 2. Кварцевый порфир Корсакаловки. Фенокристаллы кварца. Основная масса с тонкой микропегматитовой структурой. Николи +. × 20.

Фиг. 3. Вторичные микропегматитовые вростки в полевом шпате вокруг зерен кварца. Без анализатора. × 20.

Фиг. 4. Письменная структура пегматита. Николи +. × 30.

Фиг. 5. Эгириновый гранит. Видны характерное строение микропертита и аплитовидная структура. Николи +. × 20.

Фиг. 6. Эгириновый гранит. Внизу снимка ксеноморфное зерно эгирина. Без анализатора. × 20.

Fig. 2. Quartz-porphyry of Korsakalovka. Phenocrysts of quartz. Groundmass with fine micropegmatitic texture. Nicols +. × 20.

Fig. 3. Secondary micropegmatitic ingrowths in feldspar, surrounding quartz grains. Analyser absent. × 20.

Fig. 4. Graphic texture of pegmatite. Nicols +. × 30.

Fig. 5. Aegirine granite. Characteristic structure of microperthite and aplitic texture of the rock are obvious. Nicols +. × 20.

Fig. 6. Aegirine granite. At bottom of photograph a xenomorphic grain of aegirine. Analyser absent. × 20.

Таблица XI

Фиг. 1. Грубозернистый пегматоидный диабаз с Пятой речки. Полированная поверхность. Нат. вел.

Фиг. 2. Контакт лампрофировой жилы на берегу Сатки с рапакиви. Видна обособленная внешняя зона лампрофировой жилы. Полированная поверхность. Нат. вел.

Фиг. 3. Контакт внешней зоны лампрофировой жилы (берег р. Сатки) с рапакиви. Прозрачный шлиф в проходящем свете. × 3.

Plate XI

Fig. 1. Coarse-grained pegmatoid diabase from stream Piataya. Polished surface. Natural size.

Fig. 2. Lamprophyre from the dyke on the bank of Satka river, in contact with rapakivi. Distinct outer zone of lamprophyre dyke. Polished surface. Natural size.

Fig. 3. Contact of the outer zone of lamprophyre dyke (bank of the Satka) with rapakivi. Thin section. × 3.

Таблица XII

Фиг. 1. Крупнозернистый диабаз. Плагиоклаз разложен. Авгит частью свеж, частью хлоритизирован. Крупное зерно магнетита. Без анализатора. × 20.

Фиг. 2. Среднезернистый диабаз. Плагиоклаз помутнел. Авгит свежий. Без анализатора. × 20.

Фиг. 3. Мелкозернистый меланократовый диабаз с фиолетовым авгитом. Без анализатора. × 20.

Фиг. 4. Измененный диабаз с разложенным полевым шпатом и уралитизированным и хлоритизированным пироксеном. Миндалины заполнены спутанными агрегатами актинолита. Без анализатора. × 30.

Фиг. 5. Оливиновый диабаз. Зерна оливина в левой половине снимка. Без анализатора. × 20.

Фиг. 6. То же самое. Николи +. × 20.

Plate XII

Fig. 1. Coarse-grained diabase. Plagioclase is decomposed. Augite is partly fresh, partly chloritised. Large grain of magnetite. Analyser absent. × 20.

Fig. 2. Medium-grained diabase. Plagioclase has grown turbid. Augite is fresh. Analyser absent. × 20.

Fig. 3. Fine-grained melanocratic diabase with purple augite. Analyser absent. × 20.

Fig. 4. Altered diabase with decomposed feldspar and uralitised and chloritised pyroxene. Amygdales are filled up with aggregates of actinolite. Analyser absent. × 30.

Fig. 5. Olivine-diabase. Grains of olivine to the left. Analyser absent. × 20.

Fig. 6. Idem. Nicols +. × 20.

Таблица XIII

Фиг. 1. Диабазовый роговик. Пироксен частью амфиболизирован, частью превращен в зернистые агрегаты диопсида с примесью биотита и роговой обманки. Без анализатора. × 30.

Фиг. 2. Диабазовый роговик со скаполитом. Плагиоклаз частью скаполитизирован. Авгит превращен в мелко-

Plate XIII

Fig. 1. Diabase hornfels. Pyroxene, partly amphibolised, partly altered into granular aggregates of diopside with admixture of biotite and hornblende. Analyser absent. × 30.

Fig. 2. Diabase hornfels with scapolite. Plagioclase partly scapolitised. Augite converted to fine-grained aggregates

зернистые агрегаты диопсида, роговой обманки и биотита. Без анализатора. × 30.

Фиг. 3. Пикритовая фация диабаза; на снимке видны крупные кристаллы авгита, частью переходящего в бледную волокнистую роговую обманку (на снимке светлосерая) и обрастающего бурой роговой обманкой (на снимке темная). Оливин превращен в тремолитовые псевдоморфозы. Без анализатора. × 30.

Фиг. 4. Гибридный меланократовый диорит. Плагиоклаз сравнительно свеж. В средней части снимка крупное зерно биотита. Видны длинные иглы апатита. Без анализатора. × 20.

Фиг. 5. Меланократовый гибридный диорит. Много роговой обманки (темная). Плагиоклаз частью разложен. Много крупных длинных игол апатита. Без анализатора. × 20.

Фиг. 6. Гибридный кварцевый диорит. Плагиоклаз помутнел. Кварц прозрачный. Бурая роговая обманка (темная). Много апатита. Без анализатора. × 20.

of diopside, hornblende and biotite Analyser absent. × 30.

Fig. 3. Picrite facies of diabase; the photo shows large crystals of augite, partly replaced by pale fibrous hornblende (light-grey in photo) and overgrown with brown hornblende (dark). Olivine transformed into tremolitic pseudomorphs. Analyser absent. × 30.

Fig. 4. Hybrid melanocratic diorite. Plagioclase comparatively fresh. At centre a large grain of biotite. Long needles of apatite. Analyser absent. × 20.

Fig. 5. Melanocratic hybrid diorite. Considerable amount of hornblende (dark). Plagioclase partly decomposed. Numerous large long needles of apatite. Analyser absent. × 20.

Fig. 6. Hybrid quartz diorite. Plagioclase has grown turbid. Quartz is transparent. Brown hornblende (dark). Much apatite. Analyser absent. × 20.

Таблица XIV

Фиг. 1. Горнблендитовая фация гибридных диоритов. × 30.

Фиг. 2. Пироксеновый меладиорит. Кислый плагиоклаз, близкий к олигоклазу. Пироксен превращается снаружи в бурую роговую обманку. Крупные иглы апатита. Сравнительно небольшое развитие хлорита. Без анализатора. × 20.

Фиг. 3. Пироксеновый гибридный меладиорит. Полевой шпат разложен. Без анализатора. × 20.

Фиг. 4. Пятнистая амфиболизация в пироксеновом гибридном меладиорите. Плагиоклаз разложен. Без анализатора. × 30.

Фиг. 5. Гибридный кварцевый пироксеновый диорит. Темное в углу — крупная таблица биотита. Плагиоклаз свеж. Без анализатора. × 30.

Фиг. 6. То же. Николи +.

Plate XIV

Fig. 1. Hornblendite facies of hybrid diorites. × 30.

Fig. 2. Pyroxene meladiorite. Acid plagioclase approaching oligoclase. Pyroxene in its outer part is being converted into brown hornblende. Large needles of apatite. Comparatively low development of chlorite. Analyser absent. × 20.

Fig. 3. Hybrid pyroxene meladiorite. Feldspar decomposed. Analyser absent. × 20.

Fig. 4. Speckled amphibolisation of pyroxene in hybrid meladiorite. Plagioclase decomposed. Analyser absent. × 30.

Fig. 5. Hybrid quartz pyroxene diorite. The dark spot in the corner represents a large plate of biotite. Plagioclase is fresh. Analyser absent. × 30.

Fig. 6. Idem. Nicols +.

Таблица XV

Фиг. 1. Гибридная порода. В центре изображения — сросток зерен роговой обманки и магнетита, обросший венчиком зерен пироксена. Окружающая масса из ортоклаза и кварца. Без анализатора. × 30.

Фиг. 2. То же самое. Николи +.

Фиг. 3. Гибридный сиенито-диорит. Бурая (на снимке почти черная) роговая обманка, помутневший плагиоклаз и свежий ортоклаз (на снимке белый). Без анализатора. × 20.

Plate XV

Fig. 1. Hybrid rock. At centre — intergrowth of grains of hornblende and magnetite with a corona of pyroxene grains. Surrounding mass consists of orthoclase and quartz. Analyser absent. × 30.

Fig. 2. Idem. Nicols +.

Fig. 3. Hybrid syenito-diorite. Brown (almost black in the photo) hornblende, turbid plagioclase and fresh orthoclase (white). Analyser absent. × 20.

Фиг. 4. Гибридная порода. Шлиф при × 3. В мелкозернистой массе диоритового состава — светлые пятна из кварца и ортоклаза. Серые пятна на снимке—тонкозернистые агрегаты зеленой роговой обманки, более светлой, чем в основной массе. Простой свет.

Фиг. 5. Гибридный сиенито-диорит. Ксеноморфное выделение свежего ортоклаза. Разложенный плагиоклаз. Зелено-бурая роговая обманка. Много апатита. Без анализатора. × 20.

Фиг. 6. Гибридный кварцевый сиенито-диорит. Крупные лейсты помутневшего плагиоклаза, промежутки между ними — из ортоклаза и кварца. Зеленая роговая обманка вокруг округлого зерна кварца образует венчик. Без анализатора. × 20.

Fig. 4. Hybrid rock. Thin section. × 3. Light patches of quartz and orthoclase in fine-granular mass of dioritic composition. Grey spots in photo represent fine-granular aggregates of green hornblende, lighter than those in groundmass. Ordinary light.

Fig. 5. Hybrid syenito - diorite. Xenomorphic (segregation) grain of fresh orthoclase. Decomposed plagioclase. Greenbrown hornblende. Much apatite. Analyser absent. × 20.

Fig. 6. Hybrid quartz syenito-diorite. Large laths of plagioclase grown turbid, interstices are filled up with orthoclase and quartz. Green hornblende, encircling a rounded grain of quartz, forms a corona. Analyser absent. × 20.

Таблица XVI

Фиг. 1. Кварцевый „глазок" в гибридном сиенито-диорите. Кварц окружен венчиком из ортоклаза, а за ним из разложенного (с выделением бурых окислов железа, на снимке темного) пироксена и роговой обманки. Без анализатора. × 20.

Фиг. 2. Кварцевый „глазок" с венчиком из ортоклаза, кварца и небольшого количества плагиоклаза. Тонкие иголочки апатита. Без анализатора. × 20.

Фиг. 3. Жилообразная полоска из щелочного полевого шпата, калиевого, альбитизированного снаружи в гибридном меладиорите. Николи +. × 30.

Фиг. 4. Шонкинит. Зеленоватый (серый на снимке) пироксен, бесцветный ортоклаз, значительная примесь апатита. Без анализатора. × 30.

Фиг. 5. Шонкинит. Пироксен-диопсидового типа, слегка амфиболитизирован. Ксеноморфный ортоклаз. Без анализатора. × 30.

Фиг. 6. Полевошпатовый вебстерит г. Корсакаловки. Более крупные кристаллы — энстатит среди массы частью уралитизированного моноклинного пироксена. Ксеноморфные зерна (на снимке белые) — плагиоклаз. Без анализатора. × 30.

Plate XVI

Fig. 1. Quartz „bird-eye" in hybrid syenite-diorite. Quartz is encircled by a corona formed of orthoclase and followed by another one, formed of hornblende and decomposed pyroxene (with segregation of brown oxides of iron, dark in photo). Analyser absent. × 20.

Fig. 2. Quartz „bird-eye" with a corona of hornblende, surrounding mass formed of orthoclase, quartz and a small amount of plagioclase. Thin needles of apatite. Analyser absent. × 20.

