

А.Н.ЗАВАРИЦКИЙ, В.А.ЗАВАРИЦКИЙ

ПЕТРОГРАФИЯ
ИШИМСКОГО
ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

А. Н. Заварицкий, В. А. Заварицкий

ПЕТРОГРАФИЯ
ИШИМСКОГО
ЩЕЛОЧНОГО
МАССИВА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1973

УДК 552.12 (234.85)

А. Н. Заварицкий, В. А. Заварицкий. Петрография Ишимского
щелочного массива. Изд-во "Наука", 1973.

В монографии содержится весьма обстоятельное описание горных пород своеобразного Ишимского щелочного массива, многие из которых являются крайне редкими, и их взаимоотношений, сопровождаемое детальным изучением породообразующих минералов, химическими анализами пород.

Ответственный редактор
академик В. С. Соболев

А.Н.Заварицкий, В.А.Заварицкий

Петрография Ишимского щелочного массива

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики
Сибирского отделения АН СССР

Редактор издательства Т.А.Николаева, Художник А.А.Люминарский
Художественный редактор С.А.Литвак. Технический редактор Л.М.Сурикова

Подписано к печати 29.XI.72 г. Формат 60 x 90 1/16

Усл.-печ. л. 11,5+0,25 вкл.

Т-20344 Бумага офсетная № 1. Тип. зак. 17. Цена 1 р.30 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21.

1-я типография издательства "Наука" Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

Ишимский щелочной массив был открыт в 1931 г. М.С.Волковой при общей геологической съемке Казахстана. Небольшая коллекция очень интересных щелочных пород была передана тогда А. Н. Заварицкому, и в результате его обработки им были опубликованы статьи (1934, 1936).

В то время о геологическом строении массива не было почти никаких сведений, и поэтому А. Н. Заварицкий, заинтересовавшись оригинальными щелочными породами Ишима, в 1936 г. посетил массив и в течение двух месяцев очень тщательно собрал большой и интересный петрографический материал. В дальнейшем обстоятельства сложились так, что обработкой собранного материала акад. А. Н. Заварицкий так и не смог заняться, хотя он неоднократно пытался найти время для его исследования (1938). Судя по сохранившимся материалам, акад. А. Н. Заварицкий собирался написать о Ишимском щелочном массиве большую монографию, аналогичную, вероятно, его работе о Бердяушском плутоне на Урале (1937). К сожалению, в оставшихся материалах не оказалось общего плана этой монографии. Сохранились только коллекции образцов и шлифов, полевые дневники, данные химических анализов нескольких образцов и часть текста, относящаяся главным образом к описанию геологии массива и отчасти к петрографической характеристике эпидейцитовых порфиров.

Щелочные породы Ишима – весьма оригинальные горные породы, и знание их существа должно иметь некоторое значение при решении ряда общих петрографических вопросов. С собранным лично акад. А. Н. Заварицким фактическим материалом и его первыми представлениями о геологии Ишимского массива должны ознакомиться широкие круги наших петрографов. Поэтому необходимо было закончить начатую работу. Это было и сделано В. А. Заварицким.

Настоящая работа состоит из двух частей. В первой части приведены все данные о геологии Ишимского массива, которые можно было почерпнуть из материалов акад. А. Н. Заварицкого. При этом оказалось возможным составить схематическую геологическую карту массива. Такую карту А. Н. Заварицкий, несомненно, сам соби-

рался составить. Для этой цели одновременно с его полевыми наблюдениями проводилась топографическая съемка массива Г. В. Яниковым и А. В. Марусовым, бывшими тогда студентами Московского университета. Копия составленной ими топографической карты сохранилась в материалах А. Н. Заварицкого. Кроме того, в полевых дневниках находились выполненные на глазомерной основе карточки обнажений некоторых участков массива. На них были нанесены даже некоторые контакты между разными горными породами. Таким образом, прилагаемая к настоящей работе карта представляет собой обобщение всех этих черновых материалов, но, конечно, она не отвечает всем требованиям, предъявляемым к геологической карте указанного масштаба.

В первую часть настоящей работы входит составленное акад. А. Н. Заварицким геологическое описание Ишимского массива, в котором он подробно описывает разные его участки.

Вторая часть содержит довольно подробную петрографическую характеристику главнейших типов щелочных пород Ишима. Описание вулканических пород, сделанное А. Н. Заварицким (глава 2), пришлось лишь немного дополнить. Описание интрузивных и метаморфических пород сделано В. А. Заварицким.

В кратком заключении отмечены некоторые общие вопросы, с которыми пришлось столкнуться при изучении ишимских пород.

В связи с поисками полезных ископаемых в последние годы Ишимский массив, по-видимому, изучался различными исследователями. Однако по тем или иным причинам в опубликованной литературе пока нет достаточно полного описания его щелочных пород. Поэтому результаты нашей работы могут быть использованы всеми, кто заинтересован в изучении щелочных пород в настоящее время.

ЧАСТЬ I

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИШИМСКОГО МАССИВА

Глава 1. МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ ИШИМСКОГО МАССИВА, ЕГО ТОПОГРАФИЯ И ХАРАКТЕР ОБНАЖЕНИЙ

Ишимский массив расположен на правом берегу р. Ишим в его среднем течении. Ближайший поселок Савенкова находится к северу, в 10 км ниже по течению р. Ишим.

Р. Ишим от своих верховьев течет сначала на юго-запад, а затем она круто поворачивает к северу, и примерно в 30 км ниже этого поворота находится описываемый нами массив. Топографически он заметно выделяется как группа небольших холмов, отстоящих на 2–3 км от реки, а в северной части подходящих к ней ближе – на расстояние около 1 км. Площадь, занятая массивом, имеет 9–10 км в длину, с севера на юг, и около 6–7 км в поперечном направлении, с запада на восток.

С юга группа холмов ограничена логом Ашил–Сай, хотя самые южные холмики переходят на другую (левую) сторону этого лога. На севере границей участка является ровная, закрытая мощными наносами поверхность, полого спускающаяся к логу Тас–Аткан. На запад от р. Ишим располагается равнина вплоть до предгорий Урала, и холмики Ишимского массива являются первыми возвышенностями из тех, которые широко распространены к востоку от этой равнины.

Эта топографически обособленная группа холмиков не ограничивает собой распространение щелочных пород. Последние были встречены и на пологой возвышенности несколько северо-восточнее и, кроме того, наблюдались Е. А. Кузнецовым в виде изолированных выходов среди палеозойских кремнистых сланцев к востоку от Ишимского массива. Это геологически обособленные выходы щелочных пород, генетически, возможно, и связанных с исследованным нами массивом; но во всяком случае не участвующих в его строении. Однако нужно иметь в виду, что, исследуя Ишимский массив, мы имели дело только с некоторой частью одного геологического комплекса; ни границы его, ни его строение в целом не доступны наблюдению, так как все это большей частью скрыто под современными наносами или (на востоке) под третичными отложениями.

В расположении холмов, из которых самой высокой возвышенностью является гора Коркутал, где стоит триангуляционная пирамида,

нельзя заметить какой-либо явной связи рельефа с геологическим строением за исключением, пожалуй, того обстоятельства, что наиболее значительные возвышенности сложены эффузивными породами и туфами.

Нет надобности описывать подробно особенности рельефа. Это типичная картина так называемого "мелкосопочника". Местность совершенно лишена древесной и кустарниковой растительности. Только по берегам р. Ишим — заросли тальника, остальное представляет степь, преимущественно ковыльную, каменистую на возвышенностях. В пониженных местах кое-где встречаются солончаки и образования, подобные такырам. В руслах наиболее крутых логов — Тас-Аткана, Ашил-Сая и других местами сохраняются болотца, полузаросшие камышом и осокой.

Обнажений коренных пород на холмиках и пологих буграх в пределах холмистого участка довольно много, но они прерываются в пониженных местах. Кое-где скалистые выходы пород можно встретить и в руслах логов.

Характер обнажений Ишимского массива таков, что строение его не может быть установлено с полной несомненностью. Большой частью мы вынуждены делать только более или менее вероятные предположения. Совершенно не обнажены периферические части массива и границы его с вмещающими породами. Только после значительных перерывов в обнажениях появляются выходы горных пород, окружающих массив. На юго-западе это отрывочные выходы роговиков около русла Ишима; на севере и северо-востоке — вулканические туфы порфиритового состава; на востоке — палеозойские сланцы, отделенные от массива полосой третичных песчаников; на юге — известняки нижнего карбона, довольно богатые окаменелостями. Все эти горные породы выходят на поверхность в таком удалении от массива, что об отношениях между ними и щелочным массивом можно строить только малообоснованные догадки.

Глава 2. ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИШИМСКОГО МАССИВА

Ишимский щелочной массив обладает сложным геологическим строением и в то же время, как указано, очень плохо обнажен (фиг. 1). Это обстоятельство заставляет при изложении его геологии возможно более четко разделять непосредственно наблюдаемые факты от вытекающих из них представлений.

Для того чтобы сделать более понятным геологическое описание массива и его отдельных частей, полезно вначале изложить общие черты его геологии, определяющие роль отдельных горных пород в его строении.

Ишимский щелочный массив, несомненно, представляет центр вулканических извержений, происходивших, вероятно, в конце палеозоя. Эпилейцитовые порфиры, которые являются самыми оригинальными породами массива, — бесспорно эффузивные породы. Это древние, сильно метаморфизованные лейцитовые фонолиты, т.е. фонолитовые порфиры. Доказательства этого можно видеть, с одной стороны, в распространении этих пород на значительной площади, а с другой — в находках типичных слоистых туфов, тесно связанных с эпилейцитовыми порфирами. В более грубообломочных слоях туфов встречаются осколки и даже целые кристаллы эпилейцита.

Соотношение порфиров и туфов и элементы залегания последних в большинстве случаев нельзя выяснить. Туфы более распространены в центральной части площади развития порфиров. В целом толща вулканических пород, несомненно, дислоцирована, собрана в складки, по-видимому, почти широтного простирания. Преимущественно наблюдается широтное или северо-восточное простирание отдельных слоев туфов и довольно крутое (до 70°) падение в ту или иную сторону.

Извержению фонолитов предшествовали излияния лав более основного, базальтоидного состава. Выходы палеотипных представителей лейцититов (эпилейцитовых порфиритов) сохранились кое-где среди площади развития порфиров, и здесь можно наблюдать пересечение их дайками последних.

Основанием экструзий щелочных фонолитовых и базальтоидных лав являлись, по-видимому, также эффузивные породы нормального андезитового и базальтового состава. Авгитовые и уралитовые порфириты встречены вблизи массива, но непосредственно отношения их с ним не наблюдались.

Кроме эффузивных фонолитов (эпилейцитовых порфиров) в строении Ишимского массива участвуют интрузивные нефелиновые сиениты. Они представляют продукты кристаллизации той же самой по существу магмы; интрузия ее произошла в толщу фонолитов и туфов, не будучи, очевидно, отделенной от ее образования большим промежутком времени.

Нефелиновые сиениты и щелочные сиениты без нефелина, тесно связанные с ними, несомненно, более молодые, чем эпилейцитовые

порфиры. Явления интрузивного контакта, жилки нефелинового сиенита в эпидейцитовых порфирах, ксенолиты последних в нефелиновых сиенитах наблюдались в северной части массива очень отчетливо. Контактное воздействие нефелиновых сиенитов на фонолитовые порфиры хорошо выражено и проявляется в образовании тонкозернистых ортороговиков, имеющих состав нефелиновых сиенитов.

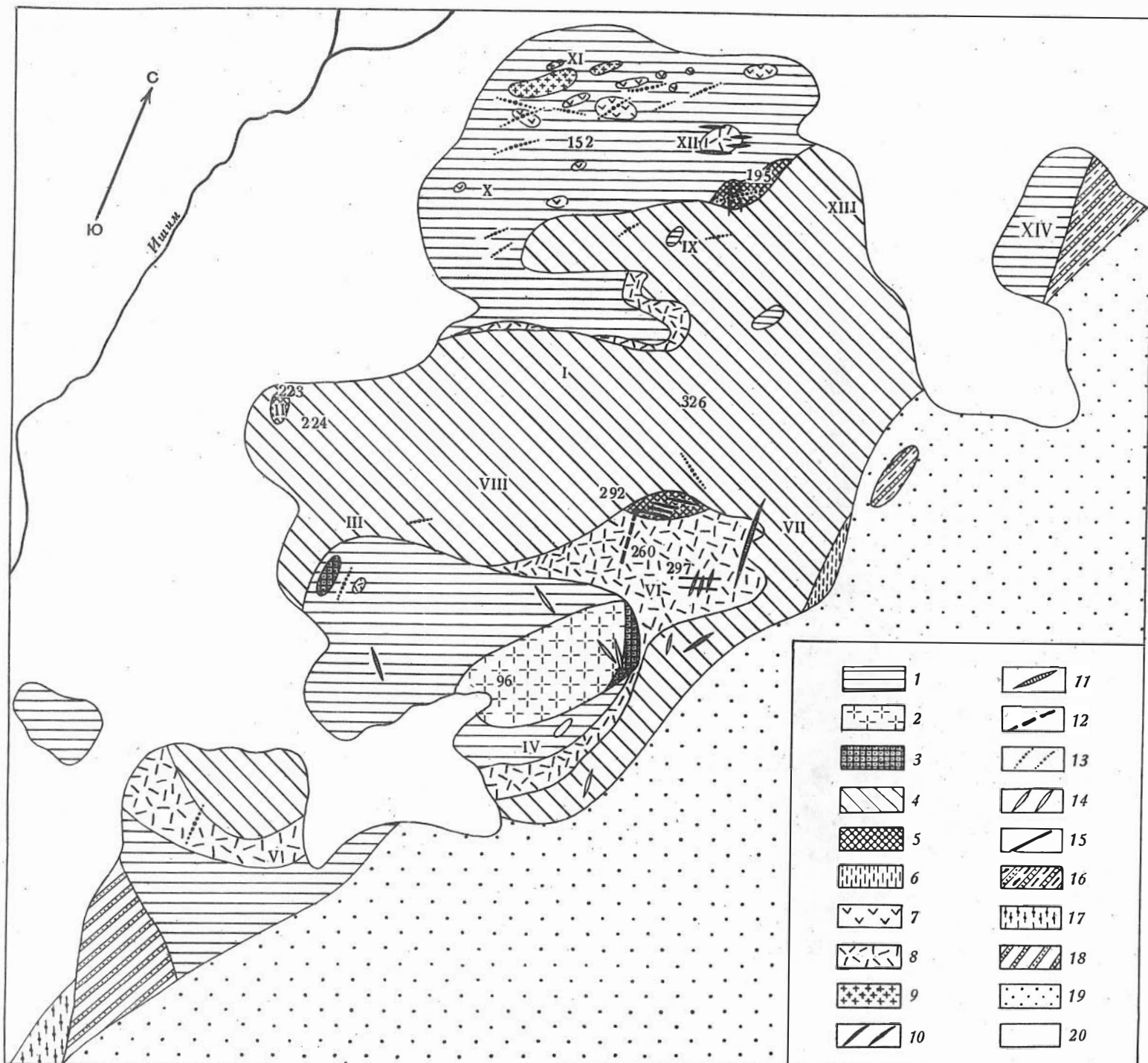
Соотношения залегания эпидейцитовых порфиров и нефелиновых сиенитов могут быть установлены только в самых общих чертах. Границы между этими породами прослежены в почти широтном направлении; только в некоторых местах были замечены резкие изломы границы, связанные, по-видимому, с поперечными разломами. Выходы нефелиновых сиенитов на поверхность в северной и южной частях массива разделяются широкой полосой эпидейцитовых порфиров и туфов, протягивающейся от горы Коркутал на запад к р.Ишим. Ширина полосы несколько более 2 км. Можно предполагать, что она отвечает синклиналеобразному погружению здесь нефелиновых сиенитов, выступающих на поверхность в крыльях этой "синклинали". Эпидейцитовые порфиры и туфы, по-видимому, покрывают сверху нефелиновые сиениты и обнажаются в наиболее высоких местах района.

Сами интрузивные нефелиновые сиениты представлены целым рядом разновидностей, различающихся по структуре и по минеральному составу: одни типы богаты нефелином, в других он почти исчезает; с одной стороны, нефелиновые сиениты переходят в горные породы, близкие к монмутиту и конгресситу, с другой – к ним тесно примыкают горные породы, имеющие состав шонкинита.

Внутреннее строение интрузивного тела нефелиновых сиенитов характеризуется "перепластованием" этих различных разновидностей, которые выходят на поверхность в виде полос, протягивающихся в широтном направлении. В этом же направлении ориентированы и наблюдающиеся местами директивные текстуры – удлинение кристаллов в породе, вытянутость шлиров и т.д. Всю эту полосчатость массива естественно связывать с теми явлениями возникновения слоистости вследствие "истечения", которые так характерны для многих интрузивных пород.

Своеобразные тонкозернистые и пятнистые нефелиновые сиениты, а также соответствующие порфировые типы, появляются у контактов интрузии с вмещающими фонолитовыми (эпидейцитовыми) порфирами. Эти гибридные и частично эндоконтактные образования близки к упомянутому выше экзоконтактовому ортороговику. Характерны поствагматические изменения нефелиновых сиенитов, выражающиеся в замещении нефелина светлой слюдой (либнеритом), сопровождаемым обычно покраснением полевого шпата.

Более поздним эпизодом в формировании Ишимского массива, чем образование нефелиновых сиенитов, была, по-видимому, интрузия менее щелочных пород, представленных рядом разновидностей от относительно богатых биотитом сиенитов до монцонитов, эссек-



Фиг. 1. Геологическая карта Ишимского щелочного массива (Западный Казахстан). Составлена по материалам А.Н.Заварицкого (1936)

1 - нефелиновые сиениты; 2 - меланократовые нормальные сиениты и монзониты; 3 - оливиновые монзониты и кенталлениты; 4 - фоновитовые порфиры (эпилейцитовые порфиры и их туфы); 5 - эпилейциты (эпилейцитовые порфириты); 6 - уралитовые порфириты; 7 - метапорфириты; 8 - ортороговики; 9 - парароговики; 10 - жилы эпилейцитовых порфиров в эпилейцититах; 11 - жилы нефелиново-сиенитовых порфиров; 12 - жилы кенталленит-порфиров; 13 - жилы диоритовых порфиритов и спессартитов; 14 - жилы аплитовидных гранитов, гранит-аплитов и пегматитов; 15 - жилы фергуссита; 16 - амфиболиты - метаморфизованные уралитовые порфириты; 17 - нижнекаменноугольные известняки; 18 - палеозойские глинисто-кремнистые сланцы; 19 - третичные песчаники; 20 - современные аллювиальные и делювиальные отложения

ситов и кенталленитов. В юго-восточной части массива эти породы слагают как будто штокообразное тело, окруженное нефелиновыми сиенитами. Непосредственно отношение нормальных сиенитов и щелочных габброидных пород к нефелиновым сиенитам в поле не видно, но по отношению к эпилейцитовым порфиритам они, несомненно, более молодые.

Жильная свита горных пород Ишимского массива представлена, с одной стороны, аплитами сиенитового и гранитового состава, а с другой – горными породами диоритового состава и лампрофирового облика. Предположительно жильные породы могут быть связаны либо с интрузией пород сиенито-эссекситового ряда, либо с интрузией диоритов, развитой за пределами Ишимского массива. Дайки аплитов встречены внутри штока нормальных сиенитов и вблизи него, где они пересекают контактово-метаморфические породы (ортороговики). Простираение их близко к меридиональному. Жильные породы диоритового состава (от спессаритов до кварцевых диоритовых порфиритов) распространены в Ишимском массиве более широко. Они, очевидно, древнее аплитов, так как северо-восточнее массива аплитовая дайка пересекает дайку жильного кварцевого диорита.

Кроме изверженных пород и упомянутых ортороговиков, возникших из фонолитов и у контакта с нефелиновыми сиенитами, в состав Ишимского массива входят в больших или меньших массах другие метаморфические породы, главным образом также обязанные своим происхождением воздействию магмы на более древние породы. В северной части массива встречен остаток парароговика, происшедшего из какой-то обломочной породы, вероятно, песчаника. Здесь же широко развиты ксенолиты своеобразных темных метаморфических пород ("метпорфиритов"), обладающих реликтовой порфировой структурой с обильными крупными фенокристаллами авгита. Возможно, эти породы образовались из основных эффузивных пород, слагающих основание Ишимского массива.

С юго-восточной стороны распространение щелочных пород ограничено развитыми здесь грубыми третичными песчаниками, появляющимися довольно близко от обнажений щелочных пород и отделяющими их от выходов других палеозойских образований. С других сторон границы массива скрыты под мощными современными отложениями. Только на больших, совершенно лишенных обнажений, появляются выходы различных палеозойских горных пород.

История формирования Ишимского массива на основании приведенных выше положений в общих чертах представляется в таком виде.

1. Извержениям магмы щелочного состава предшествовало, вероятно, излияние андезитовых и базальтовых лав, в результате которого образовалось основание массива.

2. Формирование самого щелочного массива началось с экструзии щелочной базальтоидной лавы, излившейся в небольшом количестве. В результате возникли тефриты или лейцититы (эпилейцитовые порфириты), сохранившиеся только в небольших остатках.

3. Главная масса вулканических продуктов была представлена лейцитовыми фонолитами; их экструзия сопровождалась взрывами, давшими начало вулканическим туфам, состоящим из довольно грубообломочного материала и образовавшимся скорее , чем в подводных условиях.

4. Вслед за этими экструзиями произошло поднятие той же магмы и инъекции ее в толщу вулкана, частью послойно, частью по трещинам. Во время самой интрузии происходила некоторая дифференциация, и таким образом возникли различные разновидности нефелиновых сиенитов , "переслаивающихся" между собой.

5. Чрезвычайно интересные контактовые явления происходили на границе между фонолитами и внедрившейся в них щелочной магмой того же или близкого состава: фонолиты перекристаллизовались в ортороговики, имеющие состав нефелиновых сиенитов, возникали пятнистые нефелиновые сиениты и т.д. Одновременно претерпевали глубокое изменение и основные изверженные породы, куски которых оказались захваченными магмой.

6. Следующий этап формирования щелочного Ишимского массива представляет интрузия магмы, изменявшей свой состав и давшей начало породам сиенит-монзонит-эссекситового рода. Они отличаются непостоянством своего состава; характерно богатство полевошпатовой известью и фемическими составными частями наряду со щелочным характером пород. Может быть, в этом сказывается усвоение щелочной магмой веществ основных изверженных пород.

7. Дальнейшая дифференциация, вероятно, приводила к образованию горных пород жильной свиты (аплитов и диоритовых порфирах), хотя возможно, что последние генетически непосредственно не связаны с Ишимским щелочным массивом.

8. Постмагматические изменения как в эпилейцитовых порфирах, так и в нефелиновых сиенитах могли быть вызваны различными причинами. Трудно сказать, сказалось ли здесь влияние автопневматолита и аддитивного метаморфизма, связанных с застыванием нефелиновых сиенитов, или воздействие на более древние породы сиенит-эссекситовой интрузии.

9. Во время или после формирования массива его породы подвергались динамометаморфизму. Явные его следы можно видеть в меридиональных полосах, проходящих в эпилейцитовых порфирах, где фенокристаллы эпилейцита сдавлены, превращены в очки и линзы, а основная масса частично перекристаллизована и приняла сланцеватую текстуру. Возникали своеобразные гнейсовидные породы. Отношение этих явлений к этапам формирования массива еще не совсем ясно.

Глава 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ИШИМСКОГО МАССИВА И ЕГО ОТДЕЛЬНЫХ ЧАСТЕЙ

Вследствие различного характера обнаженности Ишимского массива строение отдельных его участков может быть выяснено с разной степенью подробности. Если на вершинах холмиков коренные породы образуют нередко хорошие обнажения, где можно наблюдать многие детали, то в других местах редко встречается даже щебень коренных пород, и, наконец, между холмами обнажения совсем отсутствуют. Поэтому изложение фактического материала относительно геологического строения массива лучше всего сделать, описывая отдельные его участки. Для удобства некоторые пункты получили условные названия или обозначены римскими цифрами как в тексте, так и на прилагаемой карте. На этой карте нанесены также номера некоторых обнажений, ссылки на которые есть в тексте.

При описании непосредственно наблюдаемых фактов, касающихся геологии массива, оказалось нелишним давать и некоторую петрографическую характеристику обнажающихся в разных местах горных пород, не только макроскопическую, но и микроскопическую, при этом возможно более краткую.

Северные холмы массива, центральная часть (пункт X1)

Эта самая сложная по своему строению часть массива обнажена на ряде холмиков, группирующихся в небольшую грядку северо-восточного направления с довольно крутыми склонами к северо-западу, в сторону р. Ишим, отделенную пологим понижением от грядки более южных холмов, располагающихся между рассматриваемыми холмиками и горой Коркутал. Несколько обособленно восточнее гряд X и X1 находится холмик XII. Его строение мы рассмотрим позднее. Наиболее заметный холмик (X1) в северной части массива привлекает внимание гладкой поверхностью в верхней части; только в нижней части его склонов выступают каменистые обнажения. Вершины этого холма и соседних с ним бугорков густо усыпаны щебнем метаморфической породы — парароговика. Кое-где среди щебня выступают коренные глыбы. Это порода серого, иногда желтовато-серого цвета, довольно светлая, афанитовая. Нередки образцы с брекчиевидной текстурой. Кластическая структура породы ясно видна на выветрелых поверхностях кусков. Под микроскопом порода обнаруживает свое происхождение из какого-то песчаника, Она существенно состоит из кварцевых зерен и их небольших агрегатов, между которыми развиваются калиевый полевой шпат, биотит, частью хлоритизированный, и местами эпидотовые минералы. Структура породы кристаллобластическая, скорее всего бластосаммитовая.

Парароговик описанного состава как бы шапочкой на вершине холма прикрывает нефелиновые сиениты и связанные с ними породы.

Тонкие жилы нефелинового сиенита, иногда с нефелином, замещенным слюдой, и обычно тонкозернистого, пересекают парароговики, как это видно на грядке, примыкающей к холму XI с юго-запада.

Нефелиновые сиениты выступают на склонах холмов и даже в понижениях между вершинками холмов.

На вершине холма, расположенного восточнее холма XI и отделенного от него небольшим ложком, наблюдаются такие же соотношения горных пород. Самая вершина его сложена парароговиками. Здесь это плотные желтовато-серые породы, также иногда с брекчиевидным строением и пустотами, похожими на пустоты миндалин. Под микроскопом – те же характерные округлые зерна кварца и цементирующий их вторичный калиевый полевой шпат. Пироксен, который можно узнать только в некоторых более крупных зернышках, развивается в виде почти неразличимо тонкозернистых скоплений.

Почти у самой вершины бугра с северо-западной стороны в отдельных крупных кусках наблюдались тонкие полевошпатовые инъекции в парароговике.

На северных склонах холмиков, увенчанных, таким образом, парароговиками, выступают: на восточном холмике – серовато-белые нефелиновые сиениты с гастингситом и с трахитоидной текстурой; на западном – горные породы, имеющие состав нефелиновых сиенитов, но с очень неоднородным строением – то более крупнозернистые, то более мелкозернистые. Цветные минералы, которыми здесь являются эгирин-авгит и главным образом замещающий его гастингсит, распределяются также неравномерно; в участках с более крупными зернами местами видны скопления зерен цветного минерала. Под микроскопом более крупнозернистые участки обнаруживают типичную структуру нефелинового сиенита с удлинёнными разрезами зерен калиевого полевого шпата и с ксеноморфным нефелином. Цветной минерал – эгирин-авгит с каемками гастингсита. Пироксен идиоморфен по отношению к полевому шпату, и это создает своеобразные цессорные минералы – магнетит и апатит, последнего много. В более мелкозернистых участках породы структура гранулитоподобная или кристаллобластическая, напоминающая роговиковую. Гастингситовая роговая обманка наблюдается в очень неправильных зернах, крупные решетовидные ее зерна похожи на порфиробласты; количество нефелина в мелкозернистых участках убывает.