Fig. 3. Vein-like band of alkaline feldspar in hybrid meladiorite potash feldspar albitized from outside. Nicols +. × 30.

Fig. 4. Shonkinite. Greenish (grey in photo) pyroxene, colourless orthoclase, considerable amount of apatite. Analyser absent. × 30.

Fig. 5. Shonkinite. Pyroxene of diopside type is slightly amphibolized. Xenomorphic grains of orthoclase. Analyser absent. × 30.

Fig. 6. Feldspar-bearing websterite from mt. Korsakalovka. Larger crystals — enstatite amidst a mass of partly uralitized monoclinic pyroxene. Xenomorphic grains represent plagioclase (white). Analyser absent. × 30.

Таблица XVII

Фиг. 1. Диабаз лампрофирового типа (из дайки в берегу р. Сатки) с разложенным полевым шпатом и обильным хлоритом. Без анализатора. × 20.

Фиг. 2. Наружная часть лампрофировой дайки (см. предыдущие). Фенокри-

Plate XVII

Fig. 1. Diabase of lamprophyric character (from the dyke on the bank of the Satka) with decomposed feldspar and abundant chlorite. Analyser absent. × 20.

Fig. 2. Outer part of lamprophyre dyke (see above). Phenocryst of green-brown

сталл зелено-бурой роговой обманки и имеющие вид порфировых выделений псевдоморфозы из олигоклаза и роговой обманки. Основная масса богата зелено-бурой роговой обманкой. Без анализатора. × 30.

Фиг. 3. Лампрофировый микродиорит. Апофиза от дайки в берегу р. Сатки. Порфировидные выделения — псевдоморфозы из тремолита с каемками зелено-бурой роговой обманки. Основная масса из буро-зеленой роговой обманки и плагиоклаза. Без анализатора. × 30.

Фиг. 4. Контакт внутренней и наружной зоны дайки лампрофира. Во внутренней зоне псевдоморфозы по оливину из тремолита и серпентина. В наружной зоне в разложенном стекле — призматические выделения авгита и разложенного плагиоклаза. Без анализатора. × 20.

Фиг. 5. Тонкозернистый камптонит. Иголочки бурой баркевикитообразной роговой обманки (темной на снимке) и кислый плагиоклаз. Без анализатора. × 30.

Фиг. 6. Лампрофир. Фенокристаллы — бурая роговая обманка в мелкозернистой массе из призматических зерен зелено-бурой роговой обманки и кислого плагиоклаза. Без анализатора. × 30.

hornblende and of pseudomorphs composed by oligoclase and hornblende. Groundmass rich in greenish brown hornblende. Analyser absent. × 30.

Fig. 3. Lamprophyric microdiorite. Apophyzis of the dyke in the bank of the Satka. Phenocrysts are represented by pseudomorphs of tremolite with rims of green-brown hornblende and plagioclase. Analyser absent. × 30.

Fig. 4. Contact of the inner and outer zones of lamprophyre dyke. In the inner zone pseudomorphs of tremolite and serpentine after olivine. In the outer zone — prismatic phenocrysts of augite and decomposed plagioclase in decomposed glass. Analyser absent. × 20.

Fig. 5. Fine-grained camptonite. Small needles of brown barkevikite-like hornblende (dark in photo) and acid plagioclase. Analyser absent. × 30.

Fig. 6. Lamprophyre. Phenocrysts are brown hornblende in finely-granular mass of prismatic grains of green-brown hornblende and acid plagioclase. Analyser absent. × 30.

Таблица XVIII

Фиг. 1. Крупнозернистый сиенит с магнетитом. Полированная поверхность. Нат. вел.

Фиг. 2. Ксенолит—рапакиви в мелкозернистом сиените. Полированная поверхность. Нат. вел.

Фиг. 3. Крупнозернистый сиенит. Альбитизированный калиевый полевой шпат; в промежутках только чешуйчатые агрегаты зелено-бурой слюды и хлорита (на снимке черные). Николи +. × 15.

Фиг. 4. Крупнозернистый кварцевый сиенит. Пертитовое срастание полевого шпата. Николи +. × 15.

Фиг. 5. То же самое. × 30.

Фиг. 6. Крупнозернистый сиенит. Зональное строение в микропертите. Николи +. × 30.

Plate XVIII

Fig. 1. Coarse-grained syenite with magnetite. Polished surface. Natural size.

Fig. 2. Xenolith of rapakivi in fine-grained syenite. Polished surface. Natural size.

Fig. 3. Coarse-grained syenite. Albitized potash feldspar, interstices contain only aggregates of green-brown mica and chlorite (black in photo). Nicols +. × 15.

Fig. 4. Coarse-grained quartz syenite. Perthitic feldspar. Nicols +. × 15.

Fig. 5. Idem. × 30.

Fig. 6. Coarse-grained syenite. Zonal structure of microperthite. Nicols +. × 30.

Таблица XIX

Фиг. 1. Среднезернистый сиенит с пятнистым пертитом. Цветной минерал замещен эпидотом (в углу снимка). Николи +. × 30.

Фиг. 2. Среднезернистый сиенит с темноокрашенной роговой обманкой (на снимке черная) с пятнистым пертитом. Николи +. × 20.

Plate XIX

Fig. 1. Medium-grained syenite with spotted perthite. Coloured mineral is replaced by epidote (in the corner). Nicols +. × 30.

Fig. 2. Medium-grained syenite with dark-coloured hornblende (black) with spotted perthite. Nicols +. × 20.

Фиг. 3. Биотитово - роговообманковый среднезернистый сиенит. Роговая обманка на снимке почти черная. Без анализатора. × 30.

Фиг. 4. То же самое. Николи +. Видны местами пятнисто-пертитовое строение полевого шпата и периферическая альбитизация. × 30.

Фиг. 5. Среднезернистый роговообманковый сиенит. Николи +. × 30.

Фиг. 6. Кварцевый сиенит. Ксеноморфный кварц (маленькие угловатые зерна). Видны призмы роговой обманки. Николи +. × 30.

Fig. 3. Biotite-hornblende medium-grained syenite. Hornblende is almost black in photo. Analyser absent. × 30.

Fig. 4. Idem. Nicols +. Here and there spotted perthitic structure of feldspar and marginal albitization. × 30.

Fig. 5. Medium-grained hornblende-syenite. Nicols +. × 30.

Fig. 6. Quartz syenite. Xenomorphic quartz (small angular grains) Prisms of hornblende. Nicols +. × 30.

Таблица XX

Фиг. 1. Порфировидный сиенит. Цветной минерал в промежутках между лейстами замещен эпидотом. Николи +. × 30.

Фиг. 2. Сиенит-порфир. Фенокристалл — ортоклаз, сохранившийся свежим только в виде небольшого остатка, и часто хлоритизированная роговая обманка (темная на снимке). Основная масса из щелочного полевого шпата и роговой обманки. Без анализатора. × 20.

Фиг. 3. Сиенит-порфир. Фенокристалл — ортоклаз. Трахитоидная основная масса из щелочного полевого шпата и биотита. Николи +. × 20.

Фиг. 4. Сиенитовый порфир. Фенокристаллы альбитизированного ортоклаза в трахитовидной основной массе из микропертита замещения и эпидота. Николи +. × 20.

Фиг. 5. Сиенитовый порфир. Фенокристаллы роговой обманки (один в положении угасания, другой, рядом, в положении просветления) и полевого шпата в трахитовидной основной массе. Николи +. × 20.

Фиг. 6. Микросиенит. Иголочки амфибола, темные на снимке; светлое — полевой шпат. Без анализатора. × 20.

Plate XX

Fig. 1. Porphyroid syenite. Coloured mineral in interstices between laths of feldspar is replaced by epidote. Nicols +. × 30.

Fig. 2. Syenite-porphyry. Phenocrysts represented by orthoclase, kept fresh only as a small remnant, by frequently chloritized hornblende (dark in photo). Groundmass consists of alkaline feldspar and hornblende. Analyser absent. × 20.

Fig. 3. Syenite-porphyry. Phenocryst is orthoclase. Trachytoid groundmass consists of alkaline feldspar and biotite. Nicols +. × 20.

Fig. 4. Syenite-porphyry. Phenocrysts of albitized orthoclase in trachytoid groundmass, formed of replacement perthite and of edipote. Nicols +. × 20.

Fig. 5. Syenite-porphyry. Phenocrysts of hornblende and of feldspar in trachytoid groundmass. Nicols +. × 20.

Fig. 6. Microsyenite. Small needles of amphibole dark and feldspar — lighter in photo. Analyser absent. × 20.

Таблица XXI

Фиг. 1. Сиенитовый порфир в тонкозернистой основной массе. Фенокристалл — калиевый полевой шпат с неоднородным строением и помутневший снаружи. Николи +. × 20.

Фиг. 2. Контакт сиенитового порфира и рапакиви. Контакт резко пересекает как основную массу, так и овоид калиевого полевого шпата. В контакте порфир дает афанитовую (стекловатую) зону с флюидальной текстурой и мелкими выделениями лейсточек полевого шпата. Простой свет. × 2

Фиг. 3. Нефелиновый сиенит с гранитоидной структурой. Полированная поверхность. Нат. вел.

Plate XXI

Fig. 1. Syenite-porphyry in finely granular groundmass. Phenocryst represented by potash feldspar, turbid from outside. Nicols +. × 20.

Fig. 2. Contact of syenite-porphyry and rapakivi. The contact sharply cuts both the groundmass and the ovoid of potash feldspar. In this contact porphyry exhibits an aphanitic glassy zone with flow texture and small segregations of minute laths of feldspar. Ordinary light. × 2.

Fig. 3. Nepheline syenite with granitoid texture. Polished surface. Natural size.

Фиг. 4. Нефелиновый сиенит с трахитоидной структурой. Полированная поверхность. Нат. вел.

Фиг. 5. Контакт жилки нефелин-сиенитового пегматита с нефелиновым сиенитом. Полированная поверхность. Нат. вел.

Фиг. 6. Нефелиновый сиенит. Нефелин в положении угасания. Идиоморфные кристаллы калиевого полевого шпата подверглись альбитизации с периферии. Николи +. × 30.

Fig. 4. Nepheline syenite with trachitoid texture. Polished surface. Natural size.

Fig. 5. Contact of veinlet of nepheline-syenite pegmatite with nepheline syenite. Polished surface. Natural size.

Fig. 6. Nepheline syenite. Nepheline in extinction. Idiomorphic crystals of potash feldspar have undergone albitization from outside. Nicols +. × 30.

Таблица XXII

Фиг. 1. Нефелиновый сиенит. Гастингсит на снимке вышел черный. Нефелин в идиоморфных кристаллах. Без анализатора. × 20.

Фиг. 2. То же самое. Николи +.

Фиг. 3. Нефелиновый сиенит гранитоидный. Нефелин ксеноморфный разложен в агрегаты слюды. Гастингсит — черный. Без анализатора. × 20.

Фиг. 4. Нефелиновый сиенит. Видно пятнисто-пертитовое строение полевого шпата, развитие пучков слюды в нефелине. Цветной минерал—гастингсит. Без анализатора. × 30.

Фиг. 5. Трахитоидный нефелиновый сиенит. Нефелин замещается мелкими чешуйками слюды. Видна альбитизация полевого шпата. Николи +. × 30.

Фиг. 6. Трахитоидный нефелиновый сиенит с криптопертитом тонковолокнистого строения. Николи +. × 30.

Plate XXII

Fig. 1. Nepheline syenite. Hastingsite black in photo. Nepheline in idiomorphic crystals. Analyser absent. × 20.

Fig. 2. Idem. Nicols +.

Fig. 3. Granitoid nepheline syenite. Xenomorphic nepheline is decomposed into aggregates of mica. Hastingsite — black. Analyser absent. × 20.