В этих неоднородных и по структуре, и по составу породах встречаются темные тонкозернистые включения (ксенолиты) угловатой формы. В отдельных выходах тут же обнаружена серая афанитовая порода, являющаяся, по-видимому, ортороговиком, происшедшим из эпилейцитового порфира или его туфа. Под микроскопом видно, что эта порода состоит существенно из полевого шпата, нефелин в ней неразличим; цветной минерал – бледно окрашенный биотит; присутствуют кальцит и магнетит как примеси. Под микроскопом заметны также следы брекчиевидного строения, причем в некоторых обломках еще различимы реликты микролитовой структуры.

На юг от описываемых холмиков, увенчанных парароговиками, распространены главным образом нефелиновые сиениты и тесно связанные с ними породы, появляющиеся уже внизу южных склонов холмиков. Если двигаться к югу от холмика, отмеченного точкой X1, то вслед за парароговиками можно увидеть пятнистые мелкозернистые нефелиновые сиениты с пятнами, имеющими вид псевдолейцитовых выделений: за ними выступают светлые, серовато-белые, среднезернистые и даже крупнозернистые нефелиновые сиениты. В этих породах, обладающих более или менее ясно выраженной директивной текстурой с север-северо-восточным простиранием ($60-70^{\circ}$), согласно проходит узкая полоска серой тонкозернистой разности нефелинового сиенита и затем, также согласно, полоса зернистой, более темной щелочной габброидной породы, имеющей состав шонкинита и также с директивной текстурой. Далее среди нефелинового сиенита выступают "металпорфириты", привлекающие внимание угловатой отдельностью породы. Эти выходы располагаются здесь тоже полосой. В "металпорфирите" крупные фенокристаллы авгита величиной до 1 см заключены в афанитовой тонкозернистой основной массе, среди которой серовато-белые кристаллики полевого шпата величиной до 1-2 мм также имеют вид мелких фенокристаллов. Под микроскопом видно, что основная масса состоит из зеленой слюды, плагиоклаза и зеленоватого моноклинного пироксена. Заметна неясно выраженная кристаллизационная сланцеватость.

Далее на юг нефелиновые сиениты пересекает жила спессартита, в котором макроскопически можно различить только отдельные призмочки роговой обманки и зернышки полевого шпата.

Подобное же строение можно видеть и к югу от более восточного холмика, увенчанного выходами парароговика (к востоку от пункта X1). Серовато-белые, относительно крупнозернистые нефелиновые сиениты тянутся также на восток. Они также обладают директивной текстурой; цветной минерал в них гастингсит. Такие же нефелиновые сиениты выступают, как мы видели, и на северном склоне этого холмика, исчезая далее под наносами.

В юго-восточном направлении от вершины данного холмика сразу же за щебнем парароговика видны выходы шонкинита из серовато-белого полевого шпата и черного цветного минерала. Заметна трахитоидная (директивная) текстура. Под микроскопом видно, что цветной минерал - зеленоватый пироксен, окруженный зеленовато-бурой роговой обманкой. Полевой шпат главным образом калиевый, и только в незначительном количестве попадает разложенный плагиоклаз. Размер зерен главных минералов 3-4 мм, иногда лейсты плагиоклаза несколько длиннее.

Далее встречены выходы "металпорфирита" в виде узкой полосы, а за ней, тоже полоской, щебень спессартита или диоритового порфирита с яснопорфировой структурой, с выделениями черных призм роговой обманки и белого полевого шпата.

Южнее описанных холмиков находится ровное пониженное пространство, отделяющее их от расположенной южнее каменистой гряды,

сложенной уже эпидейцитовыми порфирами и туфами. Оно занято главным образом нефелиновыми сиенитами и либнеритовыми нитами, чередующимися в виде полос. Нефелиновые сиениты из разных полос несколько различаются по структуре. Среди нефелиновых сиенитов здесь залегают значительные массы "металпорфиритов". Их каменные выходы, точно небольшие копны, выступают на ровном месте, а окружающие их нефелиновые сиениты обнажаются в виде отдельных плешин. В некоторых глыбах "металпорфирита" наблюдалось пересечение его жилами нефелинового сиенита, что указывает на более молодой возраст последних. Между выходами "металпорфиритов" тянется жила спессартита мощностью около 1 м, распавшаяся на щебень в выходе на поверхность. Она имеет северо-восточное простирание (55°). Возможно, что и она пересекает "металпорфириты". Спессартит макроскопически представляет собой серую с зеленоватым оттенком афанитовую породу с редкими, мелкими (2-3 мм) призматическими кристаллами роговой обманки, под микроскопом зеленой.

Нефелиновые сиениты, обнажающиеся на рассматриваемом участке, варьируют по структуре и по степени изменения. Здесь полосами распространяются серовато-белые, иногда розовато-белые среднезернистые разности с резко различающимися белым или розовато-белым полевым шпатом и черным амфиболом в призматических кристаллах или черным гранатом в зернах неправильной формы. Нефелина немного, и макроскопически он мало отличается от полевого шпата. В других полосах встречаются мелкозернистые, серые нефелиновые сиениты или розовые и красные либнеритовые сиениты, в которых нефелин замещен мелкочешуйчатым агрегатом бесцветной или зеленоватой слюдки. На карте трудно изобразить все эти полосы, перемежающиеся на небольшом пространстве и обнаженные только отдельными плешинками или маленькими выходами на ровном месте. Тонкозернистые нефелиновые (и отчасти либнеритовые) сиениты могут представлять в некоторых случаях и более поздние дайки, так как направление их выходов как будто несколько уклоняется от общего направления простирания трахитоидности зернистых нефелиновых сиенитов. В средней части описываемой лошинки розовые нефелиновые сиениты несколько более распространены, чем серовато-белые.

Очень пологий увал, расположенный восточнее описанных выше холмиков и протягивающийся на восток до Братолюбовской дороги, имеет подобное строение. Здесь основной фон также составляют нефелиновые сиениты.

пают, как небольшие копны, выходы "металпорфиритов". Самый большой из них находится вблизи дороги. Эти "металпорфириты" несколько варьируют по своему внешнему виду и структуре. Особенно интересными кажутся разновидности, в которых фенокристаллы неравномерно распределяются в основной массе. Выходы "металпорфиритов" в виде округлых или эллипсоидальных и неправильных глыб обычно окружены щебневыми обнажениями нефелиновых сиенитов. Последние здесь различны как по общей окраске, так и

по структуре. Тонкозернистые разновидности, иногда с порфировыми вкрапленниками, и здесь могут быть жильными. Такова порода, выходы которой вытягиваются в северо-восточном направлении (76°) в виде отчетливой грядки мощностью около 2 м. Эта порода находится в нефелиновых сиенитах и в тех метаморфических породах неоднородного строения (ортороговиках), которые мы уже видели на северном холме (пункт X1). Тут же по соседству в средней части описываемого увала и частью на его северном склоне появляются пятнистые псевдолейцитовые сиениты. Их выходы тянутся здесь, по-видимому, полосой, проследить которую, однако, трудно. Наконец, выходы даек тонкозернистого жильного диорита и спессартита с характерными игольчатыми кристаллами роговой обманки еще несколько усложняют строение этого участка.

Северные холмы массива, юго-западная часть (пункт X)

Сложное строение имеет более западный участок массива к юго-западу от пункта X1 по направлению к пункту X, но в общем оно сходно с тем, которое описано выше.

Основу и здесь образуют, по-видимому, среднезернистые нефелиновые сиениты, чередующиеся с подчиненными им сиенитами, почти без нефелина, либнеритовыми сиенитами, мелкозернистыми разновидностями и т.д.

Южнее пункта X1, за логом, на увальчике видны скалистые выступы двух даек спессартитов, мелкозернистых до плотных, образующие каменистые грядки. Более северная из них сложена мелкозернистой породой темно-серого цвета в свежем изломе. Кое-где выступают более крупные черные призмы роговой обманки, под микроскопом буровато-зеленой; плагиоклаз разложен; незначительная примесь кварца. Жила тянется в широтном направлении. К югу от нее вторая жила еще более отчетливая, мощностью около 1 м, простирается в северо-восточном направлении (55°) и имеет выход на поверхность в виде полосы щебня. Спессартит в ней представляет собой серую, почти афанитовую породу с призмочками роговой обманки, размеры которых достигают 2-3 мм; плагиоклаз здесь свежее и по составу близок к олигоклазу. Эта дайка проходит между выходами "метапорфиритов", издали бросающихся в глаза округлой формой глыб. "Метапорфирит" и здесь образует эллиптические тела, залегающие в некоторых местах наблюдались жилки нефелинового сиенита мощностью 1-2 см, пересекающие "метапорфириты".

Нефелиновый сиенит, окружающий эти выходы жильных и метаморфических пород, довольно крупнозернистый и содержит наряду с роговой обманкой много граната. Под микроскопом видны широкое развитие канкринита и значительная примесь флюорита.

К востоку от этих выходов нефелиновые сиениты видны на ровной площадке в виде еле заметных каменистых выступов и

плешинок. Крупнозернистые разновидности нефелиновых сиенитов, серовато-белые и розоватые, с гранитоидной структурой, иногда с трахитоидной текстурой, здесь также чередуются с мелкозернистыми серыми нефелиновыми сиенитами. Количество нефелина и в тех и других переменчиво. Гранат почти всюду является характерной примесью.

Грядка из небольших холмиков начинается к югу от описанного увальчика и протягивается на юго-запад к пункту X.

На самом северо-восточном ее окончании обнажается в виде небольшого каменистого бугорка темная горная порода, привлекающая внимание кроме состава своей пойкилитовой структурой. Крупные ойкокристаллы калиевого полевого шпата содержат вроски кристалликов пироксена, зеленоватого под микроскопом. Местами такая структура исчезает. В небольшом количестве в горной породе присутствует нефелин, и ее можно определить как нефелиновый шонкинит (№ 152). Следует отметить, что иногда калиевый полевой шпат образует округлые и полигональные пятна, имеющие вид псевдолейцитов.

Несколько дальше к юго-востоку, вероятно, среди нефелиновых сиенитов, закрытых здесь наносами, выступает изолированный каменистый выход "метаспорфирита". Макроскопически это эвпорфировая порода с выделениями авгита до 4 мм величиной в плотной темно-серой афанитовой основной массе. На выветрелой поверхности фенокристаллы авгита, сильнее разрушаясь, дают углубления. Под микроскопом видно, что авгит частично уралитизирован. Основная масса перекристаллизована, причем обильно развиваются актинолит и зеленая слюдка. Структура основной массы бласто-микролитовая.

Северная половина гряды, на юго-западной оконечности которой находится пункт X, сложена нефелиновыми сиенитами, среднезернистыми до крупнозернистых, серовато-белыми и светло-серыми, чередующимися полосами с розовыми и красными либнеритовыми сиенитами. Эти породы распространяются и на восточный склон холмика X. Здесь контраст между серыми нефелиновыми сиенитами и красными либнеритовыми сиенитами иногда очень отчетливый: нефелиновые сиениты состоят из серовато-белого полевого шпата и сильнее выветривающегося, образующего углубления, голубовато-серого нефелина, а в либнеритовых сиенитах полевой шпат ярко-красный и нефелин замещен светло-зеленоватой слюдой. Структура обеих пород одинакова.

По восточному склону гряды дальше на юг уже на расстоянии 800-900 м юго-восточнее пункта X встречаются на почве обильные плитки элиейшитового порфира или его туфа.

На западном склоне гряды (пункт X) наблюдается чередование среднезернистых и тонкозернистых нефелиновых сиенитов. Дайка диоритового порфирита пересекает их в северной части гряды. Породы этой дайки отличаются обилием фенокристаллов плагиоклаза изометрических очертаний, достигающих размера 3 мм, редко больше; в основной массе в мелких призмочках видна роговая обманка.

На вершине холма X особый интерес представляют ксенолиты "метапорфирита" в нефелиновом сиените. Размер их колеблется от нескольких сантиметров до 1 м в поперечнике. Местами можно видеть проникновение в них нефелинового сиенита в виде тонких жил. Кроме этих ксенолитов среди нефелиновых сиенитов у вершины холма, на его западном склоне как бы пластом залегают темно-серая тонкозернистая порода с остроугольной отдельностью, представляющая собой перекристаллизованный эпилейцитовый порфир (ортороговик). Она имеет вид деформированной смятой породы. На выветрелой поверхности видна неоднородность породы - неясно очковое строение, с линзовидными более светлыми пятнами. Под микроскопом виден тонкозернистый кристаллобластический агрегат полевого шпата, и, быть может, нефелина. Цветной минерал - биотит, но есть и гастингсит. Видно неравномерное, пятнистое распределение минералов. Толщина этого пластообразного включения ортороговика в нефелиновом сиените около 1 м. Падение согласное с директивной текстурой нефелинового сиенита на северо-запад под сравнительно небольшим углом.

Несомненно, что участок Ишимского массива около пункта X, так же как и около пункта X1, представляет собой приконтактную зону интрузии нефелиновых сиенитов, т.е. находится вблизи контакта с эпилейцитовыми порфирами. Последние, по-видимому, скрыты под наносами к северо-западу от этих холмиков, но об их присутствии говорят те породы, появление которых можно связывать с этим контактом.

Северные холмы массива, восточная часть (пункт XII)

Превосходный пример контактовых отношений между нефелиновым сиенитом и эпилейцитовым порфиром можно наблюдать на вершине холма XII.

На склонах и у подножья этого холмика со всех сторон видны нефелиновые сиениты, частью (с северной стороны) перемежающиеся с либнеритовыми сиенитами. Нефелиновые сиениты здесь среднезернистые с белым, иногда фиолетово-розовым шпатом. Директивная трахитоидная текстура часто хорошо выражена; плоскость трахитоидности имеет широтное ($275-280^{\circ}$) простирание и полого падает на север. Цветной минерал в нефелиновом сиените здесь гастингсит, иногда в вытянутых игольчатых кристаллах. На запад от холмика XII нефелиновые сиениты, как уже указывалось, распространены довольно широко.

На северо-восточном склоне описываемого холма почти до вершины расположены исключительно интересные обнажения. На первый взгляд, здесь довольно запутанная картина: из-под дерна выступает то нефелиновый сиенит; то эпилейцитовый порфир, более или менее перекристаллизованный. При более близком рассмотрении взаимные отношения между этими породами становятся совершенно яс-

ными. Здесь, несомненно, имеет место инъекция нефелинового сиенита в эпилейцитовый порфир. При этом трещины, по которым она происходила, в общем близки к тем, которые отмечают и в возникшей при этом трахитоидной текстуре, и в позднейшей отдельности нефелинового сиенита. Кроме такого направления инъекций местами наблюдаются и крутые секущие контакты с северо-восточным простиранием (60°). Такие апофизы нефелинового сиенита в эпилейцитовом порфире и ясные угловатые ксенолиты последнего в нефелиновом сиените не оставляют места сомнению в том, что здесь действительно нефелиновый сиенит является более молодой породой.

Нефелиновый сиенит в данном месте обычного для Ишимского массива типа с гастингситом и гранатом; в некоторых местах появляются также эгирит-авгит и биотит. Эпилейцитовый порфир перекристаллизован. Макроскопически это темная афанитовая порода, природа которой ясна, когда в ней имеются фенокристаллы из псевдоморфоз по лейциту. Под микроскопом это мелкозернистые породы, имеющие состав нефелинового сиенита с гастингситом. Структура имеет вид роговиковой; в некоторых образцах очень характерны решетовидные скелетные формы гастингсита. Лейцитовые кристаллы превращены в псевдолейциты и утрачивают свои очертания.

Из сказанного видно, что на вершине холма XII имеются или остаток кровли нефелиново-сиенитовой интрузии, причем эта кровля образована более ранними излияниями фонолитов, или же, быть может, даже ксенолиты этих пород, оторванные от кровли и погруженные в магму нефелинового сиенита. По трещинам в фонолитовом блоке проникала магма нефелинового сиенита, отрывая куски от стенок трещин и перекристаллизуемая окружающую породу.

Возвышенность между горой Коркутал и северными холмами, "Туфовая горка" (пункт IX)

Между описанными выше холмами северной части массива и наиболее возвышенной его частью, завершающейся горой Коркутал, на вершине которой стоит триангуляционная пирамида, вытягивается группа холмиков опять в виде широкой гряды. Пункт IX отвечает наиболее высокой точке всей гряды. С юга, примыкая к этой гряде, обрисовываются еще три бугорка, понижающиеся по направлению к западу.

В противоположность тому, что наблюдалось севернее, строение этого участка массива относительно простое: он почти весь занят вулканическими образованиями. Однако по краям его можно видеть интересные обнажения, важные для уяснения строения всего массива.

Спустившись с холма XII по его южному склону, сложенному нефелиновым сиенитом, и перейдя через лощину, закрытую нано-

сами, встречаем маленький каменистый пологий бугорок, расположенный в 700 м к северо-востоку от пункта IX. Обнажения на этом бугорке очень интересные. Он сложен главным образом темной основной породой, имеющей облик эпидейцитового порфирита. Эта порода выступает кое-где в виде небольших угловатых глыб с несколько закругленными ребрами. Щебень этой породы, к которому только в небольшом количестве примешивается щебень других находящихся здесь пород, обильно покрывает склоны. Макроскопически в свежем изломе это темная порода с призматическими фенокристаллами авгита, достигающими иногда 3–4 мм, и с многочисленными светлыми округлыми пятнышками размером большей частью около 0,5 мм. Эти пятнышки по внешнему виду могут быть приняты за мелкие миндалины, но под микроскопом ясно видно, что это эпидейциты, состоящие главным образом из калиевого полевого шпата.

Эпидейцитовые порфириты в данном месте пересечены дайками двоякого рода, идущими в разных направлениях почти под прямым углом. Две дайки эпидейцитовых порфиров имеют северо-западное простирание (330–340°). Более крупная из них, западная, имеет мощность около 2 м. Структура эпидейцитового порфира эвпорфировая, основная масса относительно светлого серого цвета, и в ней выступают типичные белые или розовые пятна эпидейцитов. Под микроскопом видна характерная микролитовая структура основной массы с относительно крупными размерами лейст полевого шпата.

Вторая, более тонкая дайка проходит в 30 м от первой к востоку. Мощность ее около 1 м. Дайка сложена афировой афанитовой породой серого цвета, несколько более темной, чем основная масса эпидейцитового порфира из западной дайки. Под микроскопом в структуре основной массы можно различать следы бывшей оцеллярной структуры. Третья дайка расположена на южном склоне бугра; она является как бы продолжением более восточной из указанных выше, но несколько сдвинута к западу.

Второй род даек на описываемом бугорке представлен дайкой микродиорита (спессартита) с северо-восточным простиранием (60°), несколько изгибающейся. Мощность ее около 1 м. Отдельность породы в ней угловатая, местами почти плитчатая, с поперечным расположением плиток по отношению к простиранию дайки. Дайка эта проходит через вершину бугра, где она пересекается с более мощной дайкой эпидейцитового порфира. Обнажения в данном месте не настолько ясны, чтобы можно было вполне отчетливо видеть это пересечение. Так как мы встречали в других местах дайки таких же пород, секущие нефелиновые сиениты, более молодые, чем эпидейцитовые порфиры, то, вероятно, и в данном месте дайка микродиорита пересекает мощную дайку эпидейцитового порфира. Другие дайки последнего расположены по обеим сторонам микродиоритовой дайки, но их обнажения не подходят к ней вплотную. Макроскопически микродиорит здесь представляет собой очень тонкозернистую или почти афанитовую породу, в которой тонкокристаллическая структура может быть различима только на выветрелых поверхностях. Кое-где встречаются розовато-белые пятнышки по-

левошпатовых выделений. Под микроскопом порода имеет довольно обычный вид спессартита с разложенным полевым шпатом; роговая обманка частично хлоритизирована.

К западу от описанного бугра на пониженном месте развиты нефелиновые сиениты. Граница их с описанными выше породами проходит вблизи подножья бугра, по-видимому, делая тут излом. В 300–400 м западнее эти нефелиновые сиениты раскопаны в небольшой каменоломне. Это типичные породы, частично (полосами) либнеритизированные.

К востоку, югу и юго-западу от рассмотренного бугра расположено поле развития эпилейцитовых порфиров и туфов. Вероятно, туф эпилейцитового порфира обнажается около пункта XII. Это афанитовая порода темно-серого цвета с неровным изломом. Иногда в изломе заметны следы кластической структуры. Под микроскопом тоже можно заметить следы слоистости и обломочного сложения, но в целом порода имеет тонкозернистую кристаллобластическую структуру и состоит из полевого шпата и зеленой слюды; в виде скоплений развиты мелкие зернышки эпидота.

К югу на продолжении того же увала, в северной части которого находится пункт XIII, распространен щебень афирового эпилейцитового порфира или туфа, а также встречены и небольшие выходы эвпорфирового, несомненно эпилейцитового порфира.

С запада эти обнажения отделяются пониженной ложиной от обнажений холма, на вершине которого находится пункт называли "Туфовой горкой". На вершине его имеются выходы туфа эпилейцитового порфира. В куче глыб на вершине можно видеть прекрасные образцы туфа со слоистой текстурой. Отдельные слои мощностью до нескольких сантиметров различаются по размерам слагающих их осколков. Это или тонкозернистые, плотные, афанитовые или грубообломочные прослойки, в которых невооруженным глазом можно видеть наряду с обломками породы осколки кристаллов эпилейцита, иногда целые псевдоморфозы размером до 5 мм и более. Иногда ясная кластическая структура, видимая на выветрелой поверхности кусков, делается почти неразличимой в свежем изломе породы. Под микроскопом обломочная структура вулканического туфа и природа породы (фонолита – эпилейцитового порфира), которой этот туф отвечает, совершенно ясны. Превосходно видны эпилейцитовые псевдоморфозы. В некоторых образцах форма обломков породы такая, как у туфа.

Небольшие коренные выходы на вершине холма позволяют подметить не вполне ясное северо-восточное, почти широтное простирание слоев туфов.

Склоны холма IX покрыты редким щебнем или туфа, или эпилейцитового порфира, большей частью афирового. Крупные глыбы выступают на бугорке в 500 м к югу от вершины холма. Некоторый метаморфизм и перекристаллизация пород проявляются в различной степени, но в общем породы изменены относительно слабо. Преобладают здесь, по-видимому, туфы, но выделить среди них на карте порфиры невозможно из-за плохой обнаженности.

Среди вулканических пород на северо-запад от вершины холма 1X внизу склона наблюдалась дайка диоритового порфирита (порфирированного спессартита) в виде отдельного выхода. Это порфировая порода; в серой тонкозернистой основной массе обильно рассеяны тонкие черные призмочки амфибола длиной до 2–3 мм и довольно редкие изометрические белые фенокристаллы плагиоклаза. Другой выход спессартита – афирового, тонкозернистого – находится на северо-восточном склоне холма 1X. Под микроскопом в этой породе видны призмочки довольно бледной зеленоватой роговой обманки, частью альбитизированного плагиоклаза.

К западу от вершины “Туфовой горки” (пункт 1X) в небольшой седловине среди эпилейцитового порфира или его туфа выглядывает небольшое пятно довольно мелкозернистого нефелинового сиенита. В отдельных глыбах можно наблюдать контакт его с эпилейцитовым порфиром.

Далее к западу по вершине увала, примыкающего с этой стороны к холму 1X, находятся щебень и куски туфа эпилейцитового порфира, нередко с отчетливой слоистостью. Под микроскопом различима кластическая структура; привлекает внимание то, что в числе обломков встречаются осколки породы с сохранившимися следами оцеллярной структуры, вообще не свойственной нашим эпилейцитовым порфирам, хотя по минеральному составу эти породы одинаковы. Некоторые разновидности эпилейцитовых порфиров, встреченные на описываемом увале, похожи на поверхностные образования на лавовых потоках.

Холмы к югу от “Туфовой горки”

Интересные обнажения встречены на холмиках южнее гряды, идущей от пункта 1X, расположенных в 700–800 м от этого пункта.

На вершинах этих холмиков в отдельных выходах обнаружены измененные эпилейцитовые порфиры. Макроскопически они мало отличаются от обычных, но основная масса у них имеет уже вид перекристаллизованной, тонкозернистой. Под микроскопом явления перекристаллизации выступают вполне отчетливо. Местами порода превращается в мелкозернистый ортоговик, имеющий состав нефелинового сиенита. Фенокристаллы теряют свои кристаллографические очертания, превращаясь в несколько более крупнозернистые, чем основная масса, пятна, лишённые или почти лишённые цветного минерала. Иногда обильно развиваются канкринит и кальцит.

На юго-восточном холмике наблюдались инъекции тонких жилок нефелинового сиенита в измененный эпилейцитовый порфир. На этом же холме по плоскостям отдельности эпилейцитового порфира можно было видеть тонкие жилки темно-фиолетового флюорита.

В нижней части склонов северо-западного, западного и юго-западного холмов выступают уже нефелиновые сиениты, ближе к контакту с эпилейцитовыми порфирами – мелкозернистые, а дальше – нормальные среднезернистые с более или менее ясной трахитоидной текстурой.

Вместе с мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами вблизи контакта появляются выходы пятнистого нефелинового сиенита, с крупными пят-

нами, похожими на псевдолейциты, и те самые породы неоднородного строения, которые мы наблюдали на склонах холма X1, в более северной части массива. В числе пятнистых нефелиновых сиенитов встречаются почти среднезернистые типы, в них характерны вытянутые лейсты калиевого полевого шпата, выделяющиеся блеском плоскостей спайности среди серой массы породы. Наблюдаются и пятна псевдолейцитов и иногда амфиболы. Интересно отметить расположение лейст полевого шпата внутри псевдолейцитов: они как бы растут снаружи внутрь, несколько расходящимися пучками.

Неоднородные ортоговики, встречающиеся в данном месте, под микроскопом имеют вид мелкозернистого гастингситового нефелинового сиенита; структура имеет облик роговиковой неравнозернистой и отчасти гнейсовидной. Видны пятна, имеющие некоторое сходство с псевдолейцитами, и зернистые псевдоморфозы из гастингсита по другому цветному минералу. Макроскопически наблюдается обычная картина: в светло-серой тонкозернистой массе находятся более крупнозернистые неправильные пятна, в центре которых скопляется роговая обманка. Пятна не имеют резких границ и переходят в неправильные полосы.

Таким образом, геологическое строение рассматриваемого небольшого участка очень напоминает то, что мы видели около пункта X1. Как и там, мы, очевидно, имеем здесь явления контактового воздействия нефелиновых сиенитов на эпилейцитовые порфиры.

Нефелиновые сиениты отсюда распространяются к западу и слагают, по-видимому, почти весь лог, проходящий здесь в западном направлении. Это видно по отдельным выходам: на южном склоне этого лога – на почве мелкий щебень эпилейцитового порфира, а еще южнее на вершинах бугров – более крупные куски и даже каменистые выходы этой породы с характерной неправильной угловатой отдельностью. Эти вулканические породы тянутся сюда непрерывно от горы Коркутал.

Гора Коркутал

Гора Коркутал – тоже небольшой, хотя и самый крупный в нашем районе холм, относительная высота которого от подножья составляет около 50 м. Он находится в восточной части площади обнажений массива. Довольно резко спускаясь к равнине, расположенной к востоку от него, к западу и к югу Коркутал переходит в примыкающие к нему отроги. Мы приводим описание только самого холма, его восточного подножья и тесно сливающегося с ним его западного отрога.

Уже издали склоны Коркутала привлекают внимание своей ровной гладкой поверхностью. Очень редко на них выступают каменистые обнажения. Эта гладкая поверхность склонов свойственна в Ишимском массиве холмам, сложенным эпилейцитовыми порфирами, сравнительно легко распадающимися в щебень при выветривании. При дальнейшем разложении породы основная масса ее разрушается обычно несколько сильнее, и эпилейцитовые вкрапленники рельефно выступают на поверхности кусков, а в некоторых случаях вываливаются совсем. На ровных

местах среди площади, занятой эпилейцитовыми порфирами, на почве иногда можно собрать хорошие псевдоморфозы по лейциту.

В нижней части относительно крутого западного склона горы Коркутал встречаются коренные выходы эпилейцитового порфира, частью афирового, а частью с хорошими фенокристаллами эпилейцита. Под микроскопом в породах из этих обнажений обнаружено присутствие многочисленных мелких эпилейцитов в основной массе вместе с микролитами полевого шпата. Афировые или бедные выделениями разновидности породы обнаруживают следы шлаковой текстуры; полости пор выполнены тончайшим агрегатом вторичных минералов со своеобразной жилковатой структурой. Пятнами развивается кальцит.

Выше, на западном склоне Коркутала, где этот склон делается положе, попадают глыбы туфа. В некоторых из них слоистость и клас- тическая структура видны совершенно отчетливо, но ближе к вершине эти признаки постепенно исчезают.

Щебень эпилейцитового порфира и отчасти туфа широко распространен по пологому северному и северо-восточному склонам Коркутала, доходя до самого подножья, где в 600 м в северо-западном направлении от вершины, по-видимому, среди эффузивных пород опять выступает нефелиновый сиенит в виде небольшого пятна. Рядом с выходами типичного нефелинового сиенита появляются выходы пород, характерных для контакта нефелиновых сиенитов и эпилейцитовых порфиров – пятнистых нефелиновых сиенитов и тех неоднородных пород, которые встречаются у пункта XI и к югу от холма IX.

На вершине Коркутала у триангуляционной пирамиды наблюдаются отдельные выходы и глыбы породы, то совершенно афанитовой на вид, черной или бурой, то обнаруживающей более или менее ясные признаки клас- тической структуры вулканического туфа. Иногда эта структура видна только на выветрелых поверхностях кусков, иногда и в свежем изломе можно рассмотреть очертания обломков благодаря различию в окраске их и цементирующей массы; в тонкообломочных разновидностях иногда заметна слоистость. Туфы всегда темно окрашены, часто почти черные. Под микроскопом в некоторых осколках видны многочисленные следы мелких кристаллов лейцита и структура имеет вид оцел- ларовой, в других – типичная трахитовая структура. Развитие вторично- го серицита и другие изменения затушевывают первичную структуру туфа, особенно в его тонкообломочных разновидностях.

В юго-западном направлении от вершины Коркутала на плоских вер- шинах его отрога, тянувшегося по направлению к холму XIII, встреча- ются щебень и местами небольшие коренные выходы туфов эпилейцито- вых порфиров, а иногда и щебень эвпорфировых разновидностей.

Заслуживают упоминания небольшие выходы эффузивной эпилейцито- вой породы на северо-восточном склоне рассматриваемой гряды. Это своеобразная разновидность, микроскопически более меланократовая, чем обычно (№ 326). Она содержит редкие крупные эпилейциты и многочисленные мелкие белые пятнышки; слегка пузыристая, и пузырьки вытянуты, создавая впечатление флюидалной текстуры. Под микро- скопом видно, что многочисленные мелкие эпилейциты эпигенезированы

зеленой слюдой; более крупные замещены полевым шпатом. Присутствуют также фенокристаллы полевого шпата, превращенные в агрегаты альбита. Эта порода представляет собой, очевидно, более основную разновидность наших эпилейцитовых порфиров.

При спуске в лошину, отделяющую отрог Коркутала от холма XIII, в числе расковок измененного эпилейцитового порфира встречена своеобразная разновидность, макроскопически светло-розовая, пузыристая. Под микроскопом без анализатора видны реликты трахитовой структуры и шлаковой, миндалекаменной текстуры. При введении анализатора эти особенности в перекристаллизованном тонкозернистом агрегате не видны.

В восточной и южной частях горы Коркутал обнаруживаются только эпилейцитовые порфиры, главным образом в виде щебня и изредка каменистых выступов. Щебень спускается к восточному подножью и покрывает находящиеся здесь маленькие бугорки. В верхних частях Коркутала в щебне присутствуют эпилейцитовые порфиры преимущественно с темной основной массой. У подножья часто попадаются куски породы со светлой розовой основной массой и белыми выделениями эпилейцитов или, наоборот, с розовыми выделениями и белой основной массой.

У восточного подножья Коркутала, примерно в 1 км от вершины, обнаружены грубозернистые железистые песчаники, вероятно, третичные. Они появляются сначала тоже в виде щебня, а затем, особенно южнее, и в виде коренных выходов. Среди остатков третичных песчаников к юго-востоку от вершины Коркутала выступает довольно рельефный холмик, вытянутый в север-северо-восточном направлении. На вершине его среди превращенных в глину каких-то коренных пород выходит тонкий (0,4 - 0,5 м) прослой кремнистого сланца. Простираение этого прослоя северо-восточное (20°), падение вертикальное. На восточном склоне холмика имеется другой такой же прослой с таким же крутым падением и север-северо-восточным простираением. Очевидно, мы имеем здесь дело с выходом сильно дислоцированной толщи сланцев, вероятно, палеозойских. Таким образом, здесь намечается восточная граница распространения вулканических пород Ишимского массива.

Центральная и западная часть Ишимского массива (около пунктов I, II, VIII)

Значительный по размерам участок (около 4 км в широтном направлении и более 2 км в меридиональном), расположенный в центральной части той группы холмов, которая представляет выходы на поверхность щелочных пород, сложен целиком эпилейцитовыми порфирами и их туфами. Часто неразличимые по внешнему виду, эти породы образуют коренные выходы на вершинах бугров и усеивают щебнем их склоны. Мы имеем здесь непосредственное продолжение к западу тех эффузивных и туфовых пород, которые, как мы уже видели, слагают гору Коркутал. Некоторое разнообразие во внешнем облике пород, кроме наличия хороших фенокристаллов эпилейцита в несомненно эффузивных породах, заметной слоистости в туфах и т.д., создается еще вторичными изменениями пород, причем окраска изменяется от темной до светлой, вплоть

до белой. Отдельными участками, особенно в туфах, наблюдается большая или меньшая импрегнация пиритом.

Небольшой, но рельефный конический холмик 1 на вершине увенчан каменистыми выходами и глыбами эпилейцитового порфира с прекрасной эвпорфировой структурой. Крупные, многочисленные, белые фенокристаллы заключены в темно-серой основной массе и иногда при выветривании рельефно выступают на поверхности кусков. На почве много вывалившихся отдельных псевдоморфоз по лейциту.

Щебень эпилейцитового порфира можно проследить во всех направлениях от вершины этого холма, но к кускам несомненной эффузивной породы примешиваются и куски афанитовых и туфовых пород.

В 500 м к северо-западу от холма 1 находится вытянутая в широтном направлении гряда, на которой обнажается эпилейцитовый порфир или туф, очевидно, перекристаллизованный. Макроскопически это афанитовая, серая или иногда желтовато-серая, пятнисто окрашенная порода. Под микроскопом видно, что структура породы тонкозернистая, кристаллобластическая. В одних случаях как будто различимы реликты кластического сложения, но в других — следы первичной трахитовой структуры. Обильно развивается гранат, иногда скаполит и зеленая слюда, образующая скопления у зерен гастингсита. Во всех образцах можно подметить влияние контакта, и, действительно, уже в низу северного склона или у подножья этой гряды появляются обнажения более типичного ортороговика (с нефелином), а затем и нефелиновых сиенитов, которые тянутся здесь полосой в широтном направлении.

По направлению от холма 1 к холму VIII наблюдается на возвышенных местах щебень большей частью афанитовых пород, которые могут быть как измененной эффузивной породой, так и измененным туфом.

На холме, находящемся посредине между пунктами 1, II и VIII, в 750 м к северо-западу от последнего имеются небольшие коренные выходы подобной породы, серой, афанитовой, с очень неровными трещинами. Под микроскопом порода представляется скорее туфом со следами кластической структуры и, как будто, слоистости.

Ближе к холму VIII, на вершине этого холма и на его склонах тоже развиты серые афанитовые породы, природа которых в большинстве случаев остается не совсем ясной: может быть, это разновидность афировых эпилейцитовых порфиров, может быть — измененные туфы. В обнажениях у вершины холма VIII в породах обнаруживаются более ясные признаки туфов: на выветрелых поверхностях кусков довольно ясно видны следы обломочного строения, в общем довольно грубого. В свежем изломе порода совершенно афанитовая, более или менее темная, серая. Излом раковистый, переходящий в неровный, занозистый. В последнем случае порода приобретает некоторое сходство с кремнистыми породами.

Изолированный выход явного вулканического брекчия выступает в 300 м к востоку от пункта VIII. Щебнем афанитового эпилейцитового порфира или туфа усеяны и пологие бугорки к востоку от пункта VIII.

Очень интересны обнажения на холмиках около пункта II. Здесь обнаружены очень редкие для Ишимского массива фанолитовые порфиры, в которых фенокристаллы лейцита превращены в настоящий псевдолей-

цит из калиевого полевого шпата и нефелина (№ 224). Это можно заметить даже невооруженным глазом на выветрелых поверхностях старых расколов, проходящих как через основную массу, так и через фенокристаллы. На выветрелых плоских расколах фенокристаллов ясно видно различие белого полевого шпата, труднее выветривающегося, и голубовато-серого нефелина, легче выветривающегося и поэтому образующего углубления. Структурные соотношения между нефелином и полевым шпатом в псевдолейцитах довольно разнообразны. Чрезвычайно интересным и важным обстоятельством является то, что нефелин иногда образует тонкие (до 1–2 мм толщиной) жилочки, пересекающие основную массу породы. Они тоже хорошо видны на ровных поверхностях кусков, более или менее выветрелых, в виде углубленных бороздок. Размеры фенокристаллов псевдолейцита в этих обнажениях довольно крупные, до 1 см и больше, но величина их меняется в разных местах, и распределены они неравномерно. Под микроскопом видно, что структура основной массы микрокристаллобластическая; в состав ее кроме полевого шпата входит нефелин; следов бывшей микролитовой (трахитовой) структуры, так характерной для наших эффузивных пород, в ней не заметно; наблюдаются псевдоморфозы из биотита по небольшим фенокристаллам цветного минерала.

Такие псевдолейцитовые порфиры выступают на восточных холмиках пункта II; на северо-западном, около типичных псевдолейцитовых пород, выступает порода иного вида. Это темная порода с многочисленными мелкими (до 1 мм) фенокристаллами моноклинного пироксена и относительно редкими, еще более мелкими (менее 0,5 мм) кристаллами эпидейцита. По расположению фенокристаллов авгита заметна флюидальная текстура породы. Под микроскопом видно, что кристаллов эпидейцита значительно больше, чем кажется при визуальном наблюдении, и они большей частью имеют 0,15 – 0,3 мм в поперечнике. Встречаются также относительно крупные (до 0,1 мм) кристаллики магнетита. Основная масса тонкозернистая, богатая мелкими чешуйками зеленой слюды и зернышками магнетита.

Данная порода, очевидно, является тем же эпидейцитовым порфиритом (метаморфизованным лейцититом), который был обнаружен на бугре между холмами XII и IX, где эта порода пересекается дайками эпидейцитового порфира. Можно допустить, что около пункта II эта порода обнажается из-под покрывающих ее псевдолейцитовых порфиров.

В ближайших окрестностях холма II на возвышенных местах всюду наблюдается щебень эпидейцитового порфира, более или менее измененного, среди него попадаются и куски туфа. На запад от пункта II обнажения быстро исчезают под мощным покровом элювия и делювия.

Холмы к югу от горы Коркутал (около пункта VII)

На юг от горы Коркутал располагается довольно расчлененная группа холмов, сливающихся в одну, несколько вытянутую в меридиональном направлении возвышенность, примыкающую к Коркуталу наподобие его

отрога. Эта возвышенность круто спускается на юго-восток, к долине Ашил-Сая, и имеет также крутой западный склон. Она довольно сильно расчленена мелкими ложками.

Крутой, вверху скалистый, западный склон сложен мелкозернистыми нефелиново-сиенитовыми порфирами, обычно с крупными порфировыми выделениями таблиц полевого шпата или округлыми пятнами псевдолейцита, иногда с теми и другими вместе. Это светло-серые породы, явно мелкозернистые, с лейстовидными очертаниями кристаллов полевого шпата. Нефелин хорошо виден на выветрелых поверхностях.

Выходы этой породы тянутся скалистым гребнем вверху склона и, по-видимому, представляют собой обнажения дайки, мощность которой более 10 м. Нефелиново-сиенитовый порфир обладает параллелепипедальной и иногда плитчатой отдельностью, следующей текстурным плоскостям породы. Падение главной текстурной плоскости, вероятно, согласное с падением всей дайки, — крутое, западное. Выход дайки на поверхность прослеживается почти на 1 км, но в середине он прерывается, и две отдельные части гребня нефелиново-сиенитового порфира несколько смещены относительно друг друга.

Микроскопическое исследование нескольких образцов нефелиново-сиенитового порфира, образующего эту дайку, показало, что в различных местах порода немного неодинакова. Характерные порфировые выделения обычно карлсбадских двойников калиевого полевого шпата находились в мелкозернистой основной массе, имеющей гранулитовую, морачную структуру и состоящей существенно из полевого шпата и нефелина; последний часто замешается анальцитом, иногда агрегатом бесцветной слюды. Развивается также канкринит в отдельных довольно крупных зернах. Цветные минералы — гастингсит и зеленая слюда. Крупные выделения гастингсита обычно переполнены пойкилитовыми вросками салических минералов и имеют вид решетчатых порфиробластов. Характерными примесями являются гранат и флюорит.

Другая подобная полоса, или дайка, прослеживается восточнее, параллельно описанной. Между ней и первой на каменистых маленьких бугорках выступают тоже нефелиново-сиенитовые порфиры или тонкозернистые пятнистые нефелиновые сиениты. Под микроскопом видно, что эти породы перекристаллизованы; обильно развиваются канкринит и скаполит. В расположении выходов этих пород можно заметить, что они группируются в ряды широтного направления, представляя собой, может быть, поперечные дайки. Между этими выходами на почве в виде отдельных глыб, реже небольших коренных выступов проглядывает уже другая, слегка гнейсовидная и как будто смятая порода — более темная, серая, афанитовая. Это измененные эпидейцитовые порфиры (ортороговики), какие встречаются и в других местах массива. К югу, на склоне гнейсовидная текстура, имеющая иногда вид "волоконистой" (*flaser structure*), становится отчетливее.

В нижней части юго-восточного склона описываемой возвышенности (пункт VII) можно было наблюдать, что среди таких темных гнейсовидных ортороговиков залегают полосами менее измененные эпидейцитовые порфиры, у которых сохранился общий облик эффузивной породы, но

кристаллы эпидейцита сдавлены и превращены в белые линзовидные очки, заключенные в темно-серой основной массе. Появляется кливаж смятия. Простираение вытянутости деформированных таким образом фенокристаллов и возникающего в породе кливажа в описываемом месте почти широтное.

Вся восточная половина описываемой возвышенности (пункт VII) сложена эпидейцитовым порфиром. Выходы его попадают на вершинах бугорков ближе к восточному крутому склону и частью на самом этом склоне. В отдельных местах здесь тоже заметна деформация эпидейцитов, превращение их в линзовидные очки. В противоположность тому, что мы видели ранее, направление вытянутости их здесь почти меридиональное.

На большей части площади этого участка эпидейцитовый порфир можно видеть только в виде щебня, усеивающего склоны и вершины отдельных бугорков, которые из-за отсутствия коренных выходов получают своеобразный "гладкий" вид, отличающий их от тех участков, где развиты зернистые породы. Такой вид имеет поверхность далее на север вплоть до Коркутала. Эпидейцитовый порфир имеет либо обычный вид с темно-серой основной массой, либо побелевший или розоватый.

У восточного подножья описанной возвышенности в ее южной части расположен небольшой бугор. На нем также наблюдается щебень эпидейцитового порфира. Вокруг бугра на почве много эпидейцитов, вывалившихся из породы при ее выветривании. Эпидейцитовые порфиры здесь преимущественно осветленные, серовато-белые или розовые.

Ближе к логу Ашил-Сай, в 500 м от подножья описанной возвышенности (VII) находятся несколько обособленных холмиков. На вершине западного, имеющего довольно правильную коническую форму, имеется щебень эпидейцитового порфира. На более восточных обнажаются в виде больших глыб уже третичные грубозернистые песчаники, бурые, железистые или белые, кремнистые. Под микроскопом видно, что в структурном отношении они тождественны.

К северу от подножья упомянутого конического холмика и западнее выходов песчаников на ровном месте выступают неправильно округлые глыбы уралитового порфира. Это темная, зеленовато-серая порода с небольшими фенокристаллами уралита в афанитовой основной массе с неровным изломом. Под микроскопом видно, что во многих фенокристаллах сохранились остатки моноклинного пироксена, превращающегося в уралит, зеленый хлорит и бурую слюду. Основная масса состоит из альбитизированного плагиоклаза, уралита, биотита, хлорита и эпидота. В структуре ее можно рассмотреть реликты бывшей микродиабазовой структуры.

"Каменный бугор" (пункт VI) на правой стороне лога Ашил-Сай

К юго-западу от только что описанной возвышенности VII, на правой стороне Ашил-Сая, расположен хорошо обособленный холм, поднимающийся на 30-35 м над Ашил-Саем и на 15-20 м над своим север-

ным подножьем. Характерна общая форма холма, приближающаяся к очертаниям серпа или подковы, открытой на юго-запад. Такая форма обусловлена геологическим строением холма: его большая северо-восточная часть и меньшая юго-западная сложены различными породами.

Главная масса холма сложена тонкозернистой, иногда порфировидной, темной метаморфической породой, довольно богатой, как видно невооруженным глазом, неравномерно распределенным биотитом. Неравномерна также и структура породы – от почти афанитовой до явно зернистой. Иногда по структуре порода напоминает те пятнистые контактово-метаморфические породы, которые мы видели у контактов эпидейцитовых порфиров с нефелиновыми сиенитами. Изредка наблюдаются тонкие жилки, сложенные то светлыми, то темными порообразующими минералами. В разновидностях с порфировидной структурой в выделениях присутствует то полевой шпат, то цветной минерал. По внешнему виду эта порода неодинакова в разных местах, но разобраться в распределении всех ее разновидностей трудно. Микроскопическое исследование показывает, что в сущности мы имеем дело с одной и той же метаморфической породой и что нет оснований выделять все мелкие разновидности. Все они состоят из калиевого полевого шпата, нефелина (изредка анальцима), эгирин-авгита, биотита и граната. Относительное количество силикатных и феррических составных частей сильно варьирует. Структура гранобластическая, мозаичная. Характерно неравномерное распределение минералов, образующих сростки. Не останавливаясь на подробностях, можно отметить, что все эти разновидности являются скорее всего контактово-метаморфическими ортороговиками, имеющими щелочной состав, но более богатыми феррическими минералами, чем ортороговики, происшедшие из типичных фонолитовых порфиров.

На северном склоне "Каменного бугра" в его нижней части ортороговики перемежаются с несколькими полосами более светлых тонкозернистых нефелиновых сиенитов, иногда с пятнами плохо образованных псевдолейцитов. Под микроскопом видно, что эти мелкозернистые нефелиновые сиениты редко обладают структурой с определенно выраженным идиоморфизмом полевого шпата по отношению к нефелину; чаще горная порода имеет вид мозаики из зерен этих минералов, т.е. является перекристаллизованной. Очень характерна неравномерность зерен. Цветные минералы: биотит, эгирин-авгит, гастингсит; характерные минералы: гранат и флюорит. Иногда трудно указать определенные отличия этих тонкозернистых нефелиновых сиенитов от вмещающих ортороговиков.

На южном склоне "Каменного бугра" в его нижней части среди тех же ортороговиков проходит полоса эвпорфировой породы с крупными (до 0,5 см) фенокристаллами серого и желтоватого калиевого полевого шпата в серой афанитовой основной массе с неровным изломом. Заметна тонкая вкрапленность пирита. Под микроскопом основная масса имеет вид перекристаллизованной; цветной минерал – биотит; довольно много апатита; в сростках с биотитом и магнетитом попадались зернышки корунда.

Вся толща горных пород, слагающих большую, северо-восточную часть "Каменного бугра", имеет почти широтное север-северо-восточное (70°) простираение и падение, сравнительно крутое на юг.

Очень интересные обнажения можно видеть на двух холмиках к северо-востоку от "Каменного бугра", между ним и крутым западным склоном возвышенности VII. На северном из них с характерной гладкой поверхностью наблюдаются небольшие глыбы и обильный щебень побелевшего эпидейцитового порфира с фенокристаллами калиевого полевого шпата.

Строение южного холмика с небольшими каменистыми выступами более сложное. Основу его составляют те же метаморфические породы (ортороговики), которые слагают главную массу "Каменного бугра". В северной части холмика выступает довольно своеобразная зернистая порода, которая макроскопически похожа на щелочную габброидную породу, состоящую из полевого шпата, нефелина и цветных минералов. Можно подметить, что горная порода перекристаллизована и ее зернистая структура является как бы реликтовой. Иногда заметно ориентированное расположение зерен светлых и темных минералов. Под микроскопом обнаруживается, что эта зернистая порода является все же метаморфической и представляет особую разновидность ортороговика. В центральной части холмика ортороговики являются серой афанитовой породой с очень неровным изломом. Под микроскопом видна ее гнейсовидная текстура и развитие крупных зерен скаполита. Цветной минерал - биотит, реже решетковидные крупные зерна гастингсита.

Среди этих ортороговиков проходят две широтные полосы, по-видимому дайки, горной породы, похожей по виду на фергусит (№ 297). Макроскопически это пятнистая порода. Округлые, редко восьмиугольные светлые пятна густо расположены в темной мелкозернистой основной массе. Пятна, являющиеся, очевидно, псевдолейцитами, имеют размеры от 2-3 мм и почти до 1 см, обычно 4-5 мм. Под микроскопом видно, что псевдолейциты состоят из калиевого полевого шпата и нефелина с изредка попадающимися в них цветными минералами. В промежутках между псевдолейцитами находятся те же калиевые минералы с большим количеством гастингсита, светло-зеленого эгирин-авгита, биотита и значительного количества сильно окрашенного бурого граната. Мощность каждой из этих даек около 5 м. Они пересекаются меридиональными дайками аплита светло-розового цвета. Наблюдалось совершенно ясное пересечение фергуситоподобной породы аплитом, не оставляющее никаких сомнений в более молодом возрасте последнего. Аплит состоит преимущественно из светло-розового калиевого полевого шпата; кварц заметен только в центральной части дайки; в более тонкозернистой породе из краевых ее частей невооруженным глазом кварц не виден. В аплите встречаются редкие зерна и пучки зеленовато-серого амфибола. Под микроскопом обнаруживаются еще пироксен и сфен. Подобная же аплитовая порода слагает и оконечность юго-восточной половины "Каменного бугра", где ее обнажения круто спускаются в лог Ашил-Сай.

Юго-западная половина "Каменного бугра" является как бы внутренней частью той подковы, к которой по форме приближается этот холм.

Эта внутренняя часть, т.е. нижняя часть юго-западного склона, сложена зернистыми породами очень непостоянного состава: от совершенно светлых белых сиенитов и более богатых цветными минералами монцонитов до совсем темных щелочных габброидных пород (особенно в западной части). Во всех этих породах в числе цветных минералов постоянно присутствует биотит. Главными составными частями являются также плагиоклаз, калиевый полевой шпат, светло-зеленый пороксен и в более основных типах появляется оливин. Такие породы выступают в виде отдельных глыб, небольших нагромождений этих глыб и редких коренных выходов. Вследствие изолированности выходов взаимные отношения разновидностей и переходы между ними наблюдать не удастся.

Между площадью, на которой выступают отдельные выходы всех этих пород, и обнажениями ортороговиков, слагающих "Каменный бугор", на почве в ряде мест можно видеть довольно обильный щебень более мелкозернистых светлых сиенитовых порфириров, более или менее измененных. Эти же сиенитовые порфиры ограничивают описанные зернистые щелочные породы с запада.

В нижней части юго-западного склона "Каменного бугра" зернистые щелочные породы, о которых было сказано выше, прорезаны отчетливо выступающими дайками аплита и аплитовидного гранита, образующими каменные грядки. Наиболее значительная дайка простирается меридионально, другая, меньшая, к западу от нее, имеет северо-западное простирание. Первая дайка сложена преимущественно аплитовидным гранитом, состоящим из калиевого полевого шпата, олигоклаза, кварца и бледно окрашенной зеленоватой роговой обманки. Местами гранит приобретает грубозернистое пегматоидное сложение и имеет вид настоящего грубозернистого гранитового пегматита.

Участок к северу от "Каменного бугра"

На север от "Каменного бугра" тянется меридиональный ряд небольших холмиков. На правом из них обнажаются пятнистые нефелиновые сиениты с не очень отчетливыми пятнами псевдолейцита и серые мелкозернистые породы. Среди них в виде пропластка присутствует эпидейцитовый порфир обычного вида. Вмещающая его порода является ортороговиком со скаполитом, гастингситом и мутным разложенным нефелином. Подобные породы, несколько меняющиеся и по внешнему виду, и по структуре, тянутся и дальше к северу по упомянутой грядке холмиков.

К западу от этой грядки выступает уже другая порода, которую можно проследить почти на 500 м. Эта темная порода имеет базальтоидный облик (№ 260); фенокристаллы черного авгита и зеленоватого оливина, достигающие 3-4 мм величины и довольно обильные, заключены в темно-серой афанитовой массе. Под микроскопом порода имеет своеобразный вид: фенокристаллы авгита и оливина с выделениями магнетита по трещинам находятся в микрокристаллической основной массе, сложенной из микролитов авгита, зернышек магнетита, иногда оторо-

ченных красноватым биотитом, и ксеноморфных зерен калиевого полевого шпата. По-видимому, мы имеем дело с жильной породой, соответствующей по составу щелочным габброидным породам (кенталлени-там), встреченным южнее.

Западнее выходов этой породы в отдельных выступах опять появляются афанитовые метаморфические породы (ортороговики) и менее измененные эпилейцитовые порфиры. Среди них полосой прослеживаются мелкозернистые нефелиновые сиениты, по внешнему виду как бы несколько рассланцованные. На выветрелых поверхностях хорошо виден нефелин, зерна которого образуют узкие полоски. Полосчатая текстура заметна и в свежем изломе. Биотит располагается параллельно полосчатости. Под микроскопом отмечается значительное содержание биотита и граната в горной породе.

Несколько в стороне, тоже, по-видимому, среди эпилейцитовых порфиров проходит жила сиенит-пегматита, с зернами калиевого полевого шпата длиной 5–6 см.

Приблизительно в 1 км к северу от "Каменного бугра" коренные выходы горных пород можно видеть в проходящем здесь овражке и по обе его стороны. В нижней части овражка на отдельных бугорках в изолированных выходах выступают афанитовые ортороговики, в которых под микроскопом отмечался везувиан. По правую сторону овражка наблюдались отдельные выходы порфира, содержащего в серой плотной основной массе фенокристаллы калиевого полевого шпата размером до 5 мм. Выше по овражку в его каменистых берегах и по обе стороны присутствуют те же ортороговики, но местами тут эпилейцитовые порфиры обладают свойственной им эвпорфировой структурой и менее изменены. Кроме эпилейцитовых порфиров и их афировых разновидностей здесь же обнажаются более основные порфировые породы, имеющие облик авгитовых порфиритов. Выходы эпилейцитовых порфиров выступают грядами широтного направления, а порфириты встречаются в виде отдельных редких выступов и щебня между ними. По-видимому, эпилейцитовые порфиры залегают жилами среди порфиритов.

Макроскопически типичные представители порфиритов – темные породы с фенокристаллами авгита до 3–4 мм величиной. Под микроскопом видно, что фенокристаллы пироксена частично амфиболизированы и замещаются также слюдой. Встречаются и неправильные сростки сильно плеохроичной зеленой роговой обманки с эпидотом и иногда кварцем. Основная масса богата зеленой слюдой и мельчайшими призмочками роговой обманки. Фенокристаллы полевого шпата сравнительно небольшие; более крупные сростки калиевого полевого шпата имеют округлую форму, напоминающую псевдоморфозы по лейциту. В основной массе тоже присутствует калиевый полевой шпат с низкими показателем преломления. Возможно, что и в этих порфиритах мы имеем представителей тех же измененных основных лейцитовых пород, которые встречались около пунктов П и IX, где они тесно связаны с эпилейцитовыми порфирами. Возможно, что данные порфириты образовались и несколько раньше эпилейцитовых порфиров.