Fig. 4. Nepheline syenite. Spotted perthite structure of feldspar and development of bunches of mica flakes in nepheline. Coloured mineral — hastingsite. Analyser absent. × 30.

Fig. 5. Trachytoid nepheline syenite. Nepheline is being replaced by minute flakes of mica. Albitisation of feldspar. Nicols +. × 30.

Fig. 6. Trachytoid nepheline syenite with cryptoperthite. Nicols +. × 30.

Таблица XXIII

Фиг. 1. Письменное прорастание фенокристалла микропертита нефелином. В углу снимка виден кристалл гастингсита (черный на снимке). Николи +. × 30.

Фиг. 2. Письменное прорастание фенокристалла криптопертита нефелином. Другой образец. Николи +. × 30.

Фиг. 3. Сросток эгирина и слюды в мелкозернистом трахитоидном нефелиновом сиените. Николи +. × 20.

Фиг. 4. Трахитоидный нефелиновый сиенит. Лейсты полевого шпата. Крупное зерно нефелина видно в углу снимка. Николи +. × 30.

Фиг. 5. Нефелин — сиенитовый порфир. Видна альбитизация фенокристалла ортоклаза. В противоположном углу фенокристалл гастингсита. Нефелин только в трахитоидной основной массе. Николи +. × 30.

Фиг. 6. Либенеритовый сиенит. Нефелин превращен в чешуйчатые псевдоморфозы из бесцветной слюды. Николи +. × 30.

Plate XXIII

Fig. 1. Graphic intergrowth of microperthite phenocryst with nepheline. In the corner crystal of hastingsite (black in photo). Nicols +. × 30.

Fig. 2. Graphic intergrowth of cryptoperthite with nepheline. Another example. Nicols +. × 30.

Fig. 3. Intergrowth of aegirine and mica in fine grained trachytoid nepheline syenite. Nicols +. × 20.

Fig. 4. Trachytoid nepheline-syenite. Laths of feldspar. Large grain of nepheline to be seen in the corner of the photo. Nicols +. × 30.

Fig. 5. Nepheline-syenite porphyry. Albitization of a phenocryst of orthoclase is to be seen. In the corner opposite-phenocryst of hastingsite. Nepheline is only in the trachytoid ground mass. Nicols +. × 30.

Fig. 6. Liebenerite syenite. Nepheline is transformed into pseudomorphs of liebenerite. Nicols +. × 30.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение 5

Часть I

Бердяушский плутон

Топография 9

Описание обнажений 11

Южная оконечность массива. Горелая Релка. Гряда между Четвертой речкой и Бельковским ручьем 11
Гора Голая 14
Гора Марунина. Обнажения по р. Сатке 16
Вилесова гора 18
Верховья Пятой речки. Нефелиновые сиениты. Обнажения вдоль Пятой речки 20
Возвышенности по правую сторону Пятой речки и между ней и Шестой речкой 23
Северо-восточная часть массива. Кварциты, ограничивающие его с севера 25
Гора Корсакаловка и обнажения у ее подножья 29
Некоторые обнажения к северу и северо-востоку от Бердяушского массива 32

Строение Бердяушского массива 34

Часть II

Горные породы Бердяушского плутона

Граниты Бердяуша 46

Рапакиви и рапакивиобразные граниты 46

A. Порфировидные рапакиви 47
B. Рапакиви с криптовой структурой 48
C. Рапакивиобразные граниты 49
D. Сиенитовая фация рапакиви и шлиры в рапакиви-гранитах . . . 49

Микроскопические особенности уральского рапакиви 50

Овоиды 51
Кварц 58
Роговая обманка и биотит 59
Другие особенности минералогического состава 63
Вторичный микропегматит в рапакиви 65
Химический состав бердяушского рапакиви 66
Порфировидный рапакиви с основной массой типа Prickgranit'a 68
Рапакивиобразные граниты и грубозернистые граниты, примыкающие к этому типу 69

Стр.
Ультракислый (кварцеплетовый) гранит типа Бердяуша 71
Сиенитовая фация рапакиви 73
Шлиры и включения в рапакиви 76

Аплиты и аплитовидные граниты Бердяушского массива 81
Мелкозернистые и среднезернистые роговообманковые граниты и кварцевые сиениты 92
Ксенолиты в аплитовидных гранитах 94
Некоторые особенные разновидности аплитовидных пород Бердяушского массива 96

Эгирин-авгитовые жильные граниты 96
Минералогический состав 97
Структура 99
Контакт с доломитом 100

Пегматиты 101
Химический состав гранитов Бердяушского массива 102
Кварцевые порфиры горы Корсакаловки 104
Общая характеристика 104
Минералогический состав 105
Структура 107

Кварцевый порфир жилы к северо-востоку от массива 107
Фенокристаллы 108
Основная масса 109

Меланократовые зернистые породы 109

Диабазы Бердяушского массива 110
Общая характеристика диабазов Бердяушского массива 111
Минералогический состав 115
Структура и разновидности диабазов 127
Диабазовые роговики 131
Минералогический состав диабазовых роговиков 131
Структура, текстура и разновидности диабазовых роговиков Бердяушского массива 133
Химический состав диабазов 134

Диоритовые породы Бердяушского массива, вероятно гибридные 136
Общая характеристика пород диоритовой группы 136
Минералогический состав диоритовых пород 138
Структурные особенности диоритовых пород 147

Гибридные сиенито-диориты 148
Химический состав гибридных пород 159

Другие меланократовые породы Бердяушского массива 159
Шонкинит бердяушского типа 160
Пироксеновый меладиорит 162
Полевошпатовый вебстерит горы Корсакаловки 163
Особые разновидности гибридных пород 165

Лампрофиры 165
Лампрофировые жилы на р. Сатке 166
Авгитовый мальхит или микродиорит центральной части 167
Краевая часть дайки 169
Контакт внутренней части жилы и краевой зоны 171
Микродиорит. Тонкая жила — апофиза от описанной дайки 173
Минералогический состав (173). Структура (175).
Химический состав 175

Стр.

Дайки в железнодорожном тупике около станции Бердяуш 176

I. Жила более западная 176
II. Дайка восточная 178

Другие лампрофировые жилы 179

Химический состав 181

Сиенитовые породы Бердяушского массива 181

Сиениты и кварцевые сиениты 183

Мегаскопическое описание 183
Минералогический состав сиенитов 184
Структура сиенитов 192
Ксенолиты. Шлиры в сиенитах 194
Различные виды сиенитовых пород Бердяушского массива 195
Химический состав сиенитов 198

Мелкозернистые сиениты и сиенит-порфиры 199

Мегаскопическое описание 199
Минералогический состав 201
Структура и разновидности сиенитовых порфиров 208
Разновидности сиенитовых порфиров 209
Изменения структуры в отдельных жилах сиенитовых порфиров 211

Химический состав сиенитовых порфиров 215

Нефелиновые сиениты и нефелин-сиенитовые порфиры 215

Макроскопическое описание 217
Минералогический состав нефелиновых сиенитов и нефелин-сиенитовых порфиров 218

Зернистые нефелиновые сиениты, их структура и разновидности 228
Порфировидные нефелиновые сиениты и нефелин-сиенитовые порфиры . . . 230
Химический состав нефелиновых сиенитов и нефелин-сиенитовых порфиров . 232
Либенеритовые сиениты и сиенитовые порфиры 236
Переходные типы между нефелиновыми сиенитами и сиенитами без нефелина 238

О химизме пород Бердяушского массива 238

Химический состав изверженных горных пород Бердяушского массива . . 239
Рапакиви 241
Граниты 245
Диабазы 246
Гибридные породы 247
Лампрофиры 248
Сиенитовые породы 248
Нефелиновые сиениты 249
250

Контактовый метаморфизм около Бердяушского массива 252

Контактовый метаморфизм доломитов 252

Минералогический состав 253
Структурные разновидности минерализованных мраморов Бердяуша . . 256
Скарны, сопровождающие изверженные породы Бердяушского массива . . 257
Минералы скарнов 257
Структура и типы скарнов Бердяушского массива 259
Амфиболиты 260

Контактовый метаморфизм глинистых сланцев 263

Описание главнейших типов 263

1. Слабо измененные сланцы 263
2. Пятнистые сланцы 264
3. Роговики 265

Инъекции аплитовых жилок 267

Часть III

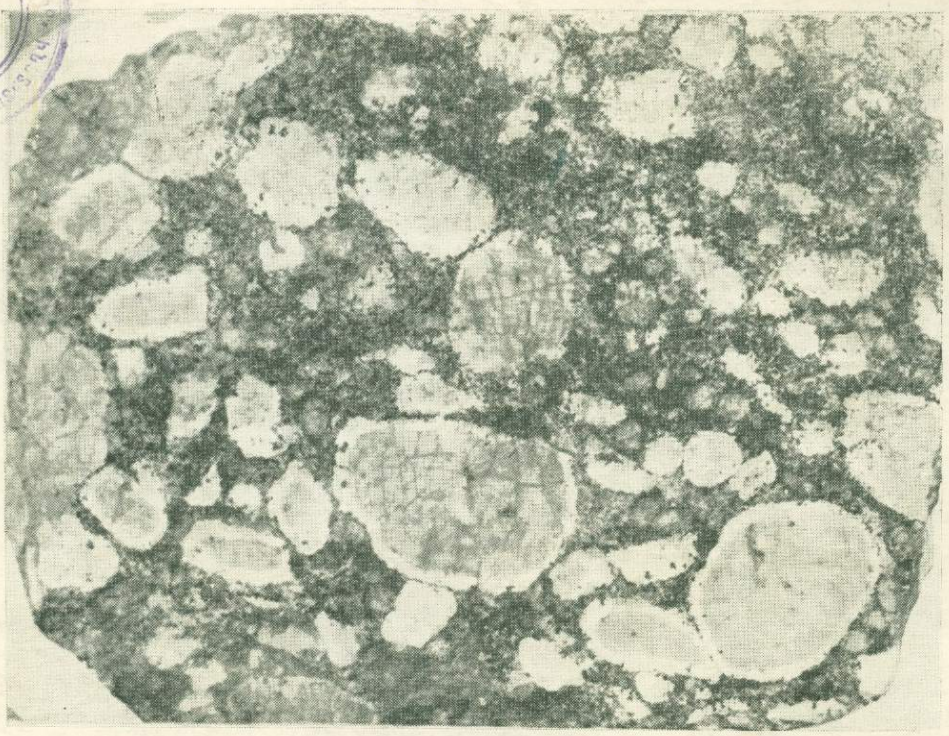
Выводы и общие соображения о горных породах Бердяушского массива

Рапакиви и его роль в Бердяушском массиве 273
О гибридизме изверженных горных пород вообще и о гибридах Бердяушского массива 286
Щелочные породы Бердяушского массива 308
Нефелиновые сиениты Бердяуша и миаскиты Ильменских гор 325
Литература 335
Summary 341
Объяснение таблиц I—XXIII 393

Ответственный редактор *С. Ф. Машковцев* Технический редактор *Р. Аронс*
Сдано в набор 10/III 1937 г. Подписана к печати 29/VI 1937 г.
Формат 72×105 1/16 Бум. листов 13 3/4 + 23 вкл. Тип. зн. в 1 бум. л. 113 648
Ленгорлит № 3487 Тираж. 600 экз. Уч. авт. л. 34,22 Заказ № 1737

2-я типогр. ОНТИ имени Евгении Соколовой. Ленинград, просп. Красных Командиров, 29.


ԳՐԱԴԱՐԱՆ



1



2

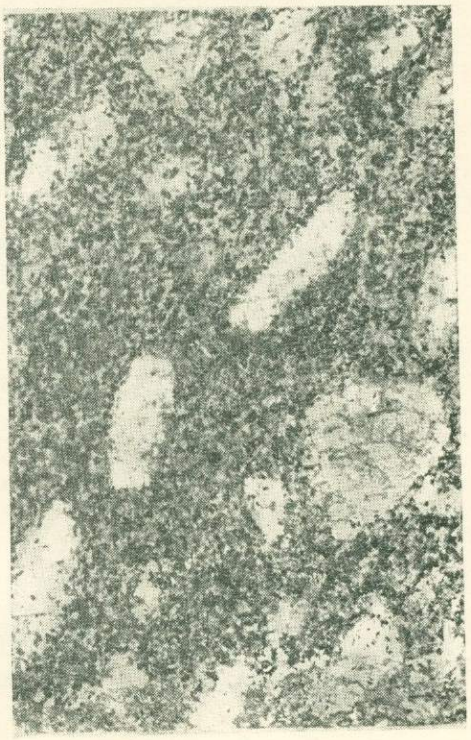


3

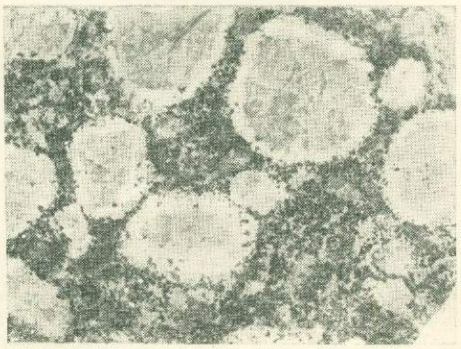
Зак. 1737.