Несколько севернее описанного овражка среди эпилейцитовых порфиров отчетливо выступает дайка спессартита мощностью в несколько метров,

имеющая северо-западное простирание. Эпилейцитовые порфиры в небольших выходах около этой дайки довольно разнообразны, и далее на северо-восток они распространены вплоть до горы Коркутал и других описанных выше холмов.

Обнажения около колодца Тас-Кудук, в логу Ашил-Сай и в ближайших окрестностях (пункты IV и III)

Около колодца Тас-Кудук, в логу Ашил-Сай, в виде небольших скал с округло параллелепipedальной отдельностью выступают зернистые породы мезократового облика, похожие по внешнему виду на богатые цветным минералом сиениты или монцитоны. В числе цветных минералов в значительном количестве присутствует биотит в крупных пластинках, который при выветривании выцветает, принимая бронзово-бурую окраску, что придает очень характерный вид горной породе. Полевой шпат обычно светло-розовый. Местами появляется директивная текстура; простирание текстурных плоскостей в этих случаях широтное. Под микроскопом эта порода обнаруживает несомненную близость к тем, которые находятся ввиду юго-западного склона "Каменного бугра". Это переходные типы от монцитона к эссекситам, а некоторые, бедные плагиоклазом, примыкают к шонкиниту. Эти породы пересекаются жилками аплита, но здесь они тонкие, большей частью всего в несколько сантиметров. Жилки встречены в отдельных глыбах, и поэтому простирание их неясно. Иногда в таких же жилках находятся пегматитоподобные грубозернистые породы того же состава. Под микроскопом обнаруживается, что аплит относительно беден кварцем. Макроскопически сероватый кварц иногда можно рассмотреть только на выветрелых поверхностях.

Мезократовые зернистые породы Ашил-Сая наблюдались и на левой стороне лога, распространяясь к югу на 300 м.

Южнее, на холме IV, вершина которого отстоит на 400 м от Ашил-Сая, выступают уже другие породы. Вершина этого холма сложена из среднезернистых нефелиновых сиенитов. Это обычно серые с фиолетовым оттенком или розовые горные породы. Они здесь выходят в виде совсем небольших каменистых выступов с угловато-округлой отдельностью, но большей частью наблюдаются в виде щебня. Под микроскопом видно, что цветной минерал здесь эгирин-авгит; довольно много граната.

В некоторых участках на юго-западном склоне холма нефелиновый сиенит настолько богат нефелином, что порода принимает облик монмюта с его характерным видом поверхности выветривания. Иногда гасдингсит в этих породах вытесняется ярким красновато-бурым биотитом, и такие разновидности можно отнести уже к конгресситам.

У восточного подножья холма IV, в 300 м от его вершины на бугорке выступают каменистые выходы с остроугольной полиэдрической отдельностью измененного эпилейцитового порфира - тонкозернистой, почти плотной, темно-серой породы. Под микроскопом виден обычный характер изменения с перекристаллизацией основной массы, развитием

скаполита и иногда кальцита. К северу от этих небольших обнажений находятся выходы аплитовидного гранита.

Подобные метаморфические породы (ортороговики) мы видели и на других склонах холма IV, кроме западного, где обнажения нефелиновых сиенитов сразу же скрываются под наносами.

На бугре в 300 м к юго-западу от холма IV можно наблюдать небольшие скалистые выступы темно-серого измененного эпилейцитового порфира, афанитового в свежем изломе, но на выветрелой поверхности обнаруживающего неоднородное пятнистое сложение. К юго-востоку от холма IV подобные же метаморфизованные эпилейцитовые порфиры встречены на бугорке в 400-500 м от вершины холма. Еще дальше в этом направлении в изолированных выходах и в виде щебня обнажаются серые порфиры с фенокристаллами калиевого полевого шпата. По-видимому, среди них залегает дайка аплита, выход которой на поверхность в виде небольшой грядки тянется почти в меридиональном направлении. Еще дальше к юго-востоку широко распространены третичные железистые песчаники, скрывающие более древние породы.

По направлению от колодца Тас-Кудук на правой стороне лога Ашил-Сай расположен очень пологий и широкий бугор. Сначала на пологом его склоне видны глыбы и плешины тех же зернистых пород, которые около колодца в русле Ашил-Сая выступают в виде небольших скал. Кое-где среди этих глыб попадаются полосы щебня мелкозернистой сиенитовой породы; очевидно, и здесь, так же как и у колодца, жилы этой породы пересекают среднезернистые монцититы и эссекситы.

В 300-400 м от русла Ашил-Сая появляется щебень своеобразно метаморфизованных сиенитовых пород с белым полевым шпатом и характерным обильным развитием бесцветной слюды. Эти светлые породы здесь широко распространены, но всюду виден только их щебень. Они покрывают всю вершину плоского бугра и прослеживаются в северо-западном направлении к холмам пункта III. На вершине бугра среди них попадаются выходы белого нефелинового сиенита с эгириновым и вторичным скаполитом. В некоторых образцах метаморфизованных сиенитовых пород под микроскопом видно, что слюда образует скопления, похожие на псевдоморфозы по нефелину. Очевидно, мы имеем дело с несколько необычной для Ишимского массива разновидностью либнеритовых сиенитов.

Около пункта III, в 2 км к северо-западу от колодца Тас-Кудук, находится, как уже сказано, группа небольших холмиков. Вытянутый в виде грядки холм III сложен белой, тонкозернистой, существенно полевошпатовой горной породой, щебень которой обильно усеивает вершину. В некоторых кусках, окрашенных в розовый цвет, выступают белые пятна, напоминающие разрезы эпилейцитов, что позволяет считать данные породы измененными эпилейцитовыми порфирами. Они и, может быть, также измененные их туфы распространены к северо-востоку от пункта III по направлению к холму VIII. Разновидности с ясными следами эвпорфировой структуры встречаются здесь редко.

Приблизительно посредине между пунктами III и VIII встречены выходы жильного микродиорита (спессартита) с характерными для этой породы игольчатыми кристаллами амфибола.

На юг от пункта III в ложине уже издали привлекают внимание выступающие в виде копен округлые глыбы темной, макроскопически среднезернистой породы из белого или розового полевого шпата, короткопризматических кристаллов пироксена и биотита с бронзовым отливом. Выходы этой породы занимают очень небольшую площадь, и, вероятно, мы имеем здесь небольшое изолированное тело такой породы. Под микроскопом эта порода имеет своеобразный вид, представляя собой промежуточный тип между оливиновым шонкинитом и кенталленитом. Плагноклаза в ней очень мало, полевой шпат — калиевый, с простыми карлсбадскими двойниками. Цветные минералы присутствуют в зернах более крупных размеров, чем у полевого шпата, — оливин, зеленоватый пироксен (в особенно крупных зернах) и красноватый биотит; обычные примеси — магнетит и апатит. Эта порода чрезвычайно близка к тем, которые находятся у юго-западного подножья "Каменного бугра". Залегает она, по-видимому, среди либнеритового сиенита, белого, с обильным мусковитом и вкрапленниками псевдоморфоза лимонита по пириту. Щебень либнеритового сиенита распространен к востоку от выходов данной габброидной породы. Среди этого щебня встречались и куски спессартита.

Ряд обнажений коренных пород наблюдается на бугре около Ашил-Сая к югу от пункта III на расстоянии около 1,5 км. Бугор находится в месте поворота лога Ашил-Сая с западного направления на северо-западное. Этот бугор плоский, высотой около 20 м в русле Ашил-Сая и вытянут в северо-восточном направлении.

Этот бугор сложен нефелиновыми сиенитами и связанными с ними породами. Обнажения не настолько хороши, чтобы можно было бы составить представление о взаимных отношениях всех горных пород. В западной части у подножья бугра обнажается в виде угловато-округлых глыб красноватый или желтоватый лейкократовый сиенит, почти фельдшпатолит, не содержащий нефелина. По внешнему виду это грубозернистая порода. Под микроскопом видно, что крупные зерна и сростки таких зерен калиевого полевого шпата как бы замещаются мелкими зернами того же полевого шпата, к которому примешивается корунд в очень неправильных зернах; местами развиваются агрегаты мусковита.

В непосредственном соседстве между выходами этих либнеритовых сиенитов находятся выходы серого среднезернистого нефелинового сиенита с толстоплитчатой отдельностью. Под микроскопом видно, что нефелин в нем частично замещен либнеритом.

Дальше отдельные выходы горных пород выступают только на северном склоне бугра. В западной части северного склона встречен изолированный выход в виде небольшой каменной плиты нефелиново-сиенитового порфира. Таблитчатые фенокристаллы карлсбадских двойников калиевого полевого шпата заключены в мелкозернистой основной массе, у которой микроскопическое исследование обнаруживает состав

нефелинового сиенита. За этим выходом расположены небольшие выступы нефелиновых сиенитов обычного типа. Здесь встречены мелкозернистые разновидности с эгирином-авгитом и гранатом и разновидность почти без полевого шпата, имеющая облик монмутита.

Обнажения к югу от лога Ашил-Сай (пункт V)

Наиболее значительными из обнажений к югу от Ашил-Сая являются те, которые были встречены на холме – пункт V. На остальной площади наблюдалось всего несколько изолированных выходов, которые связать между собой невозможно.

Вершина холма V сложена из темной афанитовой породы с трещинами кливажа, по которым иногда видны белые полевошпатовые жилки. В поперечном изломе наблюдаются линзовидные пятнышки. Под микроскопом видно, что мы имеем дело с ортороговиком с тонкозернистой кристаллобластической структурой, скаполитом и гранатом; цветные минералы – роговая обманка и биотит.

Уже в 60 м к югу от вершины появляются выходы нефелиновых сиенитов, мелкозернистых и среднезернистых, нередко лейкократовых. Они выступают на маленьких бугорках, по направлению на юг постепенно исчезая под наносами. Нефелиновые сиениты содержат эгирин-авгит, гранат, флюорит и канкринит.

На восточном склоне бугра, вытянутого к югу от пункта V, в виде щебенки и отдельных глыб попалась белая сахаровидная полевошпатовая порода с вкрапленниками серого корунда. Отношения ее с окружающим нефелиновым сиенитом не видны. Так как в отдельных глыбах нефелинового сиенита встречались тонкие (3–4 см) жилки такой породы, то можно думать, что мы имеем здесь дело с жилой корундсодержащего фельдшпатолита в нефелиновых сиенитах.

К западу от холма V обнажения исчезают, но на бугре в 1 км на северо-запад выступают метаморфизованные эпидейцитовые порфиры (ортороговики). В коренном выходе на вершине бугра виден ясный кливаж с меридиональным простираем (север-северо-восточное 5°); с ним совпадает и отдельность горной породы. Фенокристаллы эпидейцита деформированы и имеют линзовидную форму; в основной массе даже невооруженным глазом заметны явления ее перекристаллизации. Под микроскопом обнаруживается гнейсовидная, кристаллобластическая структура ортороговика; цветной минерал – то биотит, то гастингсит; развиваются скаполит и канкринит. Очки, в которые превращены эпидейциты, образованы из более крупных зернышек и бедны цветным минералом. Вследствие перекристаллизации основной массы они почти не выделяются.

Между этим выходом ортороговика и обнажением около пункта V в плоской ложине можно видеть небольшие каменистые выступы и щебень жильных микродиоритов, частью порфиroidных, с характерными для них длиннопризматическими кристаллами амфибола. Очевидно, мы имеем здесь жилы этой породы в метаморфизованном эпидейцитовом порфире.

На юг от пункта V обнажения коренных пород становятся еще более разрозненными, и кроме того изверженные и метаморфические породы здесь скрываются под третичными песчаниками. Отдельные, хотя и обильные глыбы этих песчаников появляются немного дальше, в 500 м к югу от пункта V.

В 500 м от русла р. Ишим и в 1,5 км выше устья Ашил-Сая можно видеть выходы отдельных округлых глыб нефелинового сиенита с довольно крупнозернистой структурой; цветной минерал в нем – биотит. Несколько восточнее расположен бугорок, на котором выступают округлые глыбы уже гастингситового нефелинового сиенита.

Своеобразная горная порода обнажается на вершине пологого и широкого увала в 1–2 км к юго-западу от пункта V. С одной стороны, эти породы обладают кристаллизованной сланцеватостью и похожи на амфиболиты, а с другой – содержат порфиновые выделения коротких призм цветного минерала. Под микроскопом эта порода представляет собой сильно метаморфизованный авгитовый порфирит. Изолированное положение ее выходов не дает возможности сделать какие-либо заключения об отношении ее к другим породам массива.

Обнажения по лугу Такпан-Сай и по р. Ишим

Эти обнажения уже не относятся к Ишимскому массиву. Они являются ближайшими к нему с юго-запада и северо-запада выходами вмещающих горных пород. Обнажения здесь так разрознены, что сделать какие-либо заключения о геологическом положении массива и отношении его к этим породам невозможно.

Приблизительно к 3 км от устья Такпан-Сая на его правой стороне находятся выходы нижнекаменноугольных известняков на пологом бугре около так называемой “могилы Болтыбай”. Выходы здесь представлены шельмом и отдельно торчащими плитами. В восточной части бугра известняки содержат мергелистые прослои, иногда они песчанистые. Известняки богаты фауной, но характер обнажений не позволяет видеть даже простираание и падение их слоев. Может быть, направлению простираания отвечают меридиональные ложки, проходящие по вершине этого бугра. Отношения известняков к ближайшим выходам изверженных пород, встреченным у устья Такпан-Сая, не видны; явления метаморфизма, которые можно было бы связывать с влиянием интрузии, отсутствуют.

В русле нижней части течения Такпан-Сая выступает довольно крупнозернистая массивная изверженная порода сиенитового облика. Ее небольшие скалистые выходы разбиты на параллелепипедальные глыбы трещинами, идущими в двух направлениях почти под прямым углом. Направление северо-западное (330°) является главным тектурным направлением, и по нему ориентируются кристаллы полевого шпата. Этому же направлению следуют тонкие аплитовые жилки и трещины, в которых обильно развивается эпидот. Кроме этих двух направлений крутопадающих трещин, пегматитовые жилки следуют пологим трещинам, преимущественно падающим на юг, неправильным и ветвящимся.

Присутствие слюды и общий облик встречающейся в Такпан-Сая породы придают ей некоторое сходство со щелочными породами массива, но микроскопическое изучение показывает, что это сходство лишь внешнее. Здесь развиты нормальные биотит-роговообманковые кварцевые сиенит-диориты. Кварца в них немного, преобладающий полевой шпат — плагиоклаз (от олигоклаза до андезина). Калиевый полевой шпат присутствует в переменном, но всегда подчиненном количестве. Цветные минералы: биотит, более или менее хлоритизированный, и бледно-зеленая роговая обманка, часто сростающаяся с биотитом; аксессуарные минералы — сфен, апатит и магнетит. Структура обычная гипидиоморфно-зернистая.

Эти же кварцевые сиенит-диориты можно видеть и по р. Ишим, ниже устья Такпан-Сая. Здесь они выходят из-под аллювиальных отложений в русле р. Ишим. Биотита в них немного меньше; появляется бесцветный моноклинный пироксен, в большей или меньшей степени уральтизированный.

Следующее обнажение коренных пород по р. Ишим было встречено уже несколько ниже лога Ашил-Сай. На пойме реки в воронкообразном углублении выступает коренной выход парароговика с остроугольно-подиздрической отдельностью и со следами слоистости, простирающейся почти меридионально (север-северо-восточное 10°), и падающей на восток под углами $40-60^{\circ}$. Это типичный тонкозернистый роговик (величина зерен $0,02-0,04$ мм) с роговиковой структурой, состоящий из кварца, полевого шпата и биотита. В виде пятен встречаются ситовидные зерна какого-то нацело серицитизированного минерала.

Ниже по р. Ишим следующее обнажение находится уже в нескольких километрах к северо-западу от щелочного массива. Здесь в русле выступают слоистые породы зеленокаменного облика, вероятно, туфогенные. Слоистость имеет северо-восточное простирание и крутое падение на северо-запад.

Площадь к северо-востоку от холмов Ишимского массива, севернее Братолюбовской дороги и восточнее границы массива

Описанные в начале северные холмы Ишимского массива (пункты XI, XII и XIII) и гора Коркутал с востока и северо-востока ограничены широкой равниной, по которой проходит дорога из пос. Савенкова в пос. Братолюбовку. За этой дорогой, далее к востоку, местность очень бедна обнажениями, но сюда, по-видимому, тоже распространяются щелочные породы массива. Об их присутствии мы можем судить по отдельным обломкам и глыбам.

Увал, отмеченный пунктом XIV, отделен и от горы Коркутал широкой ложиной и совершенно лишен коренных выходов. В юго-западной его части в промоинах и на склоне попадались куски сильно разрушенных каолинизированных пород: разложенных порфирированных пород и чаще всего сильно выветрелых зернистых пород, состоящих из розового или красного полевого шпата и плотных зеленоватых или сероватых тонко-

чешуйчатых агрегатов слюды. Микроскопическое исследование показывает, что это могут быть разложенные нефелиновые или либнеритовые сиениты, полевой шпат которых превращен в агрегаты каолинита, нефелин - в агрегаты бесцветной слюды, а от цветного минерала остались только скелетные формы из окислов железа.

Шебень этих же разложенных пород мы находим на вершине увала у самого пункта XIV. На восточном его склоне в 500 м к юго-востоку от пункта XIV встречались отдельные глыбы хорошо знакомого нам жильного диорита (спессартита) с длинными призматическими кристаллами роговой обманки. К юго-востоку от глыб этой породы идет ряд бугорков, густо усыпанных шебнем кремнистой породы. Несколько южнее выходов жильного диорита расположена вторая, еще более рельефная гряда выходов кремнистой породы, отстоящая на 200-300 м от первой на запад и идущая сначала параллельно первой, а затем, в 500 м южнее, сходящаяся с ней так, как выходит пласт при погружении складки. Вероятно, здесь мы имеем уже осадочную толщу, прорванную породами щелочного массива.

На расстоянии 500-600 м на восток от пункта XIV находится маленький, но рельефный холмик, также густо усыпанный шебнем осадочной породы, более всего похожей на глинисто-кремнистый сланец.

Еще дальше в том же северо-восточном направлении от Ишимского массива находится широкая лощина, за которой поднимается другая гряда возвышенностей. Примерно в 500 м от ближайших холмиков в лощине встречается изолированный выход глыб гранодиоритов и кварцевых диоритов. Макроскопически диориты довольно богаты черной роговой обманкой и белым полевым шпатом. Размер зерен до 5 мм. Под микроскопом видно, что преобладает частично серицитизированный плагиоклаз, калиевого полевого шпата немного, а кварц присутствует в типичных резко ксеноморфных зернах.

За лощиной в ближайших обнажениях на самом западном холмике встречаются уже пироксеновые порфиры, выступающие в виде небольших каменистых выходов и шебня.

Описанные обнажения сланцев, диоритов и порфиритов представляют собой изолированные выходы древних палеозойских пород, выступающих здесь кое-где из-под третичных песчаников. Эти породы, как уже было сказано, у восточного подножья горы Коркутал ограничивают область распространения эпилейцитовых порфиритов и туфов с востока. Однако дальше на востоке уже за полосой третичных отложений Е. А. Кузнецов встретил отдельные обнажения зернистой изверженной породы эссекситового типа, такой же как породы с юго-западного склона "Каменного бугра". Это показывает, что площадь распространения щелочных пород может быть более широкой, чем та, на которой мы встречали их выходы. Невозможно сказать только, в какой связи находятся их отрывочные обнажения на востоке с изученной частью массива.

ЧАСТЬ II

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ ИШИМСКОГО МАССИВА

ВВЕДЕНИЕ

Горным породам Ишимского щелочного массива была посвящена особая статья А. Н. Заварицкого (1936), но там описаны только отдельные образцы горных пород. Геологические условия нахождения горных пород были тогда неясны. Неизвестными оставались и многие горные породы, имеющие существенное значение в строении массива.

Настоящий раздел нашей работы восполняет этот пробел, хотя мы и сейчас не претендуем на полное описание всех разновидностей горных пород. Описаны только главнейшие типы, поскольку знание существа этих пород необходимо для представления о геологическом строении данного участка земной коры и о происходивших там процессах.

Если оставить в стороне те горные породы, которые появляются в удалении от комплекса щелочных пород Ишима, представляющего, несомненно, единое целое, то входящие в его состав горные породы могут быть классифицированы следующим образом:

I. Излившиеся вулканические породы и соответствующие им туфы.

II. Более молодые интрузивные и жильные изверженные породы, распадающиеся на несколько групп по составу и времени образования.

III. Метаморфические породы, образовавшиеся в результате изменения эффузивных, интрузивных и отчасти осадочных горных пород.

Глава 4. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ИШИМСКОГО МАССИВА

Среди эффузивных пород мы различаем по порядку от более древних более молодым: порфириты (андезитовые или базальтовые порфириты); иллейцитовые порфириты (лейцититовые порфириты); эпилейцитовые порфириты (фонолитовые порфириты). Последние являются наиболее распространенными и интересными щелочными породами массива, и к ним тесно примыкает группа пирокластических пород – туфов эпилейцитовых порфиритов.

Порфириты встречались только в виде отдельных обнажений среди массива и по соседству с ним; непосредственно отношение их к щелочным породам массива не наблюдалось. Ксенолиты каких-то измененных порфиритов пород основного состава встречаются в нефелиновых сиенитах, что также говорит о существовании древних пород, имевших состав порфиритов.

Эпилейцитовые порфириты встречались тоже только в немногих обнажениях. Они, несомненно, старше эпилейцитовых порфиритов. Не будет невероятным допущение, что излияния лейцититов непосредственно предшествовали излияниям фонолитовой магмы. Эпилейцитовые порфириты обнаружены при последних исследованиях А. Н. Заварицкого и не были описаны в его ранней статье.

Строго говоря, метаморфизм испытали в большей или меньшей степени все эффузивные породы, но можно совершенно определенно отличать анхиметаморфические эффузивные породы, еще сохранившие ясные следы своей первоначальной структуры, от пород метаморфических, где эти структуры в лучшем случае проявляются как слабые реликты или совсем стираются и структура породы целиком определяется процессом метаморфизма.

Метаморфизм вулканических пород (фонолитов или эпилейцитовых порфиритов) может быть прослежен на месте, и происхождение тех метаморфических пород, которые из них возникают, установлено совершенно точно. Первоначальная природа некоторых других типов является только предположением. Поэтому невозможно для всех метаморфических пород Ишима дать описание параллельно с описанием их исходного материала, что, может быть, было бы желательно. Описание метаморфических пород выделено в особую главу.

Порфириты

Эти горные породы сильно изменены, так что их первоначальная природа с полной несомненностью не может быть установлена даже на основании микроскопического исследования.

Порода представляет собой типичный авгитовый или уралитовый порфирит. Фенокристаллы авгита (или уралита) достигают в длину 3–5 мм, чаще они более мелкие, и заключены в темно-серой со слабым зеленоватым оттенком афанитовой основной массе. При выветривании породы на поверхности ее кусков образуется тонкая буроватая корочка.

Характерна отдельность породы, благодаря которой она распадается на мелкие округло-угловатые глыбы и куски.

Микроскопическое исследование обнаруживает довольно значительное разнообразие среди образцов этой породы, зависящее в основном от степени ее изменения. Вторичные минералы в ней являются преобладающими.

Фенокристаллы моноклинного пироксена, размером чаще всего около 2–3 мм, в различной степени подверглись уралитизации. Пироксен почти бесцветный или очень слабо окрашен в буроватый цвет с едва заметным фиолетовым оттенком и не плеохроирует. Кристаллы его имеют типичную форму коротких восьмигранных призм и обладают хорошо развитой спайностью. Угол погасания cNg почти точно равен 45° ; встречающиеся иногда двойниковые вростки по (100) гаснут почти одновременно со вмещающим их зерном. Иногда угол погасания понижается до $42-43^\circ$. В поперечных сечениях с низким двупреломлением в некоторых случаях видно ясное зональное погасание, связанное с увеличением угла оптических осей от центральной части кристалла к его периферии. $2V$ в центре зерен – 54° , на периферии – до 57° . Средний показатель преломления, измеренный иммерсионным способом: $N_m = 1,695 \pm 0,002$; $N_g - N_p = 0,023 - 0,024$. Оптические свойства показывают, что пироксен в фенокристаллах нужно считать авгитом.

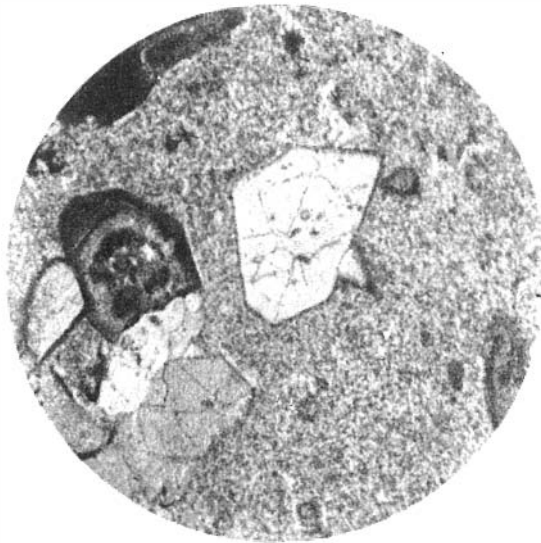
Волокнистая уралитовая роговая обманка, в которую превращается авгит, обычно бледно окрашена. Цвета плеохроизма чаще всего колеблются от голубовато-зеленого ($21-22$ $ie-ic$) по Ng до бледно-желтого (1 gs , иногда 1 $ie-ic$) по Np ; цвета здесь и в дальнейшем – в обозначениях Оствальда (Ostwald, 1926), при этом окраска часто неравномерная, пятнистая. Угол погасания $cNg = 19^\circ$.

В некоторых случаях пироксен фенокристаллов нацело превращен в уралит, в других – роговая обманка развивается только в виде тонкой каемочки по периферии кристаллов пироксена и проникает в него по трещинкам, постепенно съедая весь кристалл. Особенно яркий случай таких отношений наблюдался в порфирите, встреченном уже за пределами массива. Обыкновенно при уралитизации получаются гомоосевые псевдоморфозы, но в некоторых случаях авгит замещается беспорядочным агрегатом роговой обманки. Иногда фенокристаллы авгита совсем не затронуты уралитизацией (фиг. 2).

Наряду с роговой обманкой в пироксене кое-где по трещинам или беспорядочными пятнами развивается и зелено-бурая слюда.

Иногда встречающиеся в некоторых образцах порфирита мелкие, не достигающие и 1 мм фенокристаллы плагиоклаза совершенно разложены, замещены рельефной мутью, иногда на фоне альбитизированного фенокристалла. Некоторые зернистые агрегаты эпидота тоже, вероятно, образовались на месте фенокристаллов плагиоклаза. Наконец, наблюдалось превращение плагиоклаза в неразличимо тонкозернистые агрегаты других вторичных минералов.

К числу первых выделений в породе относятся также кристаллы магнетита от 0,08 до 0,15 мм в диаметре и, может быть, относительно крупные кристаллы апатита.



Фиг. 2. Порфирит. Общий вид микроструктуры разновидности с сохранившимися вкраплениями зонального авгита. Короткопризматические, хорошо ограненные кристаллы авгита образуют гломеропорфировые сростки. Обр.154; у дороги юго-восточнее п.Х1. Николи скрещены, увел. 15

Основная масса в большинстве образцов обнаруживает более или менее ясные следы первоначальной микролитовой структуры, несмотря на то, что по существу в настоящем ее виде микроструктура является уже кристаллобластической. Ее можно поэтому назвать бластомикролитовой.