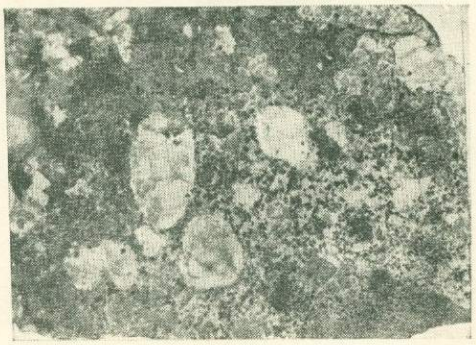
1



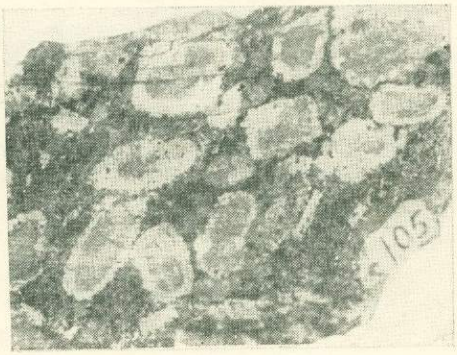
2



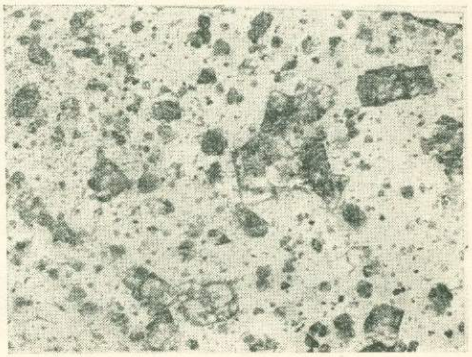
3



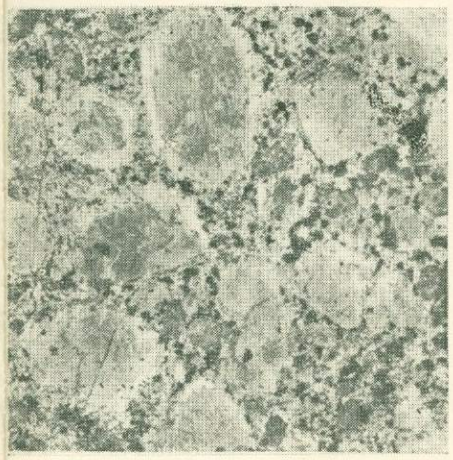
4



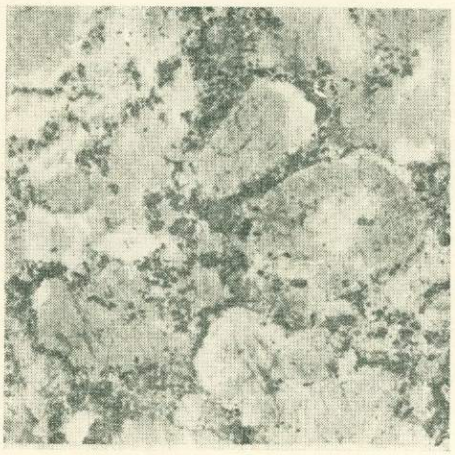
5



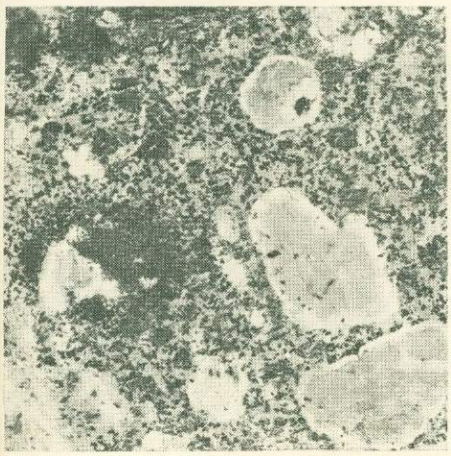
6



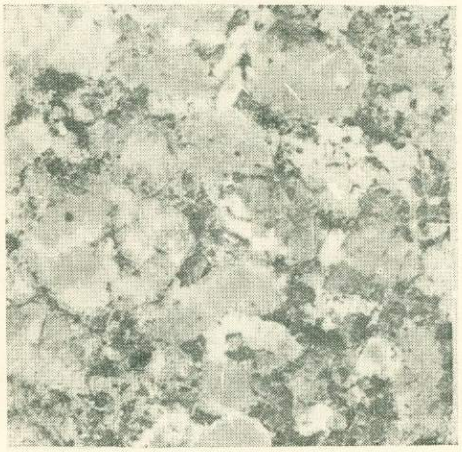
1



2



3



4



5



6



1



2

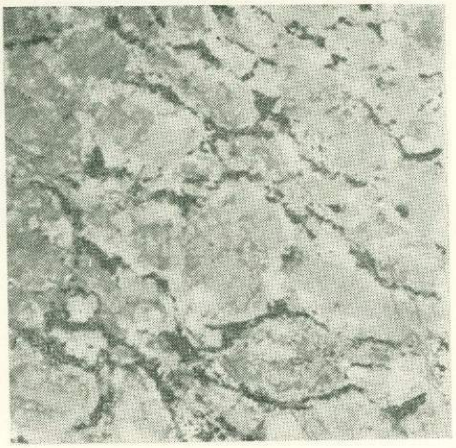


3



4

19



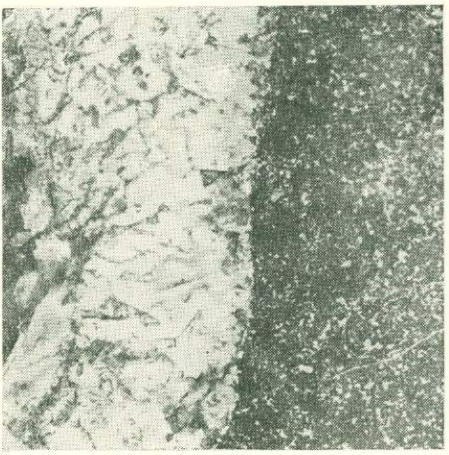
1



2



3



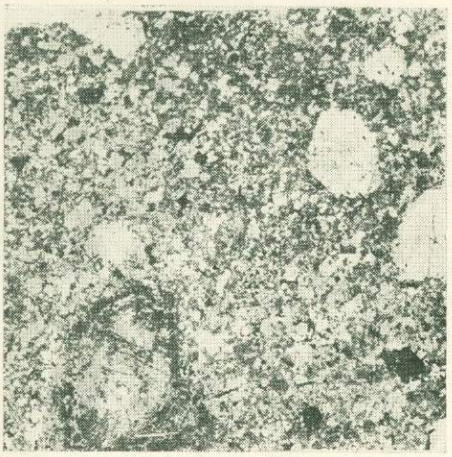
4



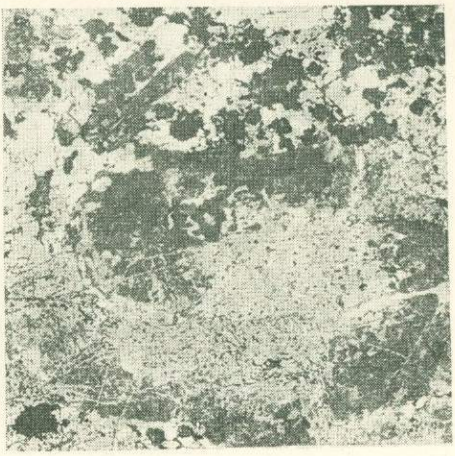
5



6



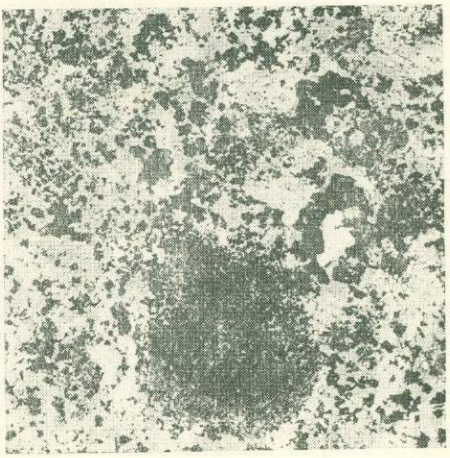
1



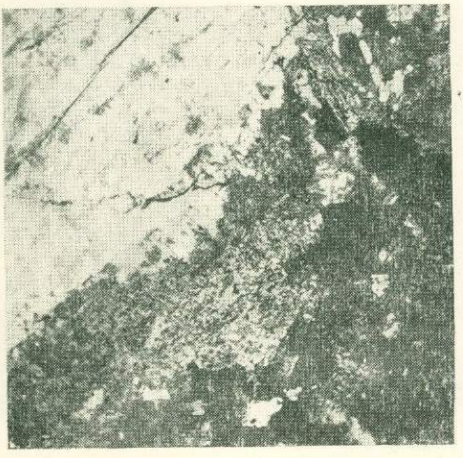
2



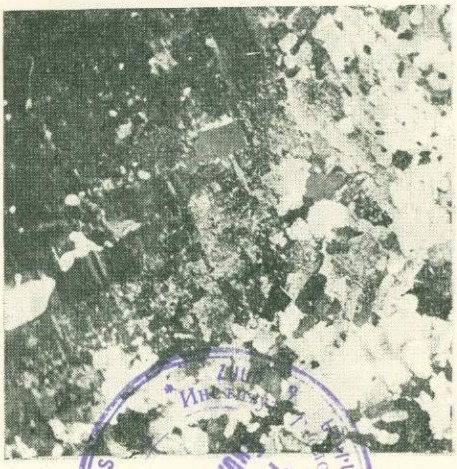
3



4

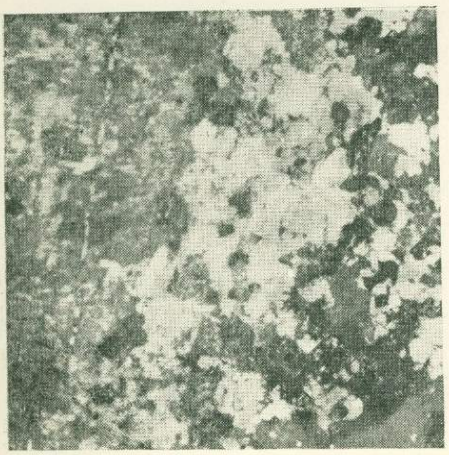


5

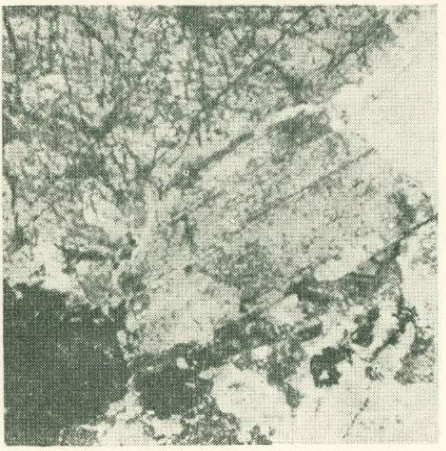


6

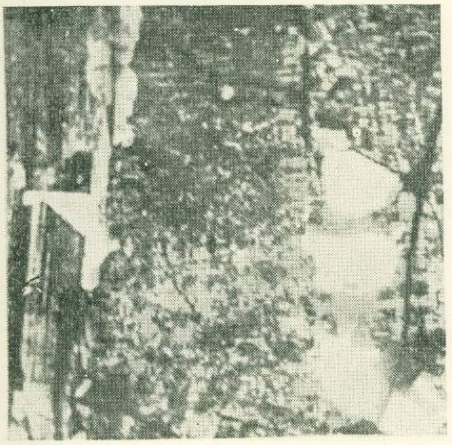
19



1



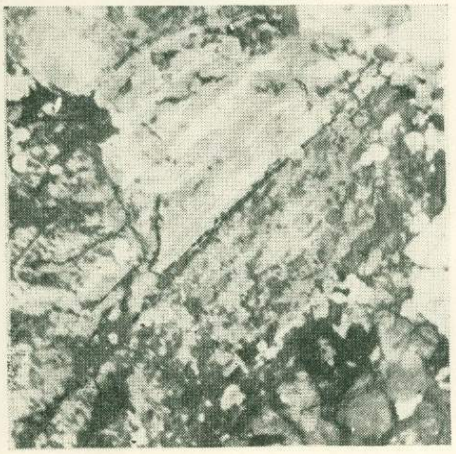
2



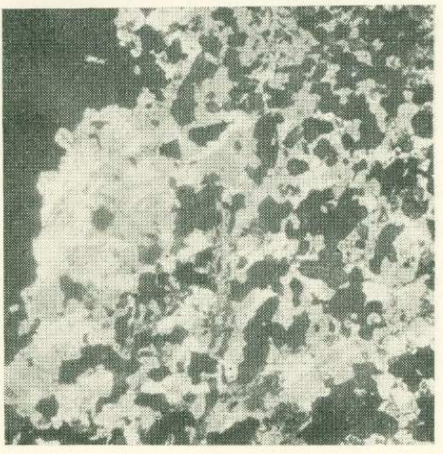
3



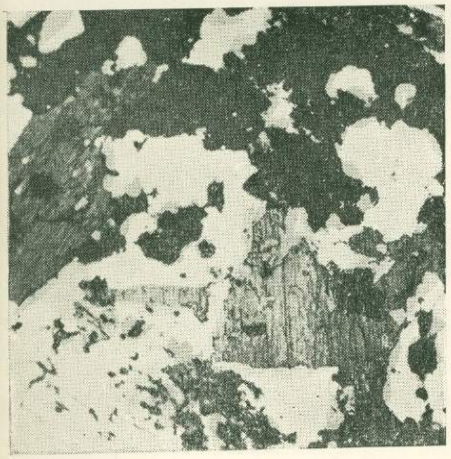
4



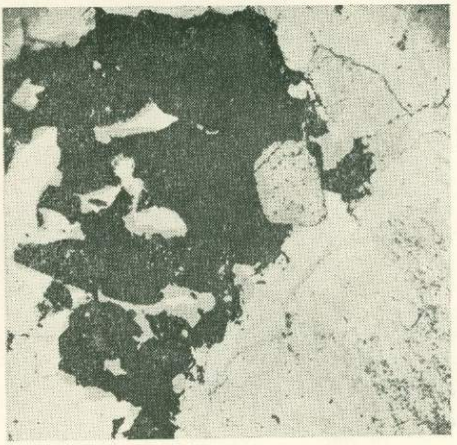
5



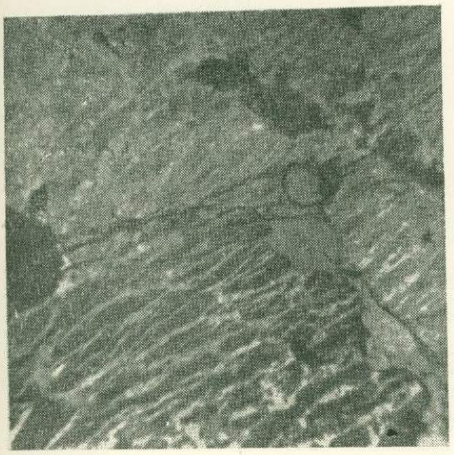
6



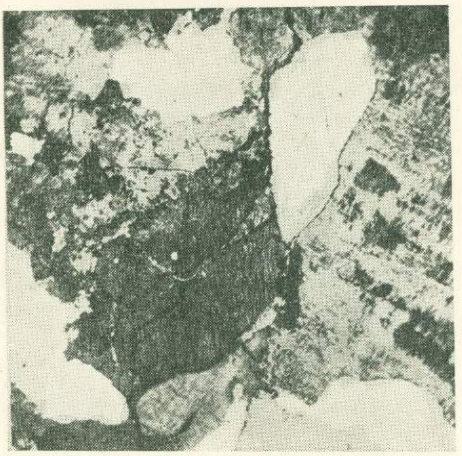
1



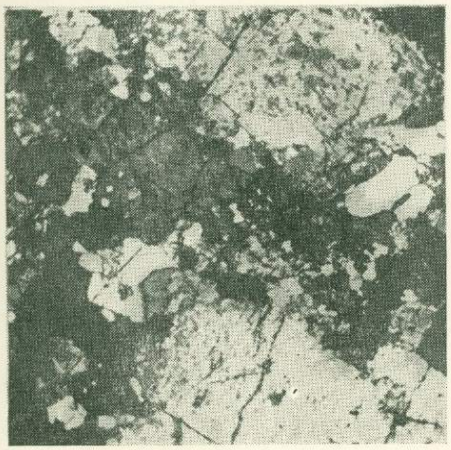
2



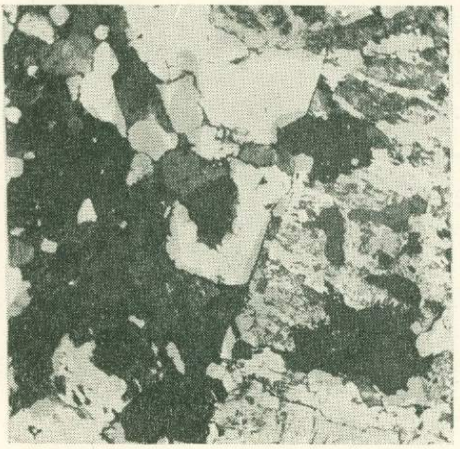
3



4



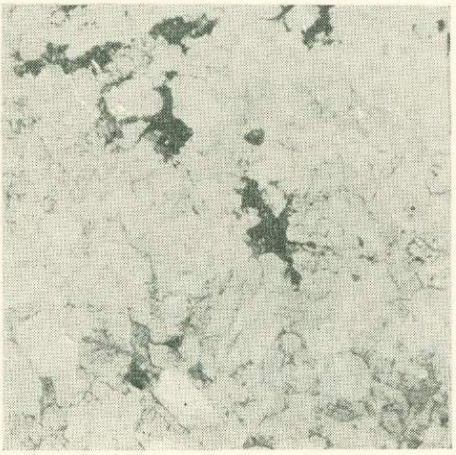
5



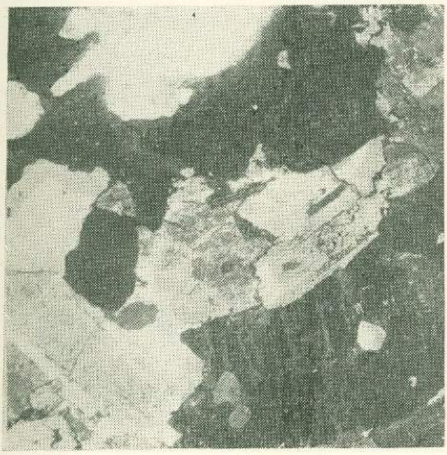
6



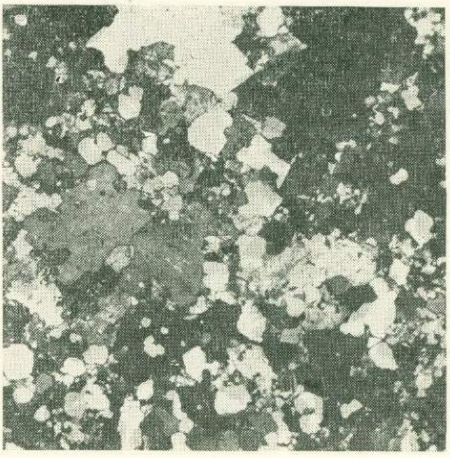
1



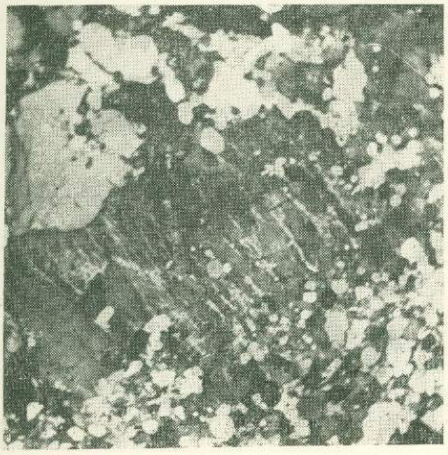
2



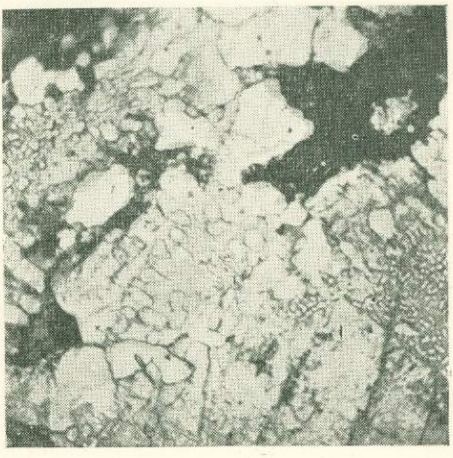
3



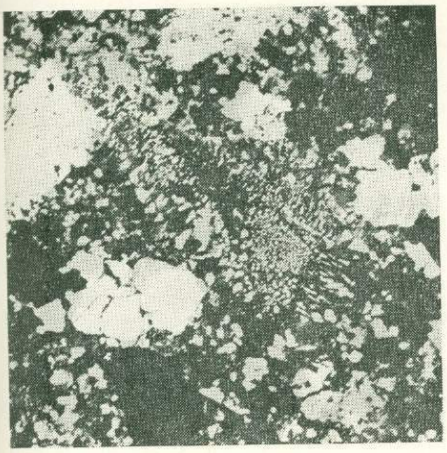
4



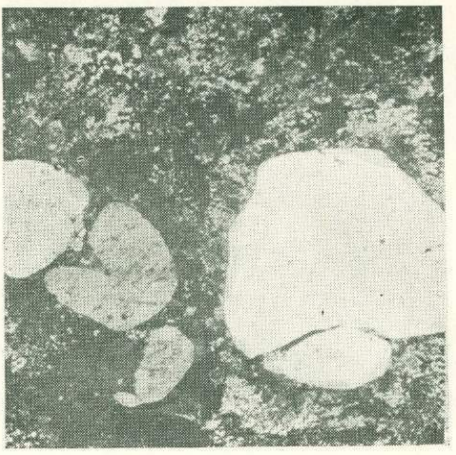
5



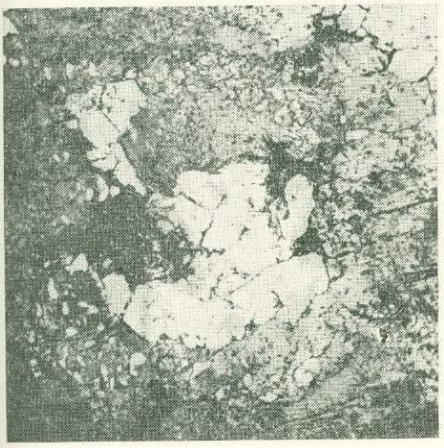
6



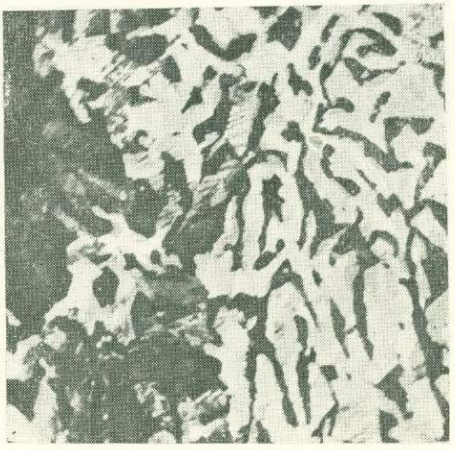
1



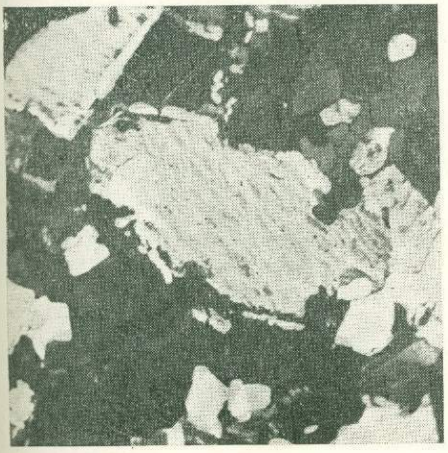
2



3



4



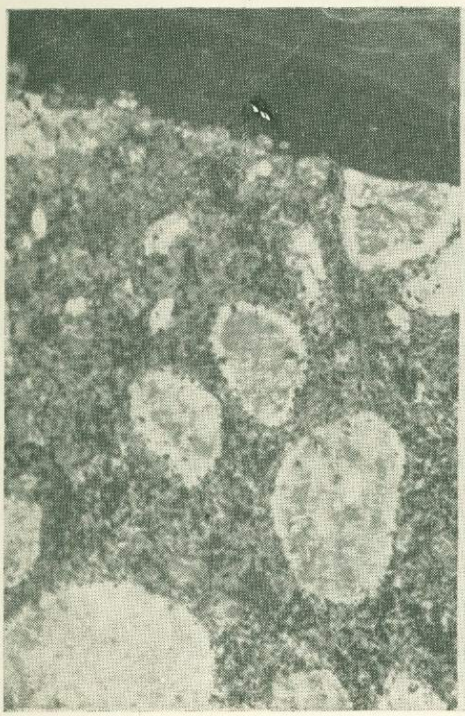
5



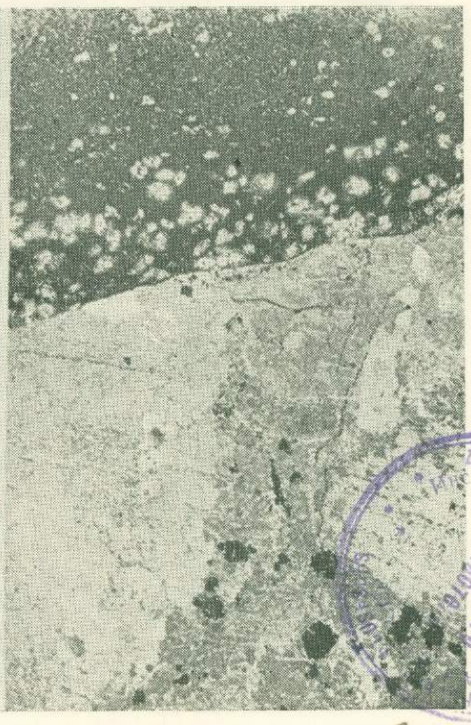
6



1



2



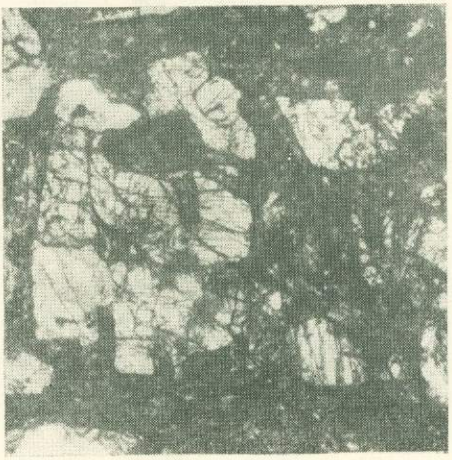
3

Зак. 1737. — А. Н. Заварицкий.

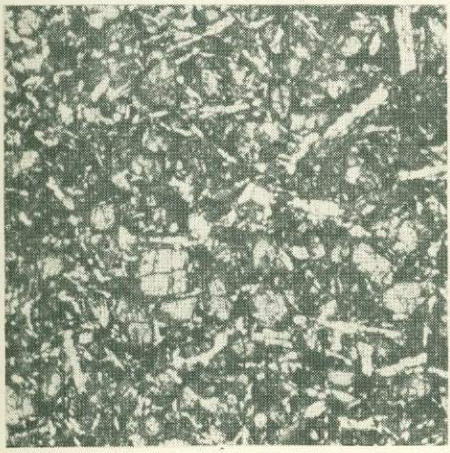
№67 19



1



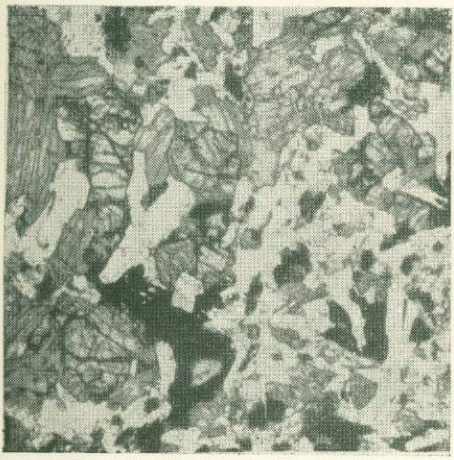
2



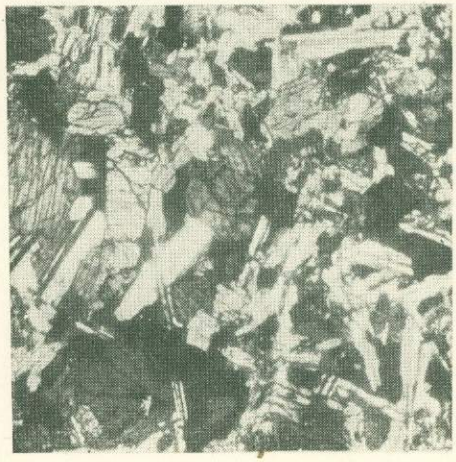
3



4

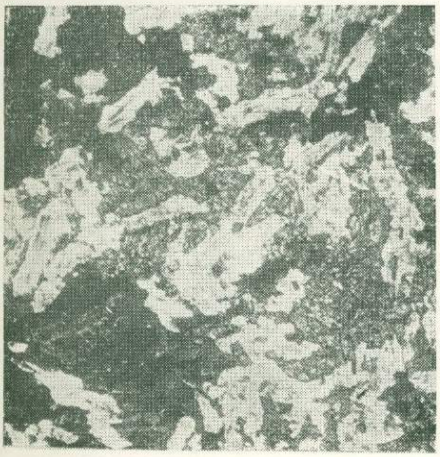


5



6

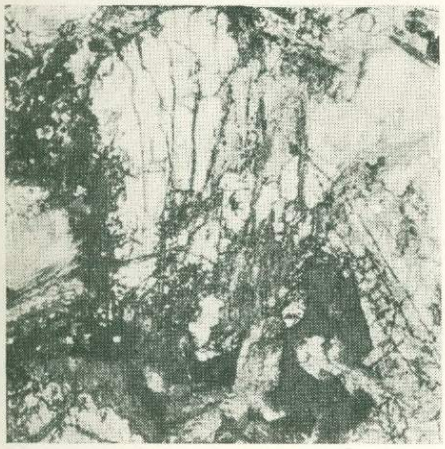
Зак. 1737. — А. Н. Заварицкий.



1



2



3



4

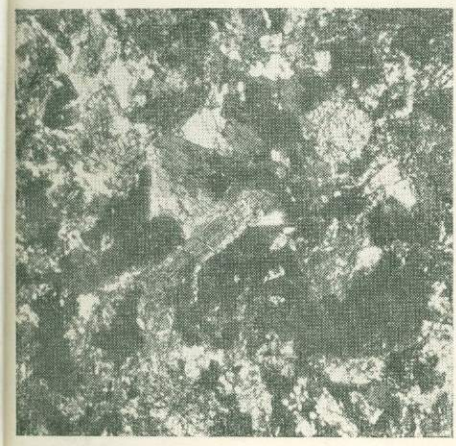


5

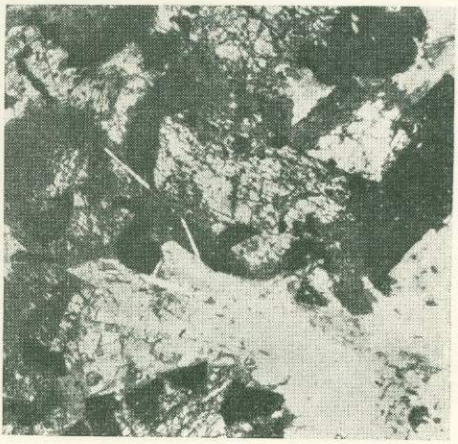


6

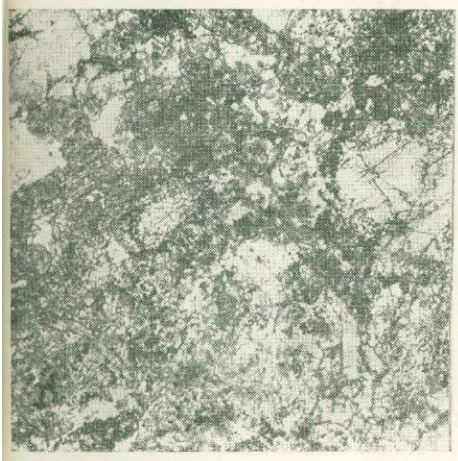
Зак. 1737.