Главные минералы, образующие основную массу, – альбитизированный плагиоклаз и роговая обманка. Альбитовые кристаллы имеют форму и расположение микролитов того плагиоклаза, из которого они образовались, но они обычно утратили свои хорошие грани и в деталях очертания неделимых альбита определяются его кристаллобластическими отношениями к роговой обманке. Размеры призмочек альбита в разных образцах породы различны. Там, где они хорошо видны, они имеют от 0,1 до 0,3 мм в длину. В некоторых случаях плагиоклаз в основной массе сплошь заменен чрезвычайно тонким агрегатом вторичных минералов, и его микролиты неразличимы.

Роговая обманка в основной массе представлена тем же видом, который в данном шлифе образует уралитовые псевдоморфозы по авгитовым фенокристаллам. Там, где псевдоморфозы образованы волокнистым уралитом, как, например, в обнажениях к востоку от горы Коркутал, и

в основной массе роговая обманка волокнистая. В обнажениях к северо-востоку от массива амфибол компактный и более густо окрашенный, как в тех каймах, где он замещает фенокристаллы авгита, так и в основной массе. Кроме зерен, располагающихся между альбитовыми микролитами, роговая обманка образует пучки и жилки, секущие основную массу, и другие скопления. Кроме вторичной роговой обманки в основной массе наших порфиритов присутствуют другие сравнительно светло окрашенные минералы, такие как хлорит, эпидот, буро-зеленая слюда. Из аксессуарных минералов встречались магнетит, сфен и апатит.

Слюда, хлорит и эпидот неодинаково распространены в разных образцах и неравномерно распределены в породе. Детали соотношений между этими минералами разнообразны в разных местах, и нет необходимости их подробно описывать. Надо отметить только, что слюда играет такую же роль, как роговая обманка, замещая фенокристаллы авгита и развиваясь в основной массе. Роговая обманка и слюда часто развиваются совместно, вместе образуют скопления и т.д. Хлорит встречается в небольшом количестве и является, вероятно, позднейшим минералом, развиваясь на месте как роговой обманки, так и слюды. Эпидот — от мельчайших зернышек до кристаллов такой же или даже большей величины, чем другие минералы основной массы. В некоторых случаях привлекают внимание кристаллы апатита своими сравнительно крупными размерами.

Возникшая в результате перекристаллизации породы микроструктура основной массы — кристаллобластическая и по характеру взаимных отношений минералов напоминает микроструктуры зеленокаменных пород, с тем же разнообразием форм отдельных минералов и их распределения в породе.

Описываемые авгитовые и уралитовые порфириты не входят в Ишимский комплекс щелочных пород. По-видимому, они в значительной мере составляли лишь основание вулкана, образованного потоками щелочных эффузивных пород. Поэтому подробнее на них не будем останавливаться и отметим лишь особенности этих пород из разных мест, где они были встречены.

1. Обнажение на гряде восточнее массива. Фенокристаллы пироксена в значительной части сохранились и затронуты амфиболлизацией только с краев. Роговая обманка зеленая, неволокнистая; слюда в породе присутствует в очень небольшом количестве, развиваясь частью по трещинам авгита. Попадает апатит в крупных кристаллах: основная масса — типичная бластомикролитовая и имеет облик тонкозернистого альбит-эпидотового амфиболита. Состоит из зеленой роговой обманки и прозрачного свежего на вид альбита, возможно, с небольшой примесью калиевого полевого шпата.

2. Обнажение к востоку от горы Коркутал. Фенокристаллы авгита превращены в волокнистый уралит, сохраняясь среди него иногда только в виде остатков. В некоторых случаях вместе с уралитом в довольно значительном количестве присутствует слюда. Основная масса бластомикролитовая; очертания альбитизированных крупных микролитов хорошо видны, но в некоторых образцах плагиоклаз превращен в неразлично

тонкий агрегат вторичных минералов. Местами развивается пренит в виде тонких (менее 0,1 мм) секущих жилок.

3. Выход среди площади развития щелочных пород. Фенокристаллы авгита не затронуты амфиболитизацией и обнаруживают зональное строение. В основной массе обильно развивается слюда вместе с роговой обманкой; иногда вместе с ней и магнетитом слюда образует небольшие скопления. Маленькие фенокристаллы плагиоклаза размером 0,2 – 0,3 мм замещены сосюритоподобными агрегатами. Основная масса – бласто-микрولитовая. Размер зерен 0,07 – 0,08 мм.

Эпилейцитовые порфириды (лейцититовые порфириды)

Выделение этого типа горных пород в Ишимском массиве как продуктов определенного этапа вулканической истории этого интереснейшего комплекса щелочных пород не может быть сделано с полной уверенностью. Только в одном месте к северу от горы Коркутал наблюдались дайки фонолитовых эпилейцитовых порфиров, видимо, пересекающие эпилейцитовые порфириды. У западной окраины массива во втором месте, где встречены были такие породы, отношения их к эпилейцитовым порфирам недостаточно ясны; кроме того сами породы здесь не так типичны, как к северу от горы Коркутал. Наконец, к северу от "Каменного бугра", где также можно предполагать присутствие этих пород, они подверглись изменениям в такой степени, что их природа не может быть установлена.

1. Опишем сначала наиболее типичный вид эпилейцитового порфирида, в котором он представлен в обнажениях к северу от горы Коркутал (№ 195).

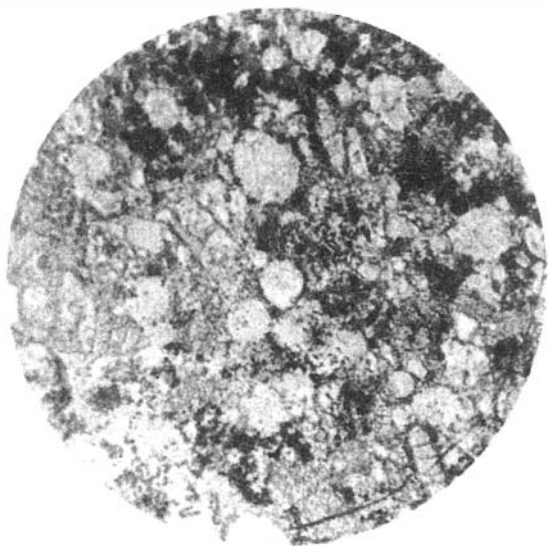
Макроскопически эта порода имеет облик порфирида. В свежем изломе она темно-серого цвета, элпорфировая, со многими темными, блестящими плоскостями спайности, фенокристаллами авгита и с многочисленными мелкими (до 1 мм) светло-серыми округлыми пятнышками эпилейцита. Местами заметны более ярко-зеленые, как будто эпидотизированные участки. На выветрелых поверхностях образуется тонкая охряно-бурая корочка.

Под микроскопом видно, что порода состоит из фенокристаллов авгита и эпилейцита, образованного калиевым полевым шпатом и мусковитом, и основной массы, в составе которой кроме щелочного полевого шпата существенное участие принимают зеленая слюда и гранат (фиг. 3). Последние местами образуют небольшие скопления. Кроме того в породе присутствуют аксессуарные минералы – магнетит и апатит.

В двух образцах эпилейцитового порфирида был измерен количественный минеральный состав; получены следующие данные (в объемн. %):

	I	II
Псевдоморфозы по лейциту	24,4	30,0
Фенокристаллы авгита	22,4	27,1
Гранат в мелких зернах	3,3	5,7
Магнетит в мелких зернах	1,3	1,6
Основная масса	48,6	35,6

С у м м а . . . 100,0 100,0



Фиг. 3. Эпилейцитовый порфирит. Общий вид микроструктуры. Многочисленные фенокристаллы эпилейцита и авгита в сильно метаморфизованной основной массе. Обр.195, между п. XII и IX. Без анализатора, увел. 15

Цветной индекс можно считать равным приблизительно 45.

Авгит фенокристаллов составляет 25–30% всей массы породы. Призматические кристаллы его обнаруживают грани (100), (010), (110) и иногда (111) и обычную хорошо развитую спайность по (110). Размеры фенокристаллов чаще всего от 0,8 до 2,5 мм и редко больше. Иногда попадаются простые и олигосинтетические двойники по (100). Минерал очень слабо окрашен в буроватый цвет и обладает едва заметным плеохроизмом, обнаруживая зеленоватый оттенок по N_g . В некоторых кристаллах можно заметить зональное строение со сравнительно узкой наружной зоной. При этом ядро обладает несколько более высоким дву-преломлением ($N_g - N_p = 0,024$), чем периферическая кайма ($N_g - N_p = 0,022$). Угол погасания в ядре ($cN_g = 43^\circ$) несколько меньше, чем в наружной зоне ($cN_g = 45^\circ$). Изредка встречаются фенокристаллы, обнаруживающие при скрещенных николях структуру песочных часов. Секторы, расположенные по оси с кристалла, имеют более высокое дву-преломление. Показатели преломления авгита в центральных частях зональных кристаллов, измеренные иммерсионным методом, такие: $N_g = 1,719$; $N_m = 1,698$ и $N_p = 1,692 \pm 0,002$; $N_g - N_p = 0,022 - 0,025$; $+ 2V = 55 - 58^\circ$, причем часто в зональных кристаллах зоны с $+ 2V = 55^\circ$ чередуются с зонами, где $+ 2V = 58^\circ$.

Псевдоморфозы по лейциту находятся в несколько большем количестве, чем авгит, составляя почти половину всей массы породы, хотя обычно их все же немного меньше. Они выступают под микроскопом большей частью как округлые пятна, почти совсем лишенные цветного минерала, но нередко встречаются и такие псевдоморфозы, которые обнаруживают грани кристаллов лейцита. Под микроскопом видно, что величина их обычно измеряется десятками долями миллиметра, редко достигая более значительных размеров.

Псевдоморфозы по лейциту состоят преимущественно из калиевого полевого шпата и мусковита; размеры неделимых этих минералов не превышают 0,05 мм, а чешуйки слюды часто еще меньше. Форма зернышек полевого шпата неправильная. Кроме полевого шпата и слюды внутри псевдоморфоз по лейциту попадают и другие минералы, входящие в состав основной массы, но в совершенно ничтожном количестве. Полевой шпат, в основном образующий псевдоморфозы, несомненно, является калиевым полевым шпатом, судя по его низкому показателю преломления.

Кристаллы магнетита – около 0,15 мм и более мелкие. Крупные (и тогда часто с центральным каналом) призмочки апатита могут быть также отнесены к порфиристым выделениям. Магнетит иногда встречается вросшим в фенокристаллы авгита.

Основная масса описываемого эпилейцитового порфирита, в которой заключены фенокристаллы авгита и псевдоморфозы по лейциту, образована из щелочного полевого шпата и слюды. Существенное значение имеет также гранат.

Из-за исключительно небольших размеров зерен полевого шпата (менее 0,05 мм) точные исследования его невозможны. Судя по величине показателя преломления, заметно меньшей, чем у канадского бальзама, это щелочной полевой шпат. Кроме калиевого полевого шпата здесь, несомненно, присутствует альбит с характерными для него двойниками. Однако общая пелитизация полевого шпата затрудняет выяснение количественного соотношения этих двух полевых шпатов.

Слюда в основной массе встречается в виде мелких (не более 0,1 мм) пластинок. Она плеохроирует в зеленых тонах, от светло-желтого (приблизительно 1ea) по Nr до зелено-буровато-зеленого (23 и 24p) по Ng. Рельефные, столь же мелкие зернышки граната в значительном количестве примешиваются к полевому шпату и слюде. Местами они более крупные, до 0,2 мм, и тогда образуют неправильные скопления. Интересно отметить, что в мелких зернышках и в центральной части скоплений гранат очень слабо окрашен в буроватый цвет, тогда как по краям скоплений его зерна принимают довольно интенсивную желтую окраску (2pe-re).

В структуре основной массы, так же как и в структуре псевдоморфоз по лейциту, мы видим кристаллобластические отношения образующих их минералов. В распределении слюды и полевого шпата заметны как бы следы бывшей оцеллярной структуры лейцитита. Местами слюда образует округлые скопления более крупных пластинок; к ней иногда присоединяется гранат, слагающий обычно центральную часть таких агрегатов. Как уже сказано, главные минералы основной массы, особенно слюды, проникают и внутрь псевдоморфоз по лейциту. Слюда развивает-

ся в виде агрегатов мелких пластинок внутри фенокристаллов авгита по его трещинам и небольшими скоплениями.

Химический анализ типичного образца (№ 195) эпидейцитового порфирита дал такие результаты (в %):

SiO ₂	48,35	Na ₂ O	2,87
TiO ₂	1,03	K ₂ O	4,44
Al ₂ O ₃	12,82	P ₂ O ₅	1,00
Fe ₂ O ₃	4,91	F ²	0,04
FeO	5,34	S	0,04
MnO	0,15	H ₂ O ^{+110°}	0,16
MgO	6,66	П.п.п.	1,21
CaO	11,04		

С у м м а . . . 100,05

Анализ проведен в лаборатории Московского геолого-разведочного института в 1937 г.

Вычисленные из этих данных числовые характеристики и дополнительные параметры такие:

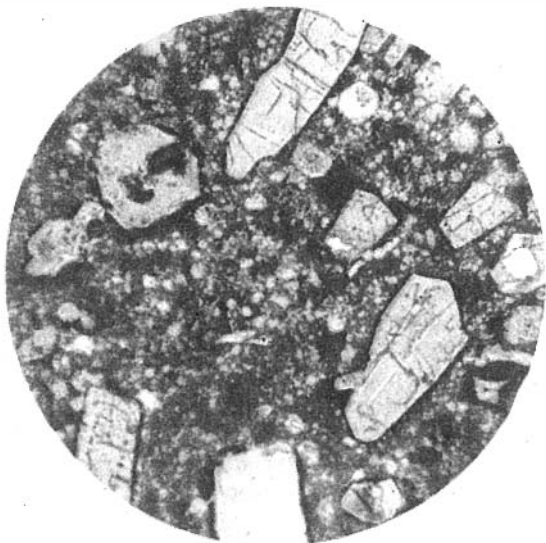
a	12,3	f'	31,0	Q	-18,9
c	2,1	m'	34,5	a/c	5,85
b	31,7	c'	33,5		
S	53,9	n	49,0		

По валовому химическому составу наши эпидейцитовые порфириды сильно отличаются от современных лейцититов и в то же время очень близки к лейцитовым базальтам.

2. Описанный вид эпидейцитового порфирита является наиболее типичным, но к нему очень близка разновидность, встречаемая среди эпидейцитовых порфиров в западной части массива около пункта II (№ 223).

В ней фенокристаллов авгита несколько меньше, но они в то же время несколько крупнее. Они здесь также обнаруживают слабую зональность и двойниковое сложение. В зональных кристаллах замечена слабая буроватая окраска ядра, окруженного бесцветной зоной.

Лейцитовые выделения были представлены двумя генерациями, если судить по их размерам. Сравнительно небольшое число более крупных псевдоморфоз по лейциту (размером 0,5 - 0,8 мм) можно рассматривать как микрофенокристаллы. Они довольно резко отличаются по величине от многочисленных еще более мелких (не превышающих 0,1 мм) кристаллов в основной массе. Благодаря этим мелким кристаллам микроструктура породы принимает характерный вид оцелляровой микроструктуры лейцитита (фиг. 4). Между псевдоморфозами по лейцитовым кристаллам, образованным в основном из полевого шпата с примесью мусковита, располагаются агрегаты из чешуек зеленой слюды, мельчайших кристаллов магнетита и рельефных зернышек неопределимого вследствие тонкодисперсности минерала. В основной массе также встречается гранат в виде небольших скоплений и жилок. Размер отдельных зернышек магнетита достигает 0,1 мм.



Фиг. 4. Эпилейцитовый порфирит. Общий вид микроструктуры. Многочисленные мелкие фенокристаллы зонального авгита и псевдоморфозы по кристаллам лейцита. В основной массе заметны следы оцелляровой структуры. Обр. 223, около п. II. Без анализатора, увел. 20

3. К северу от "Каменного бугра" (№ 292) в порфиритах, которые здесь тоже, по-видимому, пересекаются дайками эпилейцитового порфира, как и к северу от горы Коркутал, под микроскопом можно увидеть в основной массе округлые сростки зерен щелочного полевого шпата, имеющие большое сходство с псевдоморфозами по лейциту. Может быть, и эту породу нужно отнести к группе эпилейцитовых порфиритов, но значительные вторичные изменения не позволяют быть вполне уверенным в этом систематическом положении. Во всяком случае если даже это и псевдолейцитовый порфирит, то он значительно отличается от описанных выше типов наличием полевошпатовых фенокристаллов.

Макроскопически это темно-серая порода с фенокристаллами авгита (уралита) величиной до 3-4 мм. Редкие светлые пятна имеют вид псевдоморфоз по полевоому шпату; в них заметно развитие эпидота.

Под микроскопом видно, что крупные фенокристаллы авгита в значительной степени замещены сине-зеленой роговой обманкой и буроватой, относительно слабо плеохроирующей слюдой. Эти минералы развиваются сначала вдоль трещинок, а затем совсем замещают пироксен. Возможно, что небольшие скопления этих минералов, встречающиеся в породе и уже утратившие очертания фенокристаллов авгита, также развились при замещении этого минерала. В скоплениях роговой обманки совершенно не-

правильной формы иногда попадает бесцветный диопсид. В некоторых случаях к ним приурочено нахождение крупных призм апатита.

Кроме фенокристаллов авгита встречаются в большом количестве более мелкие фенокристаллы полевого шпата. Они всегда помутнелые, часто до такой степени, что полевой шпат в них нельзя определить. Там, где они более прозрачны, можно различить полисинтетические двойники, и углы погасания в них отвечают альбиту. Мы имеем дело, очевидно, с полной альбитизацией более основного плагиоклаза. Размеры фенокристаллов полевого шпата достигают 2 мм, но чаще они меньше. Кроме них наблюдаются многочисленные мелкие микрофенокристаллы размером около 0,3 мм без двойников или в простых двойниках. Они могут быть помутневшим калиевым полевым шпатом. Встречаются, наконец, такие же мелкие округлые сростки неделимых полевого шпата, располагающихся по секторам. Эти сростки очень напоминают очертания лейцитовых кристаллов, но их природа не вполне ясна. К числу первых выделений в породе относится также и магнетит.

Основная масса имеет бластомикролитовую структуру. Кроме микролитов щелочного полевого шпата размером до 0,1 мм и обычно еще более мелких в состав основной массы входит зеленый минерал, в котором нетрудно узнать ту же роговую обманку, которая замещает пироксен и встречается в сростках более крупных зерен. Кроме того в большом количестве в основной массе присутствуют хорошо образованные рельефные мелкие призмочки длиной обычно до 0,05 мм и толщиной всего в несколько микрон. Там, где они покрупнее, можно заметить, что они гаснут под углами около 40°, а в еще более крупных можно определенно узнать моноклинный пироксен (диопсид).

Основную массу пересекают тончайшие (меньше 0,1 мм) жилочки полевого шпата с мелкими зернышками магнетита в средней их части.

Развитие диопсида и амфибола, а также перекристаллизация породы могут быть связаны с влиянием контакта находящихся неподалеку интрузивных горных пород.

Эпилейцитовые и псевдолейцитовые порфиры (фонолитовые порфиры)

Эти наиболее интересные из горных пород Ишимского комплекса уже были довольно подробно описаны ранее в статье А. Н. Заварицкого (1936). Относительно большой материал, который был собран им впоследствии, позволил уточнить и дополнить их описание.

Эпилейцитовые порфиры занимают, как мы видели, широкую площадь и сопровождаются прекрасно выраженными вулканическими туфами. В том, что они представляют вулканические породы, излившиеся на поверхность, сомневаться нет никаких оснований.

В многочисленных выходах этих горных пород можно наблюдать целый ряд разновидностей. Кроме того, очевидные явления метаморфизма создают ряд переходов от этих пород к породам метаморфическим — ортороговикам, уже утратившим первоначальные особенности состава и структуры изверженной породы. Все это, с одной стороны, создает из—

вестное разнообразие внутри рассматриваемой группы пород, а с другой стороны – границы этой группы делаются в некоторой степени условными, особенно когда приходится разграничивать эпилейцитовые порфиры и происшедшие из них метаморфические горные породы.

В огромном большинстве случаев наши породы представлены эпилейцитовыми порфирами, в которых лейцит превращен в псевдоморфозы из калиевого полевого шпата и мусковита. Однако в одном обнажении около пункта II был встречен и псевдолейцитовый порфир с фенокристаллами настоящего псевдолейцита из калиевого полевого шпата и нефелина (№ 224). Уже макроскопически на ровных плоскостях раскола псевдолейцитовых выделений вследствие различного отношения к выветриванию калиевый полевой шпат и нефелин становятся ясно различимы; нефелин, выветриваясь быстрее, выделяется как углубления (оспинки) среди полевого шпата.

В ранней статье А. Н. Заварицкий (1936) разделил по внешнему виду все эпилейцитовые порфиры Ишима на два типа: 1) породы менее измененные с темной основной массой и 2) светлые породы – беловатые, розоватые и зеленоватые. Различие между этими типами обусловлено присутствием в первом значительного количества темной, зеленоватой под микроскопом слюды. Исчезновение этой слюды во втором типе, несомненно, связано с некоторым дальнейшим метаморфизмом породы вообще, по существу близким к изменениям, наблюдавшимся и в некоторых интрузивных породах Ишимского комплекса.

Кроме этих двух типов среди эпилейцитовых порфиров необходимо различать эвпорфировые и афировые типы. Нужно заметить, что афировые разновидности распространены, пожалуй, даже больше, чем эвпорфировые. При этом наблюдаются постепенные переходы, и поэтому выделить все эти разновидности очень трудно. Афировые эпилейцитовые порфиры по внешнему виду не всегда легко отличить от их туфов.

Таким образом, макроскопически можно различать следующие типы ишимских фонолитовых порфиров.

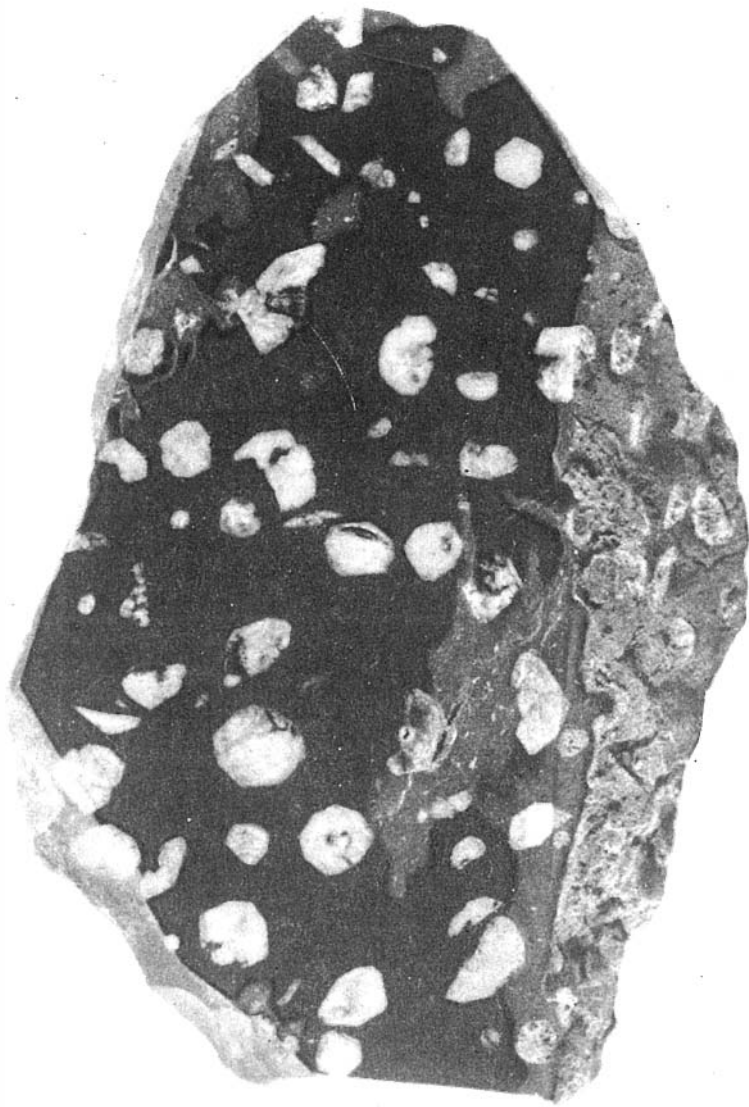
А. Эпилейцитовые порфиры

- 1) темные, богатые зеленой слюдой: эвпорфировые, афировые;
- 2) измененные, осветленные: эвпорфировые, афировые.

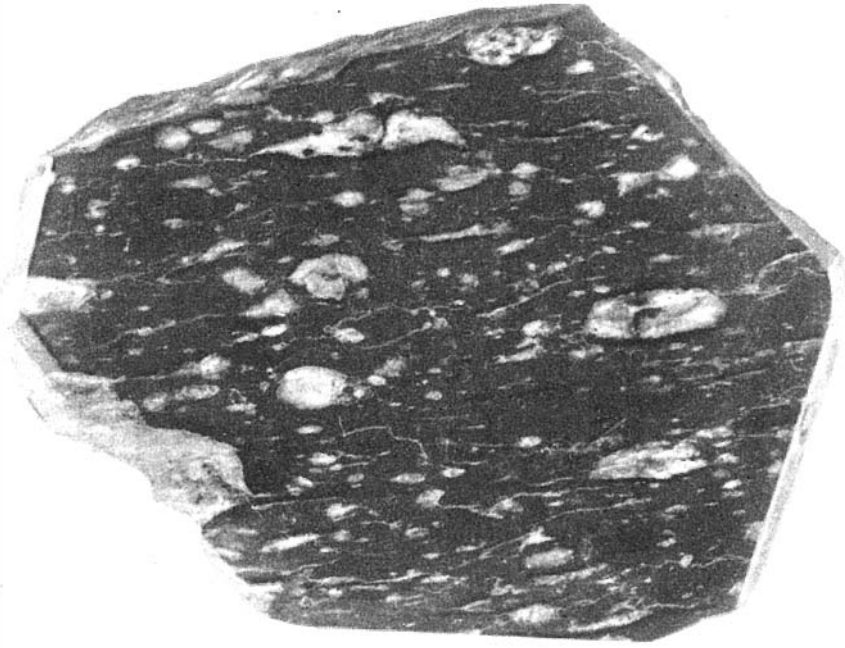
Б. Псевдолейцитовые порфиры.

Э п и л е й ц и т о в ы е п о р ф и р ы. Наиболее характерными являются эвпорфировые разновидности с темно-серой, почти черной основной массой. В изломе видны крупные, чаще всего до 8–15 мм, белые, редко светло-розовые фенокристаллы эпилейцита, обнаруживающие характерные кристаллические очертания или иногда обломанные (фиг. 5). В некоторых, правда редких, случаях размеры фенокристалла эпилейцита достигают 3 см. В изломе нетрудно видеть тонкозернистое строение этих псевдоморфоз.

При выветривании породы псевдоморфоз по лейциту оказываются более прочными, чем основная масса, и рельефно выступают на поверхности глыб и кусков. Обыкновенно в этих случаях ребра псевдоморфоз сглажены, поверхность граней шероховатая, но попадаются и хорошо огранные тетрагон-триоктаэдры (лейцитозэдры). Прекрасные формы



Фиг. 5. Эпилейцитовый порфир. Приполюрованная поверхность образца. Видны форма и размеры целых тетрагон-триоктаэдрических фенокристаллов эпилейцита и их обломков. Natur. вел.



Фиг. 6. Рассланцованный метаморфизованный эпидейцитовый порфир. Приполированная поверхность образца. Видны линзовидные очертания деформированных фенокристаллов эпидейцита. Натур. вел.

таких кристаллов можно найти вывалившимися из породы в почве около выходов и в россыпи щебня.

Основная масса эпидейцитовых порфиров этого типа или совершенно плотная, афанитовая, или представляется невооруженному глазу очень тонкозернистой; в последнем случае она имеет более светлую серую окраску, тогда как окраска афанитовой основной массы ближе к черной. В некоторых случаях встречаются породы, очень похожие на эпидейцитовые порфиры, в которых, однако, фенокристаллы эпидейцита деформированы и как бы сплющены (фиг. 6). Под микроскопом в этих образцах всегда видны значительные метаморфические изменения, и эти породы уже должны быть отнесены к группе метаморфических пород — ортороговиков.