1



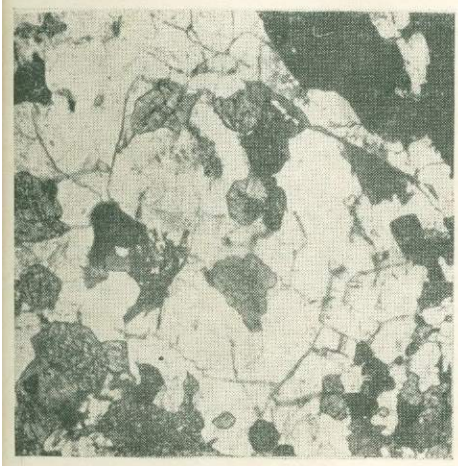
2



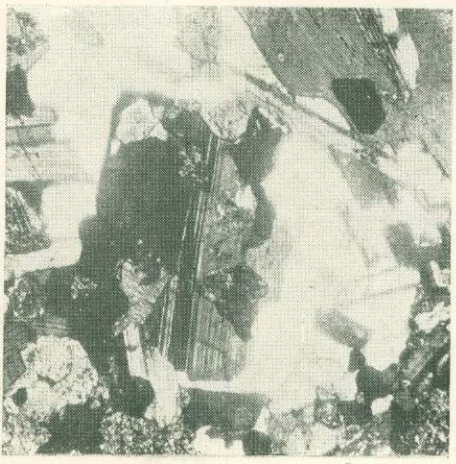
3



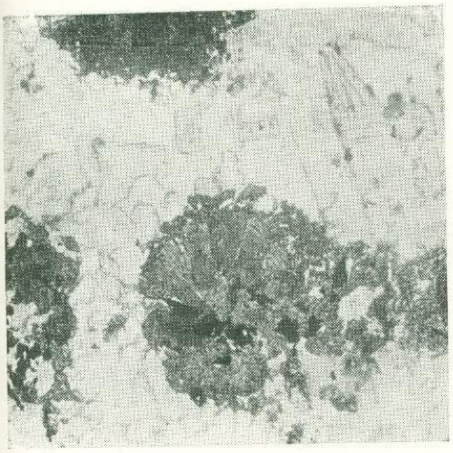
4



5



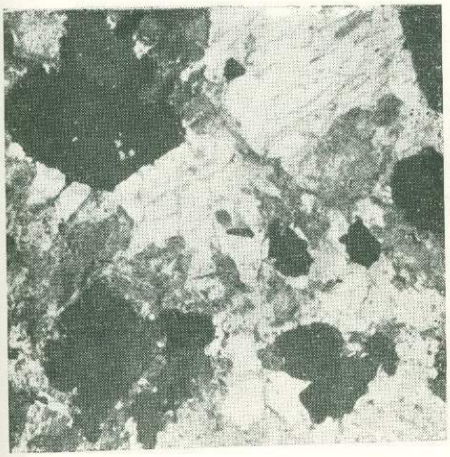
6



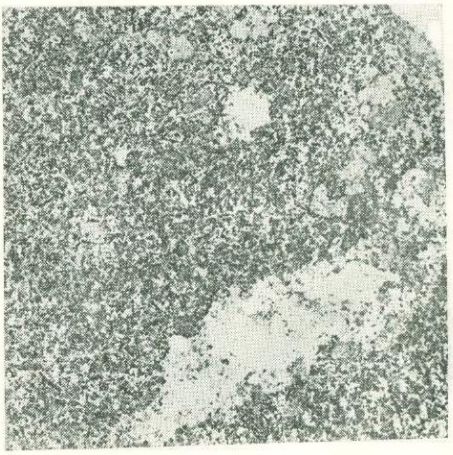
1



2



3



4



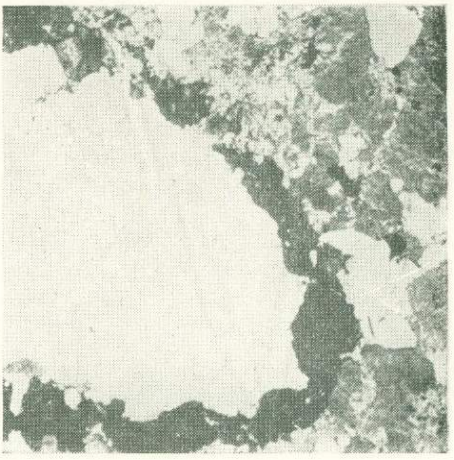
5



6



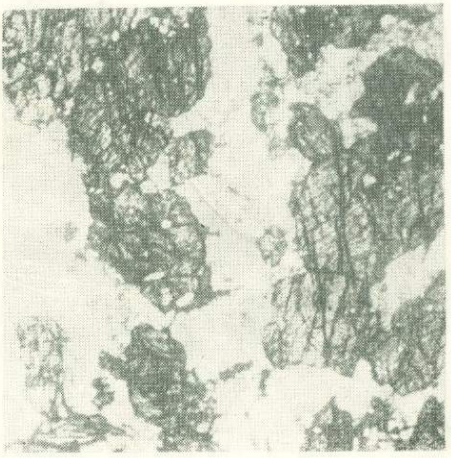
1



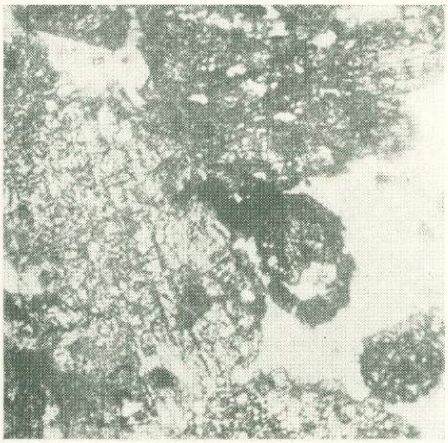
2



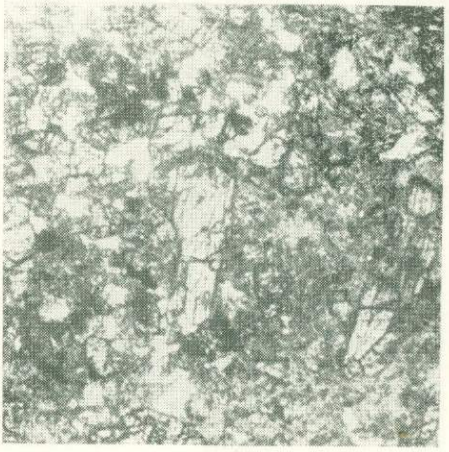
3



4



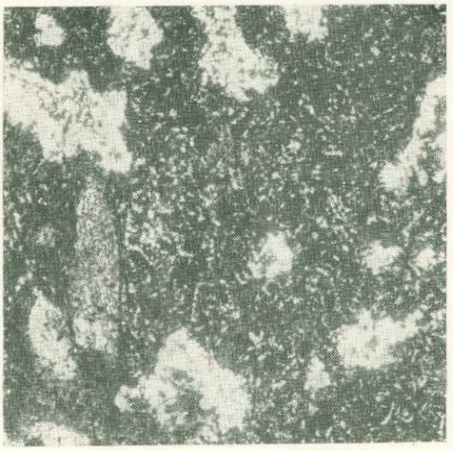
5



6



1



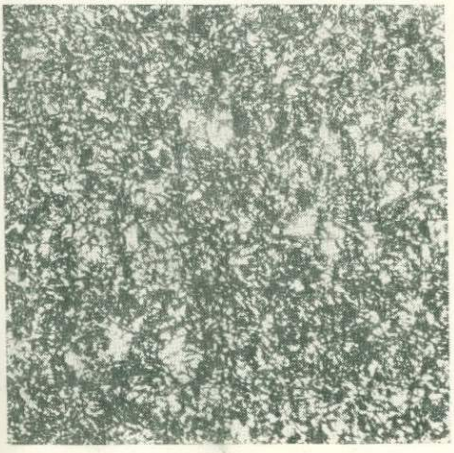
2



3



4



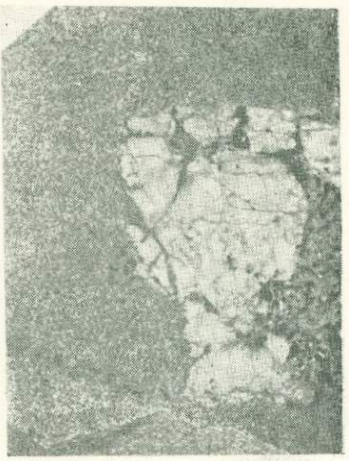
5



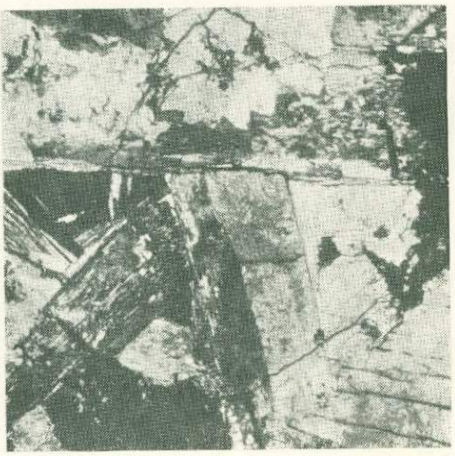
6



1



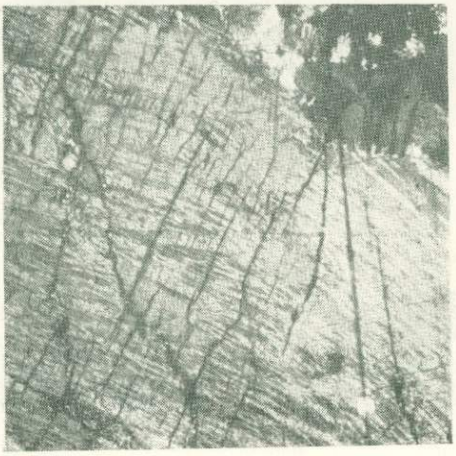
2



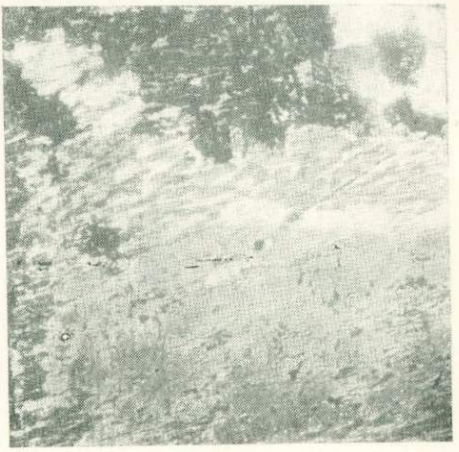
3



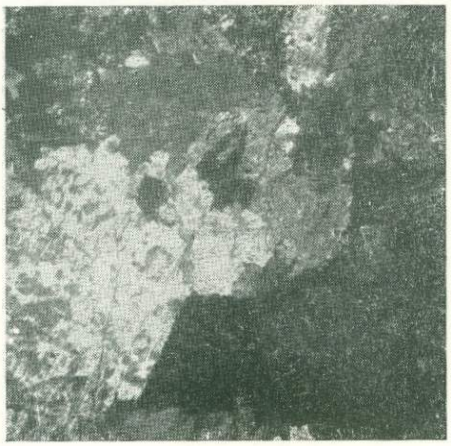
4



5



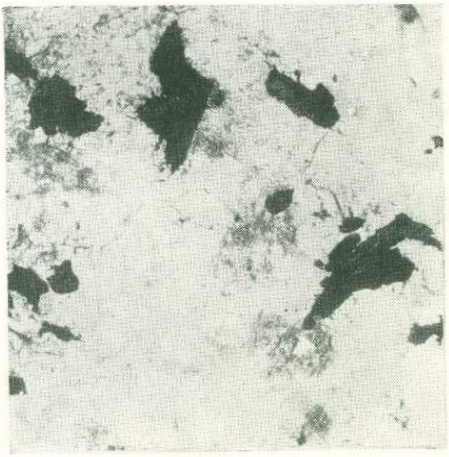
6



1



2



3



4



5



6



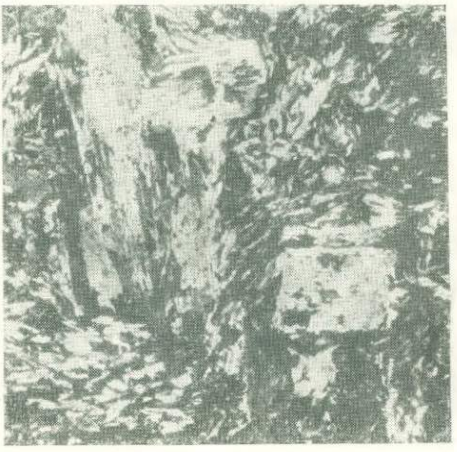
1



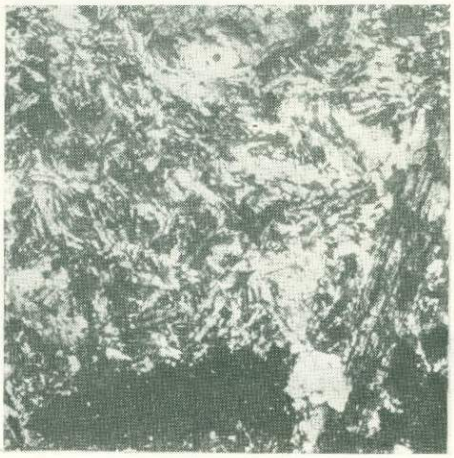
2



3



4



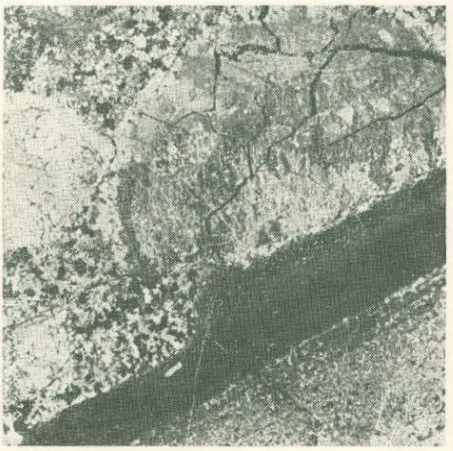
5



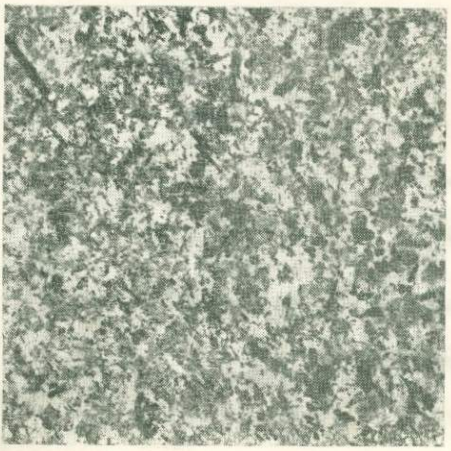
6



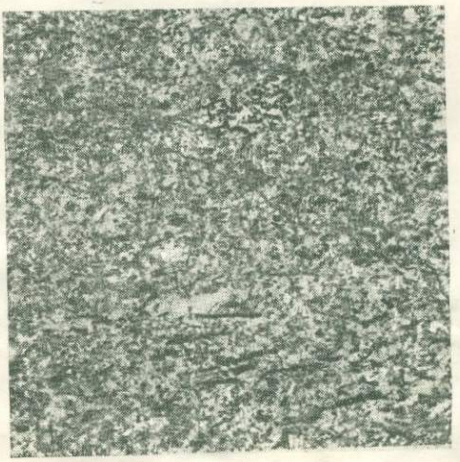
1



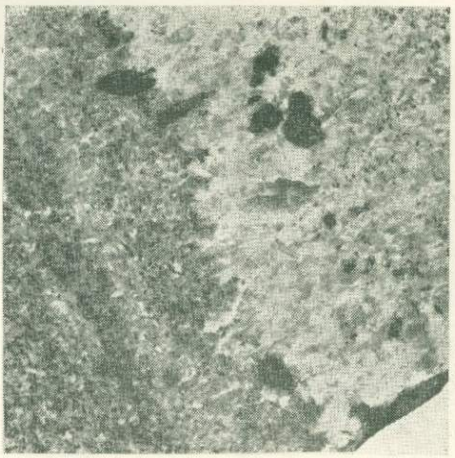
2



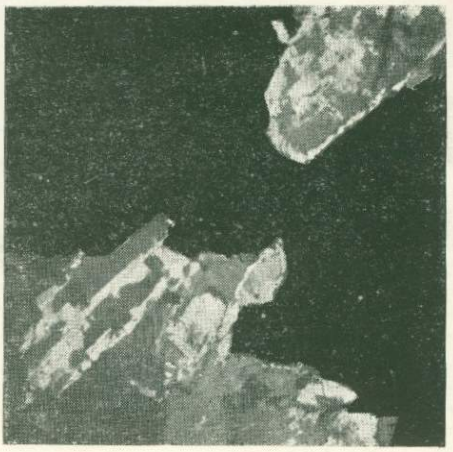
3



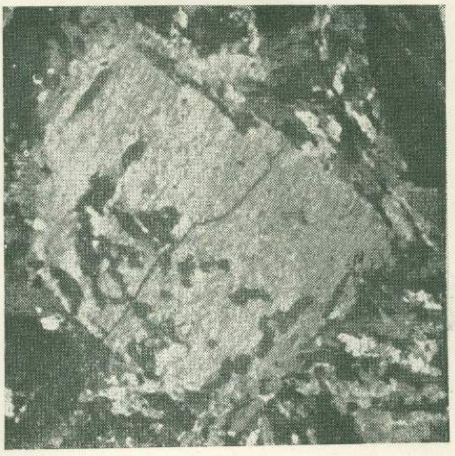
4



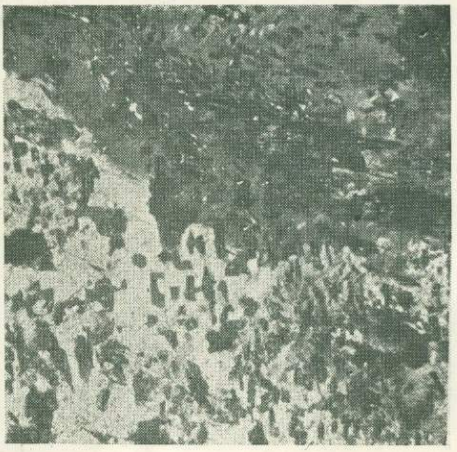
5



6



1



2



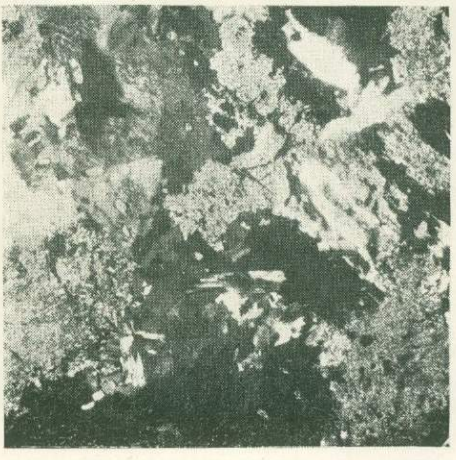
3



4



5



6