Афировые разности темных эпидейцитовых порфиров по наружному облику не отличаются от основной массы эвпорфировых типов. Под микроскопом, однако, часто обнаруживается присутствие в них микрофенокристаллов эпидейцита.

Измененные светлые разновидности эпидейцитовых порфиров встречаются только в виде щебня. Их эвпорфировые представители содержат фенокристаллы эпидейцита в виде пятен, либо сохраняющих кристалло-

графические очертания, либо округлых и несколько расплывчатых, заметно отличающихся окраской от основной массы. Это или розовые выделения на беловатом фоне, или, наоборот, беловатые или светло-розоватые на розовом фоне; особенно красивы образцы со светло-розовыми фенокристаллами на бледном зеленоватом фоне основной массы. В афировых представителях измененных эпилейцитовых порфиров фенокристаллы совершенно отсутствуют.

Основная масса у светлых эпилейцитовых порфиров существенно полевошпатовая, очень тонкозернистая, почти фарфоровидная. Часто в породе видны обильные, неравномерно распределенные блестящие мелкие чешуечки белой слюды. Местами, и тоже неравномерно, порода обнаруживает пористость. Нередко можно видеть отпечатки вышеложенных кристаллов пирита, выставленные пленкой окислов железа.

Псевдолейцитовые порфиры. Эти породы, как уже отмечалось, являются большой редкостью. Фенокристаллы псевдолейцита в них довольно крупные — до 1 см и больше, но величина их меняется в разных местах. Распределены они в породе тоже неравномерно. На выветрелой поверхности плоских расколов породы легко можно увидеть и невооруженным глазом, что псевдоморфозы по лейциту состоят здесь из нефелина и полевого шпата. Когда такой раскол проходит как через основную массу, так и через фенокристаллы, тогда на выветрелых плоских расколах псевдолейцитовых фенокристаллов ясно выступает различие белого полевого шпата, труднее выветривающегося, и голубовато-серого нефелина, легче выветривающегося и поэтому образующего углубления, оспинки (фиг. 7). Состав псевдолейцита легко также установить, протравливая кислотой отполированную поверхность разрезов фенокристаллов. Тогда видно, так же как и на отпрепарированных выветриванием разломах порфировых выделений, что нефелин и полевой шпат в псевдолейцитах распределяются неравномерно. Нередко с периферии лейцитовые кристаллы замещаются только полевым шпатом, а зёрнышки нефелина присоединяются к полевому шпату в более внутренних частях псевдоморфозы. В некоторых случаях имеет место зональное расположение составляющих псевдоморфозу минералов: преимущественно полевошпатовые зоны чередуются с зонами, состоящими главным образом из нефелина.

Основная масса псевдолейцитовых порфиров темно-серая, очень тонкозернистая или даже афанитовая. Весьма характерно, что в некоторых местах она пересечена тонкими (толщиной до 1–2 мм) жилочками нефелина. Макроскопически они обнаруживаются на ровных поверхностях кусков, более или менее выветрелых. Жилки нефелина выглядят здесь как узкие углубленные бороздки.

На сильно выветрелой поверхности псевдоморфозы по лейциту у описываемых пород так же рельефно выступают (фиг. 8), как и у многих эпилейцитовых порфиров.

Микроскопическое исследование фонолитовых порфиров Ишимского комплекса показало, что все эти породы в той или иной степени претерпели изменения в их минеральном составе и структуре.

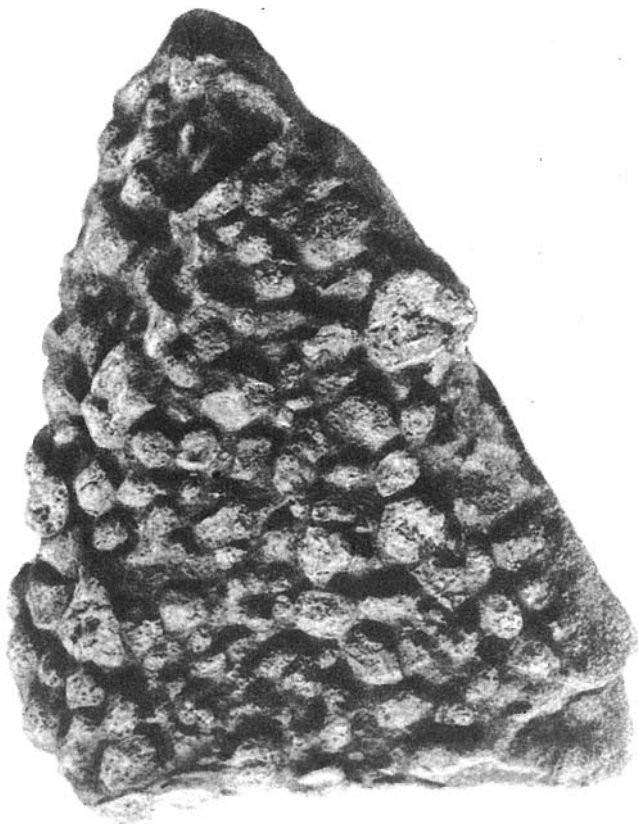
Типичный вид этих пород под микроскопом был уже подробно описан в статье А. Н. Заварицкого (1936). Собранный им впоследствии



Фиг. 7. Псевдолейцитовый порфир. Ровная выветрелая поверхность образца. Видно внутреннее строение псевдоморфоз по лейциту, так как на месте зерен нефелина при выветривании образуются углубления. Натур. вел.

гораздо более обширный материал показывает, что кроме типичных представителей во многих случаях присутствуют такие разновидности, которые, не отличаясь макроскопически, под микроскопом оказываются значительно более измененными, совсем или почти совсем утратившими следы первоначальной структуры основной массы. В некоторых случаях при этом очертания лейцитовых кристаллов в основной массе хорошо сохранились. Дальнейшее изменение ведет к еще более значительной перекристаллизации и полной утрате следов первоначальной структуры. Все эти изменения можно проследить в ряде постепенных переходов.

Кроме разновидностей, обусловленных позднейшими изменениями, были встречены и такие разновидности эпилейцитовых порфиров, которые различаются по характеру первоначальной структуры и отличаются



Фиг. 8. Псевдолейцитовый порфир. Сильно выветрелая поверхность образца. Фенокристаллы псевдолейцита рельефно выступают из более выветрившейся основной массы. На месте зерен нефелина в псевдоморфозах по лейциту небольшие углубления

от наиболее распространенного типа, описанного в статье А. Н. Заварицкого (1936).

Этот наиболее обычный тип обладает микролитовой трахитоидной структурой основной массы. Кроме него встречались породы с ортофировой микроструктурой и, наконец, породы с оцелляровой микроструктурой, отличающейся большим количеством мелких псевдоморфоз по лейциту в основной массе. В числе последних наблюдались породы с признаками шлаковой, пористой текстуры. Кроме структур основной массы ишимские фанолитовые порфиры обнаруживают также различия и в строении псевдоморфоз по лейциту, в характере первых выделений и т.д.

Поэтому в дополнение к опубликованному раньше описанию здесь можно отметить еще некоторые микроскопические особенности этих горных пород.

Фенокристаллы в ишимских фонолитовых порфирах представлены:

1) псевдоморфозами по лейциту, 2) псевдоморфозами по цветному минералу, иногда с остатками первичного моноклинного пироксена, 3) фенокристаллами калиевого полевого шпата, 4) более крупными зернами магнетита.

Псевдоморфозы по лейциту почти всегда состоят только из калиевого полевого шпата и мусковита. Псевдолейциты из полевого шпата и нефелина встречаются как исключение и будут рассмотрены ниже.

Калиевый полевой шпат и мусковит являются главными минералами, образующими псевдоморфозы по лейциту (эпилейциту), но в некоторых случаях встречаются псевдоморфозы, образованные только одним каким-нибудь из этих минералов. Псевдоморфозы из одного калиевого полевого шпата наблюдались, например, в образце пузыристого шлакового эпилейцитового порфира; псевдоморфозы из одного мусковита присутствуют в белых измененных разновидностях наших пород.

Структура псевдоморфоз по лейциту гранобластическая; они представляют собой агрегат неправильных изометрических зерен размером чаще всего 0,1 – 0,15 мм, хотя размеры и распределение минералов довольно разнообразные. В статье А. Н. Заварицкого (1936) уже был отмечен ряд особенностей строения эпилейцитовых фенокристаллов: частое обогащение мусковитом центральной части псевдоморфоз, редкие наружные каймы из одного полевого шпата со слабо выраженной "палисадной" структурой, т.е. характерным расположением удлиненных зерен полевого шпата нормально к грани лейцитового кристалла, срастание мусковита в пучки и т.д. Упоминалось и о явно зональных эпилейцитах. Более обширный изученный теперь материал показал еще большее разнообразие структурных деталей. Из них отметим здесь только одну – редкую, но очень характерную. Без анализатора в этих редких случаях фенокристалл кажется разбитым сетью неправильных трещинок, очень напоминающих по расположению и форме петель сеть серпентиновых жилочек в оливине при начале процесса серпентизации. В нашем случае сеть этих жилочек образована тончайшими агрегатами серицитовых чешуек; в петлях заключены мусковит-полевошпатовые агрегаты обычного вида.

Внутри псевдоморфоз по лейциту кроме калиевого полевого шпата и мусковита встречаются иногда и в очень небольшом количестве также и другие метаморфические минералы, присутствующие и в основной массе породы. Это прежде всего – зеленая слюда, являющаяся одним из главных минералов основной массы, и альбит. Были встречены также канкринит, гранат, кальцит, скаполит, флюорит и даже турмалин в одном из образцов, где этот минерал развивается и в основной массе породы. В одном случае в центре псевдоморфоз по лейциту наблюдались довольно хорошо образованные восьмигранные призмочки везувина. Иногда заметно даже, что метаморфические минералы преимущественно и в более крупных зернах развиваются именно в псевдоморфозах по

кристаллам лейцита. Особенно это относится к кальциту. В одном из образцов мелкие фенокристаллы оказываются замещенными главным образом зеленой слюдой. Однако все эти отклонения в составе псевдоморфоз — сравнительно редкое явление.

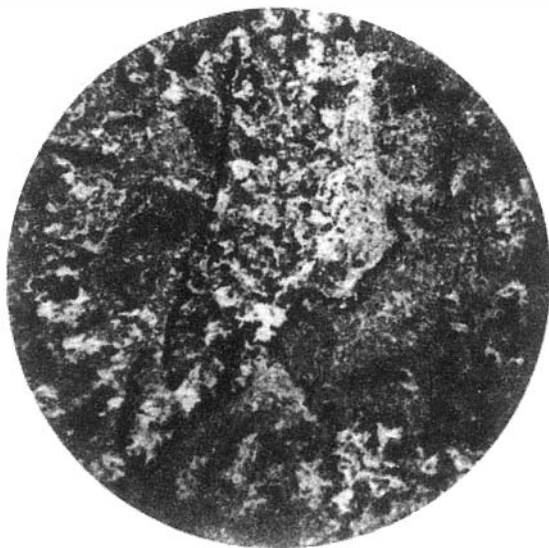
Наиболее характерным отличительным признаком псевдоморфоз по лейциту под микроскопом является, кроме очертаний, их гранобластическая структура. По этому признаку, поскольку они состоят из неправильных изометрических зерен полевого шпата и мусковита, они отчетливо выделяются среди трахитоидной основной массы даже в тех разновидностях светлых эпилейцитовых порфиров, в которых основная масса лишена биотита.

Сравнительно редки случаи, когда мусковит в псевдоморфозах входит в их состав в виде очень тонкодисперсных агрегатов, тогда как калиевый полевой шпат присутствует в более крупных зернах. Был встречен только один случай, когда в псевдоморфозах тонкодисперсные агрегаты слюды располагаются так, что можно предполагать присутствие в них самих псевдоморфоз по какому-то другому минералу (нефелину). Только в этом случае можно было подозревать, что фенокристаллы эпилейцита образовались не непосредственно из лейцита, а из псевдолейцита.

Типичные псевдолейциты из нефелина и калиевого полевого шпата, как уже говорилось, являются в ишимских фонолитовых порфирах исключением и встречены только в одном месте. Там, где они находятся, нет эпилейцитовых фенокристаллов; все фенокристаллы и калиевый полевой шпат образуют в таких псевдоморфозах мозаику изометрических зернышек очень неправильных очертаний (фиг. 9) и разнообразных размеров от 0,5 до 0,25 мм. Как уже описывалось раньше, минералы эти распределяются в псевдоморфозах неравномерно. Иногда отчетливо видна зональность, и периферические зоны обычно лишены нефелина.

Псевдоморфозы по цветному минералу встречаются в эпилейцитовых порфирах спорадически. Обыкновенно их почти нет, но в некоторых образцах их количество приближается к количеству псевдоморфоз по лейциту. Псевдоморфозы по цветному минералу состоят главным образом из зеленого биотита, к которому в небольшом количестве присоединяются магнетит, кальцит и апатит. В горной породе из западной части массива, образец которой взят около пункта II, псевдоморфоз по фенокристаллам цветного минерала довольно много, и в них часто присутствуют остатки моноклинного пироксена, в большей или меньшей степени замещенные слюдой и примесью магнетита, апатита, кальцита и иногда граната.

Моноклинный пироксен имеет угол погасания $cNg = 43-44^\circ$, причем этот угол увеличивается в периферической части фенокристаллов. Пироксен почти бесцветный, с едва заметным плеохроизмом от очень бледно-зеленоватого по Ng до бесцветного по Np . Угол оптических осей $+2V = 56^\circ$. Двупреломление $Ng-Np = 0,024$. Средний показатель преломления, определенный иммерсионным методом, $Nm = 1,678 \pm 0,02$. Эти оптические свойства показывают, что моноклинный пироксен в фенокристаллах эпилейцитовых порфиров скорее всего является диопсидом с незначительным содержанием эгиринового компонента.

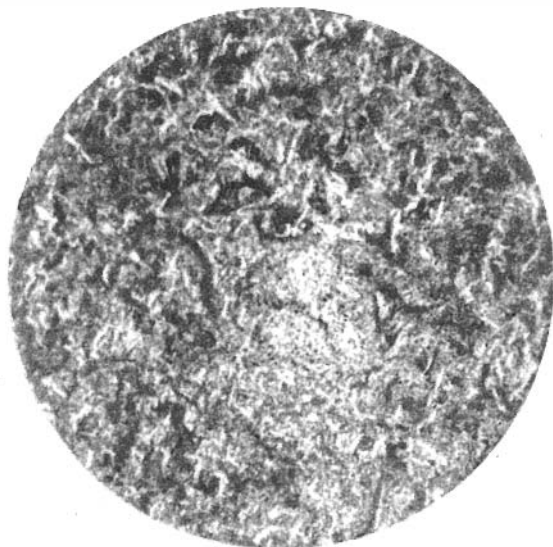


Фиг. 9. Псевдолейцитовый порфир. Структура псевдолейцитового фенокристалла. Зерна нефелина с неправильными очертаниями среди полевошпатовых зерен. Обр. 224, около п. II. Николи скрещены, увел. 40

Фенокристаллы калиевого полевого шпата наблюдаются только в некоторых образцах эпилейцитовых порфиров. Наиболее крупные и хорошие его выделения были встречены в породе к западу от горы Коркутал. Фенокристаллы представляют собой толстотаблитчатые карлсбадские двойники. Показатели преломления калиевого полевого шпата не выше 1,526. Угол оптических осей, измеренный на федоровском столике по двум выходам осей, $-2V = 68^\circ$. В карлсбадских двойниках Ng и Ng' совпадают с $\perp(010)$. Непосредственное измерение дало: $NgNg' = 0$, $NdNp' = 36^\circ$, откуда угол погасания на (010) равен 8° . Поэтому полевой шпат, может быть, является натровым ортоклазом.

В некоторых фенокристаллах наблюдаются единичные пертитовые жилки, но в целом калиевый полевой шпат во вкрапленниках совершенно однородный. Размер фенокристаллов полевого шпата в горной породе, взятой западнее горы Коркутал, достигает 4–5 мм, в других случаях они значительно меньше (не более 1 мм). Фенокристаллы полевого шпата вообще сравнительно редки и часто так сильно разложены, что с трудом поддаются исследованию.

Основная масса эпилейцитовых порфиров, как уже было отмечено, во многих случаях утрачивает свою первоначальную структуру вследствие перекристаллизации и развития вторичных метаморфических минералов. Первоначальная структура сохраняется лишь в виде более или



Фиг. 10. Эпидейцитовый порфир. Микролитовый тип структуры основной массы. Беспорядочно расположенные микролиты с расплывчатыми очертаниями. В центре сrostок трех мелких кристаллов эпидейцита. Обр. 205, северный склон "Туфовой горки" (п. 1X). Николи скрещены, увел. 15

менее ясных следов, но на основании изучения всего собранного материала можно установить несколько типов микроструктуры.

1. Трахитовая структура является, несомненно, наиболее распространенным типом. Основная масса в этом случае состоит из микролитов полевого шпата длиной 0,1 - 0,3 мм, иногда более мелких. Они тесно перемешаны с чешуйками зеленой слюды и вторичными минералами, но все же здесь микролитовая структура сохранилась вполне ясно. Субпараллельное расположение микролитов, столь характерное для трахитовой структуры вообще, в ишимских эпидейцитовых порфирах выражено слабо. Широко развит такой тип микролитовой структуры когда микролиты расположены беспорядочно (фиг. 10), а промежутки, первоначально заполненные, по-видимому, стеклом, в настоящее время либо заполняются вторичными минералами (биотитом, гранатом и т.д.), либо в той или иной степени исчезают вследствие разрастания микролитов и приобретения ими неправильных очертаний.

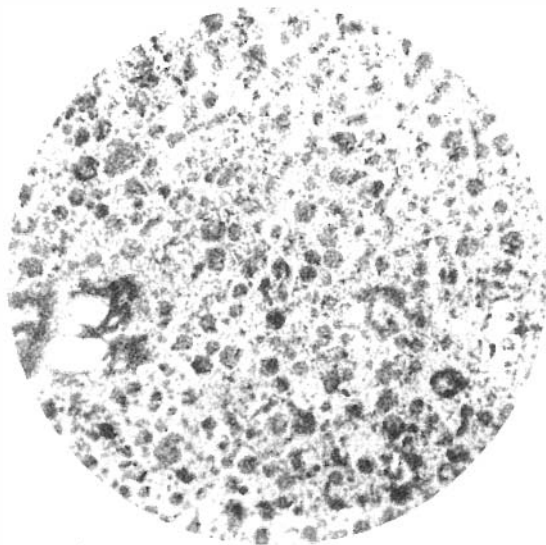
Полевой шпат, находящийся в виде микролитов в основной массе, не всегда легко определить. Судя по очень низкому (менее 1,526) показателю преломления и отсутствию двойников, полевой шпат в преобладающей части микролитов, несомненно, является калиевым. Однако

есть и альбитовые микролиты, особенно среди более или менее сохранивших свою первоначальную форму. В них кое-где видны полисинтетические двойнички, или иногда они несколько отличаются по показателю преломления от соседних микролитов калиевого полевого шпата. В более крупных (0,3 мм) микролитах калиевого полевого шпата иногда при самых больших увеличениях видна частичная альбитизация, т.е. замещение с краев альбитом. Первоначальная форма микролитов была, по-видимому, различная, иногда явно таблитчатая, иногда несомненно призматическая. Последняя характерна для альбитовых микролитов. В центре таких мельчайших (менее 0,1 мм) призмочек находятся включения вторичных минералов, образовавшихся, по-видимому, на месте стекла.

2. Второй, очень редкий тип микроструктуры основной массы в ишимских фонолитовых порфирах – это оцелляровая структура, свойственная излившимся породам, богатым лейцитом. Эпилейцитовые порфиры с реликтами оцелляровой структуры встречены, например, на северном склоне горы Коркутал. В них основная масса переполнена мелкими псевдоморфозами по лейциту, достигающими в поперечнике 0,07–0,1 мм. Эти псевдоморфозы отчетливо видны при рассмотрении шлифа горной породы под микроскопом без анализатора. При скрещенных николях, наоборот, выступают располагающиеся между ними полевошпатовые микролиты, которые без анализатора теряются среди округлых псевдоморфоз по лейциту. Последние образованы в основном тоже полевым шпатом, и их очертания видны благодаря тому, что в них не проникает зеленая слюда, мелкие чешуйки которой входят в состав основной массы. Правильная округлая форма псевдоморфоз иногда сохраняется и в довольно сильно измененных породах, так как псевдоморфозы облекаются чешуйками слюды и зернышками других вторичных минералов. Относительное количество мелких псевдоморфоз по лейциту в основной массе может варьировать в широких пределах. Обычно их менее 10–20% общего объема основной массы или несколько меньше.

Наблюдаются эпилейцитовые порфиры, в которых в основной массе находятся лишь отдельные, редкие, мелкие (до 0,1 мм) эпилейциты. Очень богата псевдоморфозами по лейциту только основная масса породы, встреченной на северо-восточном склоне холма между горой Коркутал и пунктом 1. В ней псевдоморфозы по лейциту преобладают или составляют около половины всей основной массы (фиг. 11); они имеют размеры до 0,2 мм и состоят преимущественно из зеленого биотита, так же как и крупные псевдоморфозы по фенокристаллам лейцита, о которых уже упоминалось.

Обломки эпилейцитовых порфиров с оцелляровой микроструктурой основной массы нередко попадались в вулканических туфах нашего комплекса. На восточном склоне горы Коркутал обнаружена порода с сильно пористой шлаковой текстурой. Основная масса ее также имеет оцелляровую структуру, очень характерного вида под микроскопом. Здесь хорошо сохранившиеся мелкие (0,05–0,1 мм) псевдоморфозы по лейциту и редкие, также очень мелкие микролиты полевого шпата находятся в массе, сильно обогащенной магнетитом, которая первоначально была,



Фиг. 11. Эпилейцитовый порфир. Оцеллярная структура основной массы. В преобладающих в основной массе мелких кристаллах эпилейцита концентрируются субмикроскопические частицы зеленой слюды, благодаря чему они выделяются из окружающей массы. Обр.326, юго-западный склон горы Коркутал. Без анализатора, увел. 15

по-видимому, вулканическим стеклом. Обломки таких же пород встречались и в вулканических туфах.

3. Ортофирный тип структуры основной массы эпилейцитовых порфиров наблюдается в наших породах довольно редко. Трудно определить особенности первоначальных ортофирных структур, так как породы с такими структурами не всегда можно отличить от более измененных эпилейцитовых порфиров с основной массой, полностью перекристаллизованной, т.е. превращенной в мозаику мелких изометрических зернышек в процессе метаморфизма. Некоторые образцы таких пород имеют очень тонкозернистую фельзитовидную основную массу, в которой трудно увидеть контуры отдельных зернышек.

Изменения в эпилейцитовых порфирах

С момента образования, т.е. после остывания лавы в виде фонолитов, наши породы претерпели различные позднейшие изменения с образованием новых минералов и возникновением новых структур. Мы оставимся лишь на тех из них, которые можно видеть в породах, еще

сохранивших в той или иной степени признаки своей первоначальной природы; метаморфические породы, продукты более глубокого изменения, будут описаны ниже.

Прежде всего к числу рассматриваемых нами явлений нужно отнести превращение лейцита в эпилейцит. В своих прежних статьях А. Н. Заварицкий (1934, 1936) указывал на необходимость различать два случая перерождения лейцита. Термин "эпилейцит" был введен в тех случаях, когда нет оснований приписывать псевдоморфозам из слюды и полевого шпата образование из псевдолейцита, т.е. из нефелин-полевошпатовых псевдоморфоз.

В то время, когда А. Н. Заварицкий написал свои статьи, в Ишимском комплексе вообще не были известны настоящие псевдолейциты. Впоследствии такие псевдоморфозы по лейциту были им обнаружены, но в большинстве случаев в интрузивных нефелиновых сиенитах, затем в жильной фергуситоподобной породе и только в одном случае - в фонолитовом порфире. Необходимо заметить, что в псевдолейцитовом порфире Ишима основная масса довольно сильно перекристаллизована. Возможно, здесь имел место метаморфизм, т.е. эти псевдоморфозы возникли не непосредственно из лейцита, а, может быть, за счет эпилейцита. На обстоятельство, что нефелин здесь может быть метаморфически минералом, указывает нахождение его в породе в виде тонких жилок. Таким образом, из этой находки псевдолейцита нельзя сделать заключение, что наши эпилейцитовые порфиры были раньше псевдолейцитами, хотя развитие слюды на месте нефелина в Ишимском комплексе очень распространено в либнеритовых сиенитах.

Связано ли повсеместное образование эпилейцита с поствулканическими изменениями породы, аналогичными, например, альбитизации пород спилитовой серии, или в этом принимали участие более поздние метаморфические процессы, сказать довольно трудно. Древний возраст наших пород, нахождение их в складчатой области, где вообще все вулканические породы приобрели палеотипный облик, т.е. подвергались слабым регионально-метаморфическим изменениям, не позволяют все превращения относить к поствулканическим процессам.

К числу метаморфических минералов в эпилейцитовых порфирах нужно отнести и зеленый биотит. Это видно из того, что он иногда образует вместе с другими минералами псевдоморфозы по кристаллам пироксена. В основной массе он также, по-видимому, развивается на месте какого-то другого минерала: отношения его к полевоому шпату - кристаллобластические, и, строго говоря, структура основной массы должна быть названа бластотрахитовой, бластооцелляровой и т.д. Образование зеленого биотита кажется одновременным с превращением лейцита в эпилейцит. Очевидно, одновременно с этим возникали и другие метаморфические минералы, входящие в состав псевдоморфоз из слюды по пироксену: кальцит, магнетит, апатит.

Совершенно особый ряд метаморфических изменений в эпилейцитовых порфирах мы находим в светлых, побелевших разновидностях этих пород. Здесь зеленая слюда исчезает, замещаясь мусковитом; появляется вкрапленность пирита. Позднейшее разложение пирита дает начало гид-

роокислам железа, окрашивающим иногда светлые породы в желтоватый или буроватый цвет; в некоторых случаях появляется ярозит.

Изменения в побелевших эпилейцитовых порфирах имеют некоторые общие черты с теми, которые происходят при превращении нефелиновых сиенитов Ишимского комплекса в либнеритовые сиениты.

Наконец, отдельную серию измененных эпилейцитовых порфиров представляют такие, в которых происходили перекристаллизация и развитие более высокотемпературных метаморфических и пневматолитических минералов, таких как роговая обманка, гранат, везувиан, скаполит, канкринит, эпидот и турмалин. Обыкновенно при таких изменениях исчезает и первоначальная структура породы.

Туфы эпилейцитовых порфиров

Вулканические туфы довольно широко распространены в Ишимском комплексе пород, но, как мы видели из геологического описания, они очень редко образуют коренные обнажения в виде небольших каменистых выступов, а встречаются обыкновенно только в виде щебня и отдельных кусков на поверхности вершин и склонов холмиков. Только в одном случае, на холме к северо-западу от горы Коркутал, есть коренные выходы туфа с заметной слоистостью, и можно видеть, хотя и не вполне ясно, элементы залегания слоев.

Очень часто на склонах холмов щебень туфа и эпилейцитового порфира находятся вместе, и границу распространения той или другой породы поэтому установить нельзя. С другой стороны, как туфы, так и эпилейцитовые порфиры местами настолько изменены, что различать их в поле невозможно. Особенно это относится к тонкообломочным туфам. Поэтому на прилагаемой геологической карте границы между эпилейцитовыми порфирами и отвечающими им по составу туфами не показаны.

По составу обломков, как показывает микроскопическое исследование, все вулканические туфы Ишимского комплекса, несомненно, представляют собой туфы эпилейцитовых порфиров (фонолитовых порфиров). Вместе с тем в них обнаруживаются все те изменения, которым подвергались и эпилейцитовые порфиры.

Вулканические туфы легко распознать, когда они обладают грубообломочным сложением или слоистостью (фиг. 12). Однако вместе с такими разновидностями в Ишимском массиве нередко встречаются и тонкообломочные, неслоистые туфы, природа которых, на первый взгляд, представляется неясной. Эти афанитовые туфы – обычно темно-серые, плотные породы с плоскораковистым или неровным изломом. В некоторых случаях окраска более свежая, буроватая или желтоватая. Если в таких породах совершенно не заметны следы кластического сложения или слоистости, то они макроскопически похожи на основную массу эпилейцитовых порфиров и, следовательно, неотличимы от афировых разновидностей последних. В таких случаях только микроскоп дает возможность уловить следы туфового происхождения породы. Обычно такой вид имеют равномернозернистые тонкообломочные туфы, но в некоторых под микроскопом среди тонкозернистой, часто утратившей свою обломочную структуру массы можно распознать и отдельные крупные обломки, не заметные без микроскопа.



Фиг. 12. Слоистый, литокластический туф эпителийтового порфира. Ровная вьветрелая поверхность обреза. Слои более мелкообломочного сложения (внизу) чередуются со слоями с более крупнообломочной структурой (вверху). В последних видны и размеры обломков. Видны отдельные обломки фенокристаллов эпителийта. 3/4 натур. вел.

Слоистость в туфах эпилейцитовых порфиров Ишимского комплекса проявлена в самой различной степени. Большая часть образцов совершенно не имеет слоистости. Иногда видимы только едва заметные следы полосчатости, которые можно обнаружить на ровных выветрелых поверхностях кусков. В других случаях видны слои, ясно различающиеся по своей структуре. Слои тонкозернистого туфа чередуются со слоями более грубозернистого. Толщина слоев меняется тоже в широких пределах от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, и, наконец, можно было бы видеть перемежаемость и более мощных слоев туфов, различающихся по своей структуре, если бы это допускал характер обнажений.

Кластическая структура ишимских туфов различается невооруженным глазом, когда она достаточно грубая – обломки более 1–2 мм в поперечнике. Опять-таки лучше всего ее можно видеть на ровных выветрелых поверхностях отдельных глыб и кусков, но в некоторых образцах очертания отдельных обломков различимы и в свежем изломе, так как обломки несколько отличаются друг от друга по окраске. По размерам обломков среди таких явно кластических туфов можно наблюдать и обычные псаммитовые туфы и псефитовые, т.е. лапиллиевые, туфы, и даже вулканические брекчии. Наиболее крупные обломки, которые удалось увидеть, достигали 2–3 см. Очень характерно чередование слоев, различающихся величиной обломков даже в этих грубообломочных породах. Никаких признаков окатанности и переноса обломков водой при этом не наблюдалось.

Микроскопически среди обломков различаются куски основной массы эпилейцитового порфира, осколки кристаллов эпилейцита и иногда полевого шпата. Кристаллокластические и даже литокристаллокластические туфы встречаются редко. Наиболее сохранившие следы литокристаллокластической структуры туфы находятся на вершине холмика, названного "Туфовой горкой", к западу от горы Коркутал. Эти породы состоят более чем на 2/3 из осколков фенокристаллов эпилейцита и полевого шпата. Форма обломков резко угловатая; размеры не превышают 0,5 – 0,8 мм. Калиевый полевой шпат в обломках почти совершенно свежий. Обломки эпилейцита также хорошо выделяются, так как они представляют собой по существу псевдоморфозы почти из одного серицита, отсутствующего в остальной массе породы.

Большая часть туфов эпилейцитовых порфиров имеет литокластическую структуру независимо от размера обломков. Очертания обломков в них заметны только при рассматривании шлифа без анализатора. Различия между отдельными обломками заключаются главным образом в относительном количестве различных вторичных минералов и степени сохранности первичной трахитовой или оцелляровой структуры. Особенно хорошо заметны очертания тех обломков, которые не подвергались значительной перекристаллизации и сохранили следы первоначальной изверженной структуры. В этом отношении выделяются обломки с полнокристаллической микролитовой или трахитовой структурой основной массы. В таких обломках иногда наблюдается не только микролитовая структура, но и мелкие эпилейциты и псевдоморфозы из биотита и гра-

ната по фенокристаллам пироксена. Хорошо выделяются и темные обломки с оцеллярной структурой, в которых мелкие эпидейциты и редкие микролиты полевого шпата находятся в бывшей когда-то стекловатой массе, сейчас сильно обогащенной магнетитом. Такие обломки с хорошо сохранившейся микроструктурой основной массы эпидейцитового порфира сравнительно редки. Даже в тех туфах, в которых следы кластической структуры видны совершенно отчетливо, большая часть обломков представлена кусочками измененной, перекристаллизованной основной массы. Изменение в туфах часто избирательное. Некоторые обломки замещены преимущественно гранатом, другие – эпидотом или биотитом. Эпидот в очень тонкокристаллическом состоянии в туфах встречается чаще, чем в эпидейцитовых порфирах.

Глава 5. ИНТРУЗИВНЫЕ И ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ ИШИМСКОГО МАССИВА

Различные по составу, структуре, условиям залегания, времени и способу образования интрузивные и жильные породы Ишимского массива и его ближайших окрестностей могут быть объединены в следующие группы:

- а) нефелиновые сиениты и щелочные сиениты;
- б) нефелиново-сиенитовые порфиры, нефелиновые микросиениты с гранулитовой структурой и пятнистые псевдолейцитовые сиениты;
- в) либнеритовые сиениты;
- г) щелочные габброидные и некоторые другие редкие типы щелочных пород;
- д) известково-щелочные интрузивные породы сиенито-диоритового и диоритового состава;
- е) жильные породы диоритового и гранитового состава.

Эти группы выделены для удобства петрографического описания горных пород и имеют неодинаковое петрологическое значение.

Первая группа объединяет все среднезернистые нефелиновые сиениты и щелочные сиениты – интрузивные породы, не только самые распространенные, но и наиболее важные для характеристики Ишимского массива в целом.

Во вторую группу вошли все особые мелкозернистые структурные разновидности нефелиновых сиенитов, краевые фации интрузии, горные породы, залегающие в виде жил в среднезернистых нефелиновых сиенитах, и те, которые образовались из нефелиновых сиенитов при перекристаллизации или при кристаллизации нефелиново-сиенитовой магмы в особых условиях.

Третью группу представляют либнеритовые сиениты, являющиеся продуктами эпимагматических изменений среднезернистых нефелиновых сиенитов.

В группу щелочных габброидных пород объединены различные по возрасту и происхождению горные породы. Одни из них являются продуктами дифференциации нефелиново-сиенитовой магмы, другие представляют более молодую интрузию.

Диориты и кварцевые сиенито-диориты непосредственно не участвуют в геологическом строении Ишимского массива, но их петрографическая характеристика необходима для понимания жильных пород диоритового и гранитового составов, часто встречающихся в самом массиве.

Разная степень распространенности и обнаженности горных пород обуславливает то, что имеющийся в нашем распоряжении петрографический материал далеко не одинаково представляет различные горные породы. Поэтому они будут описаны с различной степенью детальности

Нефелиновые сиениты и щелочные сиениты

Большая часть образцов типичных среднезернистых нефелиновых сиенитов и нефелиносодержащих щелочных сиенитов взята из северной части Ишимского массива около пунктов X, XI и XII. Нефелиновые сиениты и щелочные сиениты, развитые в логу Ашил-Сай и встреченные в виде отдельных обнажений в долине р. Ишим между Ашил-Саем и Таклан-Саем, почти не обнажены и поэтому представлены всего лишь несколькими образцами. Они существенно не отличаются от нефелиновых сиенитов северной части массива.

Типичные среднезернистые нефелиновые сиениты во многих местах постепенно переходят в мелкозернистые нефелиновые микросиениты, нефелиново-сиенитовые порфиры и псевдолейцитовые сиениты. Здесь мы не будем останавливаться ни на этих горных породах, ни на всякого рода промежуточных разновидностях. Опишем лишь те нефелиновые сиениты, которые, как нам представляется, являются самыми распространенными и характерными для Ишимского массива.

Макроскопическое описание

Нефелиновые сиениты Ишима – среднезернистые, иногда даже крупнозернистые, массивные, однородные горные породы светло-серого или серовато-белого цвета. Они состоят из хорошо различимых зерен светло-серого или белого полевого шпата, несколько более темного, серого или желтовато-серого нефелина и черного цветного минерала, макроскопически обычно неопределимого.

Зерна полевого шпата в любом образце либо неправильные, изометрические, размером 1 – 3 мм, либо таблитчатые, хорошо выделяющиеся среди других зерен как в свежем взломе, так и на выветрелой поверхности. В зависимости от кристалличности горной породы в целом размер таблиц полевого шпата колеблется от 3 до 10 мм в диаметре и от 0,8 до 2 мм в толщину.

Зерна нефелина изометрические, размером от 1 до 3–4 мм, они мало заметны в свежем изломе, но хорошо выделяются на выветрелой поверхности. Количество нефелина в разных образцах различно. Иногда только на выветрелой поверхности видны единичные зерна нефелина. Есть горные породы и без нефелина, которые являются уже щелочными сиенитами. В других отношениях они не отличаются от типичных нефелиновых сиенитов и поэтому не описываются отдельно.

Зерна цветного минерала большей частью тоже неправильные и изометричные, размером от 0,5 до 2–3 мм. Отдельные зерна или сростки двух-трех зерен цветного минерала распределяются в горной породе равномерно и всегда хорошо выделяются среди зерен полевого шпата и нефелина. В некоторых случаях цветной минерал – амфибол – образует призматические, даже игольчатые зерна. Тогда от них легко отличать неправильные изометрические зерна граната. Количество цветного минерала колеблется в широких пределах – от 5 до 20% всего

объема горной породы. Преобладают, по-видимому, лейкократовые разновидности.

Текстура ишимских нефелиновых сиенитов большей частью массивная. Разрозненные таблицы полевого шпата располагаются беспорядочно. Только в некоторых образцах они более или менее субпараллельны, но и здесь, поскольку их меньше, чем изометрических полевешпатовых зерен, трахитоидная текстура плохо заметна. В редких случаях, когда уже большая часть полевешпатовых зерен имеет ясно выраженный таблитчатый габитус, текстура становится трахитоидной. Иногда заметно линейно-параллельное расположение призматических кристаллов амфибола. Полосчатость и гнейсовидность в среднезернистых нефелиновых сиенитах отсутствуют.

Минеральный состав

Главными минералами, составляющими 90–95% всей массы среднезернистых нефелиновых сиенитов, являются: калиевый полевой шпат, нефелин, гастингсит, эгирин-авгит, титанистый гранат и биотит. Из аксессуарных минералов встречаются флюорит, апатит, сфен, циркон и разложенный ортит. Эпимагматические минералы представлены анальцимом, канкринитом, кальцитом, натролитом, либнеритом, скаполитом и минералами из группы клиноцоизит-эпидот. Разделение всех минералов, встречающихся в ишимских нефелиновых сиенитах, на главные, аксессуарные и вторичные условно. Один и тот же минерал, например биотит, в одних случаях играет роль главного ("первичного") минерала, а в других он, несомненно, "вторичный", эпимагматический минерал. Аксессуарные минералы – флюорит и апатит – являются и эпимагматическими, так как вместе с биотитом образуют явные псевдоморфозы, по амфиболу. Анальцим и канкринит в отдельных, хотя и редких случаях присутствуют в таком количестве, что могут считаться уже главной составной частью горной породы.

Для характеристики количественного минерального состава нефелиновых сиенитов Ишима имеющегося материала недостаточно. Ниже, при описании отдельных минералов, указано примерное их количество в горной породе, как это представляется после просмотра всех шлифов и образцов. Проводить точный количественно-минеральный анализ в обычных петрографических шлифах не имело смысла при неравномерности распределения отдельных минералов и относительной крупнозернистости горной породы. Только в двух шлифах с площадью более 10–15 см² это можно было сделать, и результаты подсчета такие:

	Калиевый полевой шпат	Нефелин	Амфибол	Гранат	Биотит	Другие минералы
I	65,3	23,8	6,45	3,55	0,13	0,60
II	64,3	23,2	5,30	5,20	0,86	1,40

Калиевый полевой шпат в описываемых породах характеризуется незначительной степенью его альбитизации или почти полным отсутствием ее и неотчетливо выраженной неоднородностью его внутреннего

строения, т.е. слабым развитием "микроклиновой решетки". Во многих образцах калиевый полевой шпат совершенно гомогенный, и лишь точные определения на столике Федорова его оптической ориентировки показывают, что он и в этих случаях является микроклином. Углы № 1 (010) всегда меньше 80° .

Калиевый полевой шпат – главная составная часть описываемых пород; его количество 60–90%. Поэтому особенности его в той или иной горной породе уже в значительной степени характеризуют общий вид ее под микроскопом.

Изометрические зерна калиевого полевого шпата большей частью идиоморфны и имеют толстотаблитчатый габитус. Только в немногих образцах встречаются неправильные зерна, резко ксеноморфные по отношению к нефелину. Удлиненно-таблитчатые, более крупные полевые шпатовые зерна не выделяются среди изометрических зерен. Они также идиоморфны относительно нефелина, но наблюдаются и обратные соотношения.

В калиевом полево-шпате ишимских нефелиновых сиенитов постоянно развиваются простые двойники по бавенскому закону. Карлсбадские двойники встречаются реже.

Немногочисленные микропертитовые вроски альбита, имеющие форму тонких табличек, располагаются в микроклине закономерно по плоскостям "мурчиссонитовой отдельности" ($15 \cdot 0 \cdot 2$), т.е. приблизительно перпендикулярно спайности по (001). Это особенно хорошо заметно в сечениях полевого шпата, перпендикулярных одновременно (001) и (201), где видны поперечные удлиненные разрезы отдельных альбитовых табличек. В сечениях, параллельных (100), микропертитовые вроски имеют округлые очертания, и в этом случае строение полевого шпата напоминает "эмульсионную структуру распада". Отдельные таблички альбита в некоторых зернах сливаются, образуя короткие жилки и пятна шахматного альбита, как это можно видеть в сечениях, параллельных (100). Микропертитов больше в центральной части зерен микроклина, но они развиваются и по краям, сливаясь с узкой альбитовой каемкой, наблюдающейся вокруг некоторых зерен калиевого полевого шпата.

Таким образом, морфологические особенности микропертитов в полево-шпате ишимских нефелиновых сиенитов показывают, что они являются, вероятно, пертитами распада и лишь в незначительной степени пертитами замещения, или "сегрегационными пертитами" (Руденко, 1949).

Пертиты более развиты в крупных полевых шпатовых зернах, и одновременно с ними появляется некоторая неоднородность внутреннего строения самого микроклина. Чаще всего это неотчетливое тонкорешетчатое двойниковое строение (микроклиновая решетка) всего или только части зерна микроклина. Наблюдается и своеобразное "муаровое" строение, особенностью которого является то, что при очень больших увеличениях (в 600–700 раз) в микроклине наблюдается картина, похожая на шахматный альбит. Такое "муаровое" строение получается, вероятно, тогда, когда субмикроскопическое двойникование микроклина происходит только по альбитовому закону.

Очень часто неоднородность микроклина проявляется только в виде неравномерного, как бы волнистого погасания. Иногда заметна слабо выраженная зональность калиевого полевого шпата.

Пелитизация полевого шпата в типичных нефелиновых сиенитах Ишима очень слабая. Она заметна только в тех случаях, когда видны микроклиновая решетка и микропертитовые вросстки. Пелитизация развивается неравномерно, захватывая преимущественно центральные части зерен.

Альбита в описываемых породах очень мало, не более 5–10%. Часть альбита находится, как указано, в виде микропертитовых вростков, а часть образует узкие каемки вокруг зерен микроклина. Иногда такая каемка представляет один кристаллический индивид, т.е. погасает одновременно, но чаще она образована из многих мелких (0,03 – 0,05 мм) изометрических зернышек альбита. Встречаются и небольшие (0,1 – 0,5 мм) идиоморфные таблички альбита. Это либо пойкилитовые включения в микроклине, либо таблички, пересекающие границы между зернами микроклина и образующие небольшие скопления между зернами.

Альбит в таких табличках всегда свежий, прозрачный, с отчетливыми полисинтетическими двойниками по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам. Максимальные углы симметричного погасания в зоне $\perp(010)$ равны $15-17^\circ$, что указывает на полное отсутствие анортита. Об этом же свидетельствуют и величины показателей преломления, определенные иммерсионным методом: $N_g = 1,533$; $N_p' = 1,527$, т.е. $N_m \approx 1,530$.

Олигоклаз, олигоклаз-андезин обнаружены в некоторых нефелин-содержащих сиенитах из южной части массива. Несмотря на то, что количество его ничтожно (меньше 5–10%), присутствие его вместе с нефелином – очень характерная черта наших пород. Появление плагиоклаза резко понижает количество нефелина. Иногда в шлифе нефелин вместе с плагиоклазом не заметен, и только в образце на выветренной поверхности устанавливается его ничтожное содержание (менее 5%). В других случаях вместе с плагиоклазом встречались единичные зерна нефелина или только псевдоморфозы по нему из либнерита. Присутствие плагиоклаза не отражается на характере и количестве цветных минералов (гастингсита, эгирина-авгита и меланита).

Плагиоклаз в описываемых породах находится в мелких (0,5 – 0,8 мм), идиоморфных, короткопризматических зернах, представляющих обычно пойкилитовые включения в микроклине. Обычно он сильно разложен и почти целиком замещен мутным скрытокристаллическим агрегатом соссурита, иногда вместе с чешуйками серишита. Разложением захвачена вся центральная часть зерна, но самая периферическая часть совершенно прозрачна. В такой как бы каемке вокруг соссуритовых псевдоморфоз всегда находится альбит, а состав плагиоклаза центральных частей зерен можно определить только иногда, если отсутствует разложение. В таких случаях хорошо заметна зональность плагиоклаза. По углам максимального симметричного погасания и путем точного определения на столике Федорова устанавливается, что в центре зерен состав плагиоклаза доходит до состава олигоклаз-андезина (23–32% An). Показатель преломления заметно больше 1,54.

В некоторых шлифах сильно разложенный плагиоклаз находится в более или менее изометрических зернах и очень легко может быть спутан с разложенным нефелином.

Нефелин является главной составной частью преобладающего большинства горных пород описываемой группы. Даже в щелочных сиенитах встречаются единичные зерна нефелина либо псевдоморфозы из либнерита по этому минералу. Переход от нефелиновых сиенитов к щелочным сиенитам, не содержащим нефелина, в Ишимском массиве, очевидно, постепенный. В среднем количество нефелина в нефелиновых сиенитах Ишима около 15–20%, т.е. немного меньше, чем в нефелиновых сиенитах из других мест земного шара. Однако можно встретить разновидности, в которых нефелина не менее 40–50%. Очевидно, существует переход и в бесполовшатовые нефелиновые породы, которые будут рассмотрены ниже.

Форма и размеры зерен нефелина различны в зависимости от общей структуры нефелинового сиенита. В типичных среднезернистых породах с гипидиоморфнозернистой структурой встречаются и резко идиоморфные зерна нефелина, дающие правильные, почти квадратные сечения, размером до 1 мм, и, наоборот, резко ксеноморфные, зажатые между полевошатовыми таблицами. Размеры зерен в последнем случае 0,5–3 мм.

В идиоморфных зернах нефелина нередко видна зональность роста благодаря закономерному расположению субмикроскопических включений эгирина или других, уже неразличимых частиц. Заметны в нефелине и следы несовершенной спайности по базопинакоиду. В этом случае наблюдалось дактилоскопическое срастание нефелина с калиевым полевым шпатом.

Под микроскопом зерна нефелина легко отличаются от зерен полевого шпата благодаря характерной разложенности нефелина. Большей частью разложенность нефелина незначительная и проявляется только в помутненности вдоль следов спайности и по краям зерен. В других случаях наблюдается развитие либнерита в нефелине в виде отдельных чешуек, комочков или сети прожилок. Либнерит распределяется равномерно по всему зерну нефелина. Количество его может значительно увеличиваться, т.е. он может полностью и почти полностью замещать нефелин. Наблюдается также и замещение нефелина канкринитом и анальцимом. Канкринита обычно немного, и он замещает только края некоторых зерен нефелина. Анальцим более развит, но им замещаются тоже только краевые части зерен. В некоторых образцах каждое зерно нефелина окружено узкой каемкой анальцима. Анальцим находится и в виде мелких (до 0,01 мм) включений, равномерно распределенных в нефелине.

Развитие либнерита, канкринита и анальцима наблюдается в разных шлифах, и только в редких случаях нефелин замещается одновременно всеми этими минералами.

Щелочный амфибол – гастингсит или гастингситовая роговая обманка – не только главный, но и наиболее распространенный и характерный цветной минерал ишимских нефелиновых сиенитов. Количество его может варьировать от 5 до 30% для подавляющего большинства разно-

видностей, и только в некоторых образцах он отсутствует. В среднем амфибол составляет 10–15% всего состава описываемых пород.

Форма и размеры зерен гастингсита различны в зависимости от структуры горной породы. Чаще всего он находится в неправильных, резко ксеноморфных зернах, зажатых между зернами полевого шпата и нефелина. В наиболее крупных таких зернах (до 3–4 мм) можно встретить пойкилитовые включения идиоморфных зерен нефелина и полевого шпата. Иногда гастингсит находится в более идиоморфных зернах, чем полевой шпат и нефелин. В этих случаях зерна его имеют призматический габитус, но не обладают правильными ограничениями. Очертания их несколько извилистые, и можно проследить переход от призматических зерен к ксенобластовым зернам изометрической формы с сильно извилистыми "лапчатыми" очертаниями, которые наблюдаются обычно уже в тонкозернистых гранулитовых нефелиновых микросиенитах.

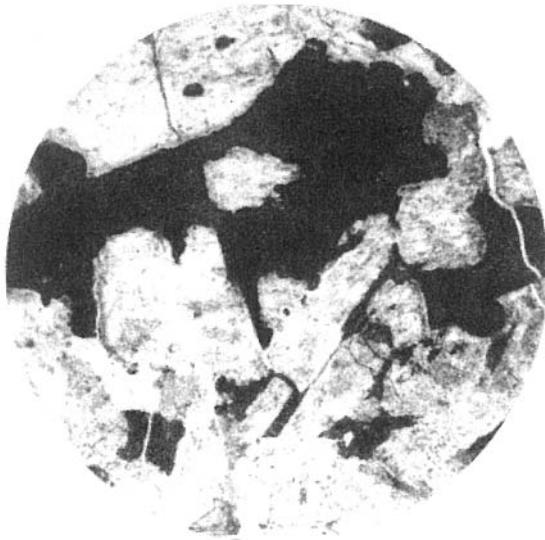
Во многих шлифах в амфиболе находятся остатки бледно-зеленого моноклинного пироксена, и часто амфибол образует только узкие реакционные каймы вокруг пироксена.

Оптические свойства гастингсита из образцов наиболее типичных среднезернистых нефелиновых сиенитов такие: $N_g = 1,720 - 1,728$; $N_m = 1,718 - 1,726$; $N_p = 1,704 - 1,710$. Величина двупреломления меняется от 0,015 до 0,020, но чаще всего около 0,017 – 0,018. Угол погасания cN_g колеблется от 12 до 22° (обычно 13–14°). Отрицательный угол оптических осей всегда очень небольшой, часто минерал почти одноосный $-2V = 10-15^\circ$. В некоторых случаях $-2V$ увеличивается до 40° соответственно с увеличением величины двупреломления и угла погасания. Часто наблюдается довольно сильная дисперсия оптических осей $g > v$. Окраска обычно густая и очень густая, по N_g – темно-зеленая (22 рi– 23 рl), по N_m – почти непрозрачная и по N_p – буровато-желтая (1 рg–рg).

Характерной особенностью нефелиновых сиенитов Ишима является замещение гастингсита буровато-зеленым биотитом. Реакционные взаимные отношения между этими минералами видны повсеместно. Это либо каемки биотита вокруг амфибола, либо частичное замещение зерен амфибола агрегатом мелких (0,1–0,2 мм) табличек биотита. Иногда видны полные псевдоморфозы из таких табличек. Очертания псевдоморфоз совершенно такие же, как у зерен амфибола, или напоминающие очертания более правильных идиоморфных призм этого минерала. Других явлений разложения щелочного амфибола не наблюдалось.

Титанистый гранат – меланит или шорломит – в нефелиновых сиенитах Ишима нельзя рассматривать как аксессуарный минерал. Это, несомненно, главный минерал, присутствующий в большинстве случаев в таком же количестве, как и гастингсит (10–15% всего объема горной породы). В некоторых образцах гранат является единственным цветным минералом, и его содержание – не менее 20–30% общего состава нефелинового сиенита.

Большей частью гранат находится в зернах, резко ксеноморфных к полевому шпату и нефелину (фиг. 13). Размер таких зерен колеб-



Фиг. 13. Среднезернистый нефелиновый сиенит. Форма зерен граната резко ксеноморфная по отношению к полевоому шпату и нефелину. Обр. 187, между п. XI и IX. Без анализатора, увел. 15

лется от 0,5 до 3–4 мм. Иногда из-за изотропности минерала довольно трудно определить, заполнен ли промежуток между полевошпатовыми зернами одним крупным зерном граната или несколькими более мелкими. Наряду с ксеноморфными зернами встречаются и идиоморфные, правильные кристаллы граната размером до 1 мм (см. фиг. 17).

Меланит чаще всего густо окрашен в красновато-бурый цвет, но бывает зональным или пятнистым. В зональных кристаллах периферические части имеют более светлую желтовато-бурюю окраску. В пятнистых меланитах участки с красновато-бурой и желтовато-бурой окраской распределяются в зерне неравномерно.

Показатель преломления граната, определенный в высокопреломляющих сплавах, около 1,87 – 1,88.

Моноклинные пироксены в ишимских нефелиновых сиенитах бывают различного состава, но все они относятся к ряду эгириин-авгита или эгириин-диопсида. Бедные эгирином пироксены находятся большей частью только в виде остатков в амфиболе, а более щелочные полностью вытесняют амфибол и нередко являются единственным цветным минералом в горной породе.

1. Слегка зеленоватый, неплеохроирующий авгит, по-видимому, почти не содержащий в своем составе эгиринового компонента, встречается лишь в особом типе среднезернистого нефелинового сиенита, образец

которого взят около пункта X1. Его крупные (до 2–3 мм) изометрические зерна окружены темной, почти непрозрачной каемкой из субмикроскопических зернышек каких-то, по-видимому, эпидотовых минералов вместе с зернышками магнетита. Местами эта каемка заменяется реакционной каемкой очень густо окрашенного амфибола, буровато-зеленого по N_r и почти непрозрачного по N_g . Оптические свойства этого авгита такие: $N_g = 1,723 \pm 0,003$; $N_m = 1,708 \pm 0,003$; $N_r = 1,694 \pm 0,003$; $N_g - N_r = 0,032 - 0,035$; $cN_g = 46 - 48^\circ$ и $+2V = 57 - 58^\circ$.

2. Пироксен, находящийся в виде остатков в роговой обманке, также является авгитом, но состав его, по-видимому, непостоянный. Об этом можно судить по тому, что его оптические свойства варьируют в широких пределах: $+2V = 60 - 70^\circ$, $cN_g = 44 - 53^\circ$. Величина двупреломления изменяется мало (около 0,026 - 0,028). Определение показателей преломления затруднено, но в двух случаях N_m около 1,710.

Очень часто при точном исследовании оптических свойств обнаруживается неоднородность отдельных зерен. В центре более крупных зерен при этом выделяются два-три участка с неправильными и расплывчатыми очертаниями, где $+2V$ и показатель преломления несколько меньше, чем в остальной части зерна. Различие в величине $2V$ достигает иногда нескольких градусов. В одном случае в центре $+2V = 63 - 64$ и $69 - 70^\circ$ в остальной части зерна. Угол погасания cN_g в центральных частях тоже несколько меньше ($45 - 46^\circ$), чем по краям ($48 - 51^\circ$).

Слабая зеленоватая окраска характерна и для этих авгитов. Иногда она несколько усиливается, и становится заметным слабый плеохроизм.

3. Бледно окрашенный, зеленый, но явно плеохроизирующий пироксен встречался во многих образцах ишимских нефелиновых сиенитов и щелочных сиенитов. Особенно характерен он для тех горных пород, которые содержат плагиоклаз. Оптические свойства этого пироксена такие: $N_g = 1,715 \pm 0,003$; $N_m = 1,703 \pm 0,003$; $N_r = 1,687 \pm 0,003$; $N_g - N_r = 0,026 - 0,028$; $+2V = 80 - 85^\circ$, что отличает его от обычных эгириндиопсидов.

4. Зеленый, густо окрашенный эгирин-авгит или является единственным цветным минералом, или находится только вместе с гранатом в определенном, довольно распространенном типе ишимских нефелиновых сиенитов. Зерна его изометрические, размером 0,5–1,0 мм, иногда более или менее идиоморфные, но большей частью резко ксеноморфные по отношению к салическим минералам. Идиоморфные зерна очень редко имеют правильные ограничения с гранями (100), (010) и (110).

Состав густо окрашенного эгирин-авгита неодинаков в разных образцах, и часто этот минерал неоднороден. В некоторых зернах центральные части обычно с неправильными очертаниями, не повторяющими очертания всего зерна, имеют несколько менее густую окраску. Они составляют меньшую часть зерна и не имеют резких границ.

Исследование оптических свойств эгирин-авгита показывает, что в центре он беднее эгириновым компонентом. Угол погасания cN_r большей частью $25 - 30^\circ$, а в центре отдельных зерен увеличивается от 37 до 40° . Угол оптических осей ($2V$) обычно большой и варьирует в широких пределах - от $+85$ до -80° , но в центре $+2V = 77 - 80^\circ$. Двупре-

ломление почти одинаково во всех случаях ($N_g - N_p = 0,030 \pm 0,033$). Показатели преломления, измеренные иммерсионным методом, такие: $N_g = 1,732 \pm 0,003$; $N_m = 1,724 \pm 0,003$; $N_p = 1,713 \pm 0,003$, а в центре одного зерна $N_m = 1,715 \pm 0,003$. Окраска по N_g - желто-зеленая (23-24 pg), по N_m - зеленая (22 pё) и по N_p - зеленая (22 ре-рg).

Указанные оптические свойства позволяют считать, что в составе эгириин-авгита содержится 40-50% эгириинового компонента, но в центре некоторых зерен его не более 15-20%.

В отдельных случаях эгириин-авгит на конце крупных призматических кристаллов постепенно переходит в параллельно-игольчатый агрегат эгирина. Последний отличается более высоким двупреломлением ($N_g - N_p = 0,045$) и меньшим углом погасания (cN_p не более $2-3^\circ$). Количество такого игольчатого эгирина ничтожно.

5. Крупные (до 1 мм), призматические или неправильные зерна эгирина встречались в единичных образцах нефелинового сиенита, богатого альцимом. Окраска его густая, с резким плеохроизмом, по N_g - желтая или зеленовато-желтая (24 пе), по N_m - зеленая (22-24 ре) и по N_p - оливково-зеленая (22-23pg). Характер абсорбции обычный: $N_p > N_m > N_g$. Угол погасания cN_p до $8-10^\circ$; $-2V = 72-73^\circ$; $N_g - N_p = 0,038-0,042$; $N_m > 1,785$.

Биотит встречается почти во всех образцах, но в подчиненном количестве (не более 5% объема). В эгириин-авгитовых нефелиновых сиенитах биотита иногда не бывает.

Оптические свойства и прежде всего окраска биотита в разных шлифах неодинаковы, но это мало зависит от характера развития данного минерала.

Самым распространенным и характерным для ишимских нефелиновых сиенитов является лепидомелан, ярко-желтый по N_p и черный, почти непрозрачный по N_m и N_g . Показатели преломления его определяются с трудом; $N_m \approx 1,67$. Двупреломление $N_g - N_p = 0,050-0,055$; $-2V$ около 0° . Этот биотит является крайним членом менее железистых разновидностей. Уменьшение содержания железа проявляется больше всего в изменении окраски. По N_p она становится бледно-желтой, а по N_m и N_g - зелено-черной. Постепенное увеличение зеленого оттенка в окраске биотита иногда можно наблюдать даже в одном зерне.

Другим крайним членом ряда биотитов является явно зеленый биотит (по N_m и N_g), бледно-желтый, почти бесцветный по N_p . Его показатель преломления такой: $N_m = 1,638 \pm 0,03$. Двупреломление $N_g - N_p = 0,040$, но иногда уменьшается до $0,035$; $-2V$ около 0° .

Этот биотит, вероятно, несколько более поздний, чем лепидомелан, так как зеленая окраска появляется по краям некоторых зерен лепидомелана.

Характер развития биотита в наших породах бывает различный. В одних случаях находим только крупные (1-2 мм), резко ксеноморфные зерна, зажатые между полевошпатовыми зернами, так же как и другие цветные минералы. Это более характерно для лепидомелана, но наблюдается вообще редко. Обычным является обрастание и прораствание гас-

тингсита, реже граната и эгирин-авгита мелкими (0,3 - 0,8 мм) табличками биотита. Такие реакционные соотношения биотита с другими цветными минералами характерны для всех его разновидностей.

В некоторых образцах, как уже указывалось, биотит в виде мелко-таблитчатого агрегата образует явные псевдоморфозы по амфиболу, или, может быть, иногда и по-другому цветному минералу (фиг. 14). Эти псевдоморфозы состоят иногда не из одного биотита, а из биотита и магнетита примерно в равных количествах. Кое-где в них находятся остатки амфибола и сфен. В псевдоморфозах бывает как лепидомелан, так и зеленый биотит. Размеры отдельных табличек биотита в них не более 0,10-0,15 мм. Располагаются они в псевдоморфозе беспорядочно.

Флюорит - самая характерная и наиболее часто встречающаяся примесь в нефелиновых сиенитах Ишима. Он отсутствует только в немногих авгитовых и особенно в меланократовых разновидностях этих пород.

Флюорит находится всегда в виде резко ксеноморфных, неправильных зерен, размер которых колеблется в широких пределах - от 0,03 до 0,5 мм.

Наиболее характерной особенностью флюорита в наших породах является его пятнистая окраска. Почти в каждом зерне наряду с совершенно бесцветными участками видны пятна густо-фиолетового или синевато-фиолетового цвета. Такая окраска, как правило, наблюдается вокруг включений во флюорите и на границе с некоторыми другими аксессуарными минералами. Во многих случаях в бесцветном флюорите встречаются очень правильные, совершенно округлые густо-фиолетовые пятна, в центре которых можно различить включения постороннего минерала. Размеры этих включений большей частью субмикроскопические, и даже при самых больших увеличениях нельзя узнать, какой минерал находится во включении.

Круглые фиолетовые пятна в бесцветном флюорите очень похожи на "плексохроичные дворики" в биотите и роговой обманке и, по-видимому, также обусловлены продуктами радиоактивного распада элементов, содержащихся в аксессуарных минералах включений. В одном случае наблюдалась фиолетовая окраска во флюорите, на границе с гранатом, но обычно на границе между этими минералами фиолетовый каемки нет. На границе флюорита с апатитом или с псевдоморфозами по ортиту эту каемку почти всегда можно увидеть.

Апатит наблюдается только в виде мелких (0,1 - 0,2 мм) правильных призмочек или иглочек. Сравнительно редко он встречается с флюоритом, но там, где последнего нет, апатита всегда довольно много. Апатит присутствует преимущественно в меланократовых роговообманковых, эгирин-авгитовых и авгитовых нефелиновых сиенитах, в щелочных сиенитах, содержащих небольшое количество олигоклаза, и в других, не совсем обычных разновидностях описываемых пород.

Сфен всегда находится в горных породах с повышенным количеством апатита. В типичных гранат-роговообманковых нефелиновых сиенитах его почти нет.



Фиг. 14. Среднезернистый нефелиновый сиенит. Псевдоморфозы из мелких габличек биотита по другому цветному минералу. Обр. 150, п. X и XI. Без анализатора, увел. 15

Зерна сфена неправильные, иногда резко ксеноморфные относительно полевого шпата, размером 0,5 - 0,8 мм. Более мелкие (0,1-0,2 мм) идиоморфные зерна сфена встречались лишь в одном образце щелочно-го сиенита с бледно-зеленым эгирин-диопсидом.

Другие акцессорные минералы не характерны для ишимских нефелиновых сиенитов. Чаще всего встречаются уже упомянутые псевдоморфозы по ортиту из желтоватого изотропного вещества. Ортит не был обнаружен, но очертания псевдоморфоз не вызывают сомнений, что он когда-то присутствовал. Некоторые псевдоморфозы по какому-то акцессорному минералу, включенные в роговой обманке, гранате и флюорите, выглядят немного иначе, чем псевдоморфозы по ортиту. Вероятно, были еще и другие акцессорные минералы. Циркон обнаружен только в двух случаях в виде включений в зеленом биотите, небольшой размер этих включений (менее 0,01 мм) не позволяет говорить о данном минерале с достаточной уверенностью, хотя вокруг включений видны обычные "плеохроичные дворики".

Анальцим является самым распространенным эпимагматическим (вторичным) минералом в описываемых породах. Он есть почти в каждом шлифе, но развивается различным образом. В одних случаях он находится в виде крупных (1-2 мм и более), резко ксеноморфных зерен, зажатых между зернами полевого шпата и других минералов; в других - он образует только узкие каемки вокруг зерен нефелина.

Количество анальцима, находящегося в крупных зернах, варьирует в очень широких пределах. Обычно это единичные зерна, но можно встретить и такие разновидности среднезернистых нефелиновых сиенитов, в которых содержание анальцима достигает 15–20%, а иногда и значительно больше (30–40%). В последнем случае нефелина очень мало. В отдельных участках шлифа идиоморфные таблицы полевого шпата как бы плавают в анальциме. Существуют, по-видимому, постепенные переходы от среднезернистых нефелиновых сиенитов к анальцимовым сиенитам.

Оптические и другие диагностические свойства анальцима обычны. Хорошо заметна кубическая спайность, при нагревании минерал заметно мутнеет. Как правило, в наших породах анальцим совершенно изотропен, но в редких случаях участками обнаруживает слабое двупреломление.

Развитие анальцима в виде узких каемок вокруг зерен нефелина на границе этого минерала с полевым шпатом и на границе между некоторыми полевошпатовыми зернами наиболее характерно для ишимских нефелиновых сиенитов. Ширина таких каемок около 0,01 – 0,02 мм, одинаковая на всем протяжении вокруг зерна нефелина. В некоторых шлифах анальцим проникает вглубь нефелина в виде узких неправильных жилочек, приблизительно параллельных следам несовершенной спайности нефелина по базопинакоиду, или в виде неправильных "заливчиков" и "пятен" в нефелине. Отдельные зерна нефелина могут быть на 1/3 замещены анальцимом.

В образцах, где находятся крупные ксеноморфные зерна анальцима, каемок его вокруг зерен нефелина иногда не бывает. В этом случае очертания участков анальцима между зернами других минералов становятся очень причудливыми, и в них вместе с анальцимом присутствуют канкринит и мелкие (0,1–0,2 мм) идиоморфные таблички альбита. Иногда анальцим развивается и в калиевом полевошпате в виде округлых, очень мелких (0,02 – 0,05 мм) включений или неправильных мирмекитообразных вростков.

Канкринит в среднезернистых нефелиновых сиенитах Ишима встречается реже и в меньших количествах, чем анальцим. В более мелкозернистых разновидностях он может слагать до 15% всего объема горной породы. Обычно канкринит находится вместе с анальцимом в нефелине. Иногда имеет место замещение нефелина только канкринитом, хотя и здесь анальцим окружает нефелин в виде упомянутой узкой каемки. Канкринит либо вытесняет нефелин с краев зерен как монокристалл, либо образует тонкую сеть ветвящихся жилок в нефелине. В этих жилках канкринит также погасает одновременно. Некоторые зерна нефелина замещаются несколькими различно ориентированными зернами канкринита. Встречаются и мелкие неправильные зернышки канкринита, иногда вместе с анальцимом и альбитом, а также в промежутках между полевошпатовыми таблицами.

Оптические свойства канкринита в разных шлифах несколько варьируют. Показатель преломления (N_m) от 1,508 до 1,521 \pm 0,003. Двупреломление $N_g - N_p = 0,012 - 0,030$. Низкодвупреломляющий сульфат-канкринит в описываемых породах сравнительно редок.

Скаполит встречался в описываемых породах в единичных случаях. Далее увидим, что этот минерал более характерен для мейкозернистых гнейсовидных нефелиновых микросиенитов Ишима. Даже среднезернистые эгириин-авгитовые щелочные сиениты, в которых обнаружен скаполит, не имеют типичной гипидиоморфнозернистой структуры. Наряду с крупными таблицами пелитизированного калиевого полевого шпата в них много мелких округлых зерен этого же минерала, в которых пелитизация полностью отсутствует. Нефелина в этих породах нет, но некоторые псевдоморфозы из цеолитов имеют очертания нефелиновых зерен.

Скаполит находится в крупных (до 1,5 мм), резко ксеноморфных зернах, переполненных округлыми, мелкими (до 0,1 мм) пойкилитовыми включениями полевого шпата. По составу скаполит близок к марилиту, т.е. содержит не более 20% мейонитового компонента, о чем можно судить по величине двупреломления ($N_g - N_p = 0,008 - 0,010$) и показателю преломления ($N_m = 1,550 \pm 0,003$). Призматическая спайность, пересекающаяся под углом 90° , в изотропных сечениях видна отчетливо.

Кальцит спорадически попадался в виде отдельных, редких зерен, зажатых между зернами других минералов. Размер зерен кальцита не превышает 0,2 - 0,3 мм. Иногда в промежутках между полевошпатовыми зернами кальцит находился вместе с канкринитом и анальцимом. В кальците, встреченном в трахитоидном нефелиновом сиените, полисинтетические двойники скольжения несколько деформированы. Судя по показателю преломления ($N_m = 1,659 + 0,002$), кальцит чист от примесей.

Либенерит встречается постоянно, но в совершенно ничтожных количествах. Это, по-видимому, указывает на то, что между нефелиновыми и либенеритовыми сиенитами нет постепенных переходов. Либенерит в виде агрегата мельчайших (до 0,01 - 0,02 мм) и даже субмикроскопических чешуек развивается обычно по краям нефелиновых зерен. На границе нефелина с биотитом почти всегда находится реакционная кайма из нескольких более крупных (до 0,008 мм) чешуек этой бесцветной слюды. Отдельные чешуйки достигают даже 0,15 - 0,20 мм. Определенные иммерсионным методом в одной из таких чешуек показатели преломления такие: $N_g = 1,595 \pm 0,002$; $N_p = 1,571 \pm 0,002$. Общий вид либенеритового агрегата в шлифе в среднезернистых нефелиновых сиенитах совершенно такой же, как и в либенеритовых, которые ниже будут описаны подробно.

В нефелинсодержащих щелочных сиенитах единичные зерна нефелина могут быть целиком замещены либенеритом, но при большем содержании нефелина в горной породе полное замещение его либенеритом даже в отдельных зернах не наблюдалось.

Цеолиты встречались среди продуктов разложения нефелина. Некоторые зерна нефелина даже полностью замещены цеолитами, но в виде настолько тонкокристаллического агрегата, что определить природу цеолитов не представляется возможным. Иммерсионным методом можно установить лишь, что показатель преломления цеолитов около 1,485, т.е. немного меньше, чем у анальцима, непосредственная граница с которым наблюдалась в двух случаях. Возможно, что цеолиты

замещали анальцитом, так как в одном образце наряду с относительно хорошо сохранившимся нефелином есть псевдоморфозы из цеолитов по резко ксеноморфным зернам первоначального минерала.

Минералы из группы клиноцоизита встречаются как продукты разложения плагиоклаза. Они образуют скрытокристаллические агрегаты, и только более крупные, уже различимые зернышки обладают обычными диагностическими свойствами, т.е. имеют сравнительно высокий показатель преломления и низкие аномальные цвета интерференции.

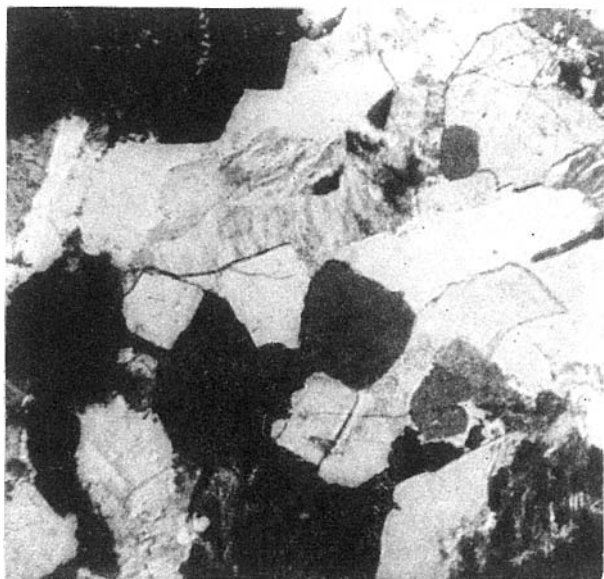
Структуры и текстуры

Среднезернистые нефелиновые сиениты Ишима всегда имеют типичную гидамиорфнозернистую структуру. Особенностью этой структуры является лишь то, что здесь нет выдержанного порядка идиоморфизма главных минералов. Несмотря на то, что различная степень идиоморфизма главных минералов видна в каждом шлифе, трудно определить, какой из них бывает преимущественно ксеноморфным или идиоморфным. Даже в одном шлифе есть как идиоморфные, так и ксеноморфные зерна одного и того же минерала.

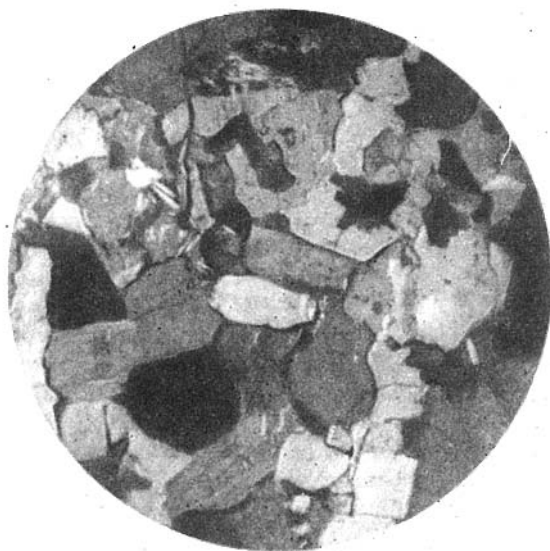
Характерный для нефелиновых сиенитов вообще агпайтовый порядок идиоморфизма, когда наиболее идиоморфным является нефелин, а наиболее ксеноморфным цветной минерал, в нефелиновых сиенитах Ишима наблюдается довольно часто, особенно у тех разновидностей, которые содержат повышенное количество нефелина (фиг. 15, а,б). Однако в большинстве случаев нефелин может быть и в идиоморфных зернах, и в резко ксеноморфных по отношению к полевому шпату (фиг. 15,в).



а



б

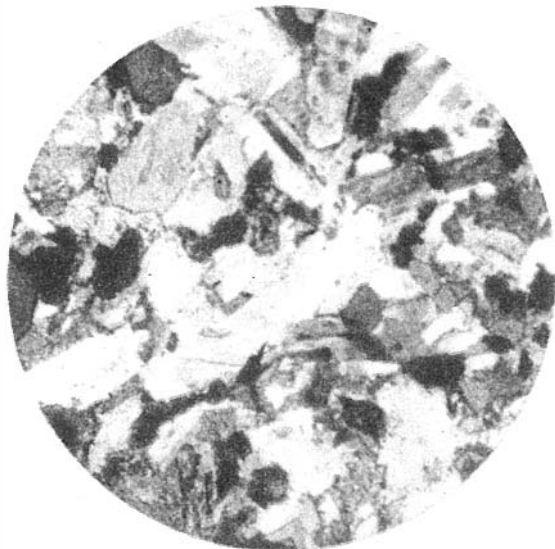


в

Фиг. 15. Среднезернистый нефелиновый сиенит с гипидиоморфнозернистой структурой аглайтового типа.

а-б - хорошо выделяются правильные квадратные сечения зерен нефелина, обр. 181, между п. XII и XIII, увел. 15: а - без анализатора, б - николи скрещены;

в - более распространенная разновидность, некоторые зерна нефелина не имеют правильных очертаний, цветной минерал в резко ксеноморфных зернах, обр. 158, севернее п. X, николи скрещены, увел. 15



Фиг. 16. Среднезернистый нефелиновый сиенит. Гипидиоморфнозернистая структура гранитоидного типа. Нефелин преимущественно в самых ксеноморфных зернах. Цветной минерал несколько идиоморфнее бесцветных. Обр. 216, южный склон "Туфовой горки" (п. 1X). Николи скрещены, увел. 15

Цветной минерал, оставаясь ксеноморфнее калиевых минералов, имеет все же призматический габитус, а не такую форму зерен, которая определялась бы формой промежутка между зернами нефелина и полевого шпата.

Гипидиоморфнозернистая структура гранитоидного типа, когда нефелин всегда резко ксеноморфен по отношению к полевому шпату, а цветной минерал несколько идиоморфнее его, наблюдалась преимущественно у меланократовых разновидностей описываемых пород (фиг. 16). При отсутствии амфибола гранат иногда самый идиоморфный минерал, а полевой шпат самый ксеноморфный (фиг. 17). В анальцимовых сиенитах, где вместо нефелина находится анальцит, последний всегда резко ксеноморфен по отношению к другим минералам.

Иногда даже в разных участках одного шлифа порядок идиоморфизма нефелина и полевого шпата меняется, или же они оба могут рассматриваться как гипидиоморфные минералы. В разных шлифах из одного образца структура очень часто не бывает тождественной.

Текстура среднезернистых нефелиновых сиенитов, как правило, массивная и однородная. Главные минералы распределяются в горной породе равномерно и беспорядочно. Зерна их имеют более или менее одинаковый размер. Трахитоидная текстура встречалась довольно часто, но нефелиновые сиениты с такой текстурой имеют подчиненное значение в строении Ишимского массива.



Фиг. 17. Гранатовый среднезернистый нефелиновый сиенит. Типичная гипидиоморфнозернистая структура. Гранат (темное) находится в наиболее идиоморфных зернах. Нефелин тоже идиоморфнее полевого шпата; Обр. 349, между п. XIII и горой Коркутал. Николи скрешены, увел. 15

Структурные и текстурные особенности среднезернистых нефелиновых сиенитов показывают, что эти горные породы, по-видимому, образовались в условиях нормальной кристаллизации магмы на глубине и что перекристаллизация их в твердом состоянии не имела места.

Главные типы среднезернистых нефелиновых сиенитов

При дальнейших исследованиях Ишимского массива, после изучения большого количества образцов горных пород и детального геологического картирования среди среднезернистых нефелиновых сиенитов, вероятно, можно будет выделить много разновидностей, различающихся по тем или иным признакам. В настоящее время этого сделать пока нельзя, и поэтому обратим внимание только на существование двух главных типов описываемых пород: а) гранат-амфиболовых и б) эгирин-авгитовых нефелиновых сиенитов и щелочных сиенитов.

Гранат-амфиболовые нефелиновые сиениты, несомненно, самые распространенные горные породы в массиве. Кроме граната и гастингсита в их состав входят, конечно, биотит и остатки моноклинного пироксена, но последние минералы не

играют существенной роли. Количественные соотношения граната и амфибола, вероятно, очень непостоянны. Поэтому можно встретить разновидности только с одной роговой обманкой или только с гранатом. Последние, хотя и редкие, но очень оригинальные нефелиновые сиениты.

Гранат-амфиболовые нефелиновые сиениты могут быть как лейкократовыми, так и сравнительно меланократовыми. Поскольку содержание нефелина, как уже указывалось, колеблется в широких пределах, постольку непосредственный переход от гранат-амфиболовых нефелиновых сиенитов к гранат-амфиболовым щелочным сиенитам с нефелином или без него, несомненно, существует. Есть переход, по-видимому, и к некоторым другим породам - роговообманковым шонкинитам, монмутитам или ко второму типу среднезернистых нефелиновых сиенитов - эгирин-авгитовым нефелиновым сиенитам.

В отношении структуры и текстуры гранат-амфиболовые нефелиновые сиениты Ишима тоже достаточно разнообразны. Насколько существенны переходы от среднезернистых разновидностей к крупнозернистым или более мелкозернистым, от массивных к трахитондным - сейчас еще трудно сказать.

Эгирин-авгитовые нефелиновые сиениты и щелочные сиениты достаточно резко отличаются от предыдущих горных пород. Во-первых, в них полностью или почти полностью отсутствует роговая обманка, и, во-вторых, они, по-видимому, особенно часто переходят в щелочные сиениты без нефелина, содержащие небольшое количество олигоклаза. В зависимости от характера пироксена среди нефелиновых сиенитов данного типа можно выделить по крайней мере две разновидности. Например, горные породы с бледно окрашенным моноклиновым пироксеном из лога Ашил-Сай и окрестностей пункта IV заметно отличаются от эгирин-авгитовых нефелиновых сиенитов северной части массива. В последних не только больше эгиринового компонента в составе пироксена, но и больше нефелина, граната и биотита. Передко встречались и меланократовые разновидности эгирин-авгитовых нефелиновых сиенитов, но в целом состав этих пород более постоянен, чем гранат-амфиболовых. Более однообразны и гипидиоморфнозернистые структуры пироксеновых нефелиновых сиенитов.

Геологические отношения между различными разновидностями нефелиновых сиенитов внутри каждого типа и отношения между типами пока неясны. Существование пород, занимающих промежуточное положение, далеко не всегда указывает на полную одновременность их образования.

Несколько особое положение занимает одна разновидность среднезернистого авгитового нефелинового сиенита из окрестностей пункта XI. Геологически она более связана с особыми пятнистыми псевдолейцитовыми сиенитами и находится там, где много ксенолитов метаморфических пород - "металпорфиритов". Привлекает внимание, что авгит в этих нефелиновых сиенитах очень похож на авгит в "металпорфиритах". Наблюдаются также необычно сильная пелитизация калиевого

полевого шпата, широкое развитие дактилоскопических сростков полевого шпата и нефелина и повышенное содержание апатита. Возможно, образование этой породы связано с процессами гибридизма, а ее особенностями обусловлены частичной ассимиляцией нефелиново-сиенитовой магмой "метаспорфиритов".

Химический состав

Представление о валовом химическом составе среднезернистых нефелиновых сиенитов Ишима можно получить из результатов анализа одного образца, взятого между пунктами X и X1. Образец представляет собой типичную, может быть, несколько лейкократовую разновидность гранат-амфиболового нефелинового сиенита. Результаты его химического анализа следующие (в %):

SiO ₂	53,29	Na ₂ O	6,17
TiO ₂	0,10	K ₂ O	7,90
Al ₂ O ₃	20,70	BaO	0,05
Fe ₂ O ₃	3,47	SO ₃	0,10
FeO	1,37	F	0,19
MnO	0,33	H ₂ O ^{+110°}	0,11
MgO	0,12	П.п.п.	1,37
CaO	4,18		
		С у м м а... 99,51	

Аналитик Н. А. Жирнова (лаборатория Ленинградского горного института, 1936 г.).

Вычисленные из этих данных числовые характеристики и дополнительные параметры такие:

a	24,4	f'	61,0	Q	20,7
c	2,5	c'	36,5		
b	7,8	m'	2,5	a/c	9,76
S	65,3	n	49,5		

Состав ишимского нефелинового сиенита, так же как и большинства других, не пересыщен щелочами (нет характеристики \bar{C}), хотя и относится к щелочным составам. Согласно принятой нами классификации химических составов изверженных пород (Заварицкий, 1950), это состав, недосыщенный кремнеземом