Зак. 1737. — А. Н. Заварицкий.



ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
БЕРДЯУШСКОГО ПЛУТОНА

Составили А.Н. Заварицкий и Л.Г. Кваша

1:50000

500 м. 0 1 2 км.

Сечение рельефа через 20 метров

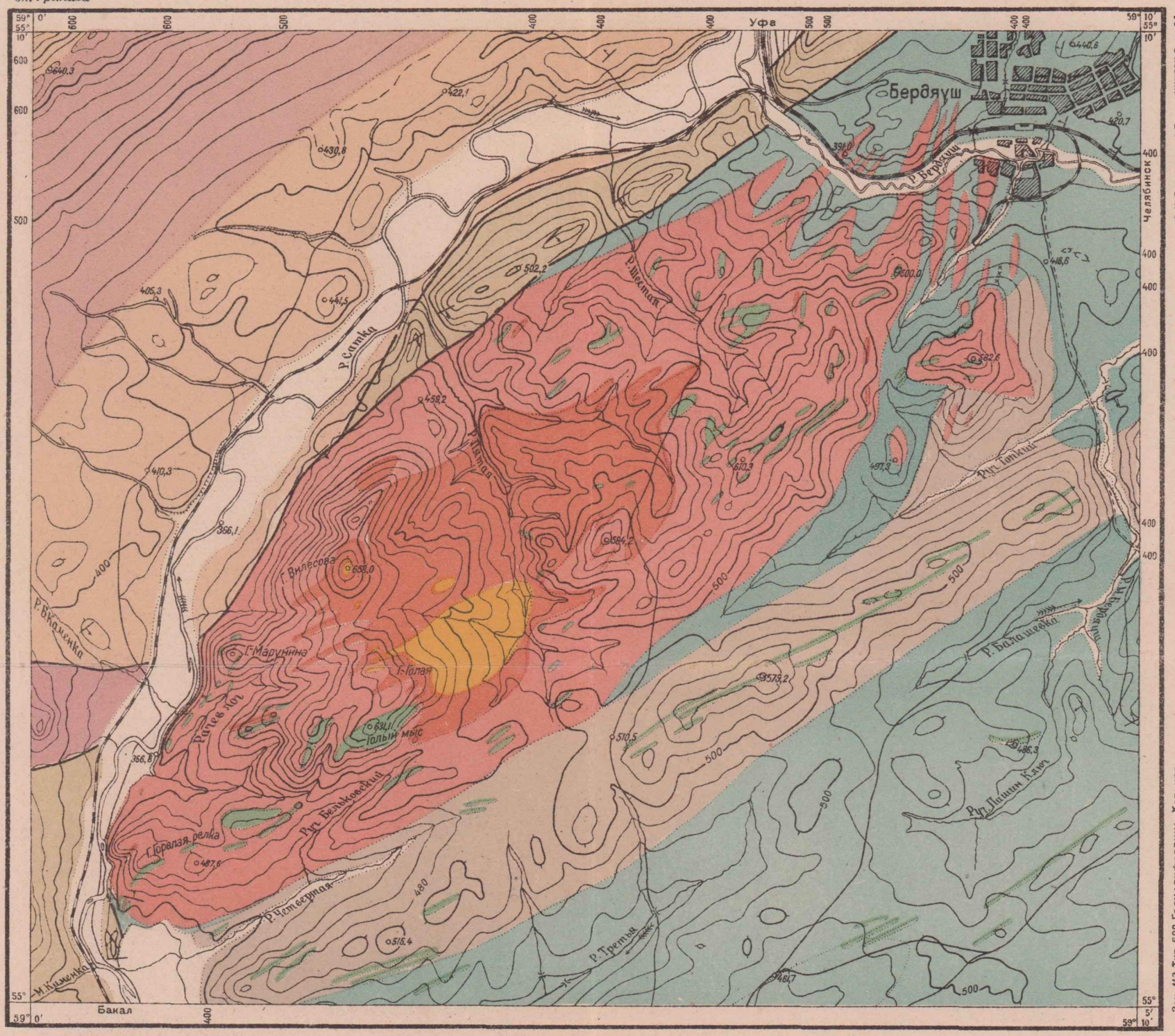
GEOLOGICAL MAP OF THE
BERDIAUSH MASSIFF

By A. Zavaritsky and L. Kvasha

Scale · 1: 50000

Contour intervals 20 m.

от Гринича



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

LEGEND

Граниты
Granites

Сиениты и сиенитовые порфиры
Syenites and syenite porphyries

Нефелиновые сиениты
Nepheline syenites

Меланократовые гибридные горные породы и диабазы
Melanocratic hybrid rocks and diabases

Доломиты Саткинской виты
Dolomites of the Satka series

Аспидные сланцы Саткинской свиты (в контакте с гранитом роговики)
Slates of the Satka series (hornfelses in contact with granite)

Кварциты и сланцы Сулеинской свиты
Quartzites and slates of the Sooleia series

Песчаники и кварциты верхней части Сулеинской свиты
Sandstones and quartzites of the upper part of the Sooleia series

Ленточные мергели Катавской свиты
Marlstones of the Katav series

× × × *Выходы скарнов*
Outcrops of scarn-rocks

——— *Тектонические линии и разрывы*
Overthrusts and faults

А.Н. Заварицкий Труды ЦНИГРИ Вып.96

Зак. 113 Тир. 600 Госкартфабрика Харьков

Институт Геологических Наук АН Арм. ССР
Библиотека
2000

Ин-т геол. наук АН Арм. ССР
Библиотека
2000

19

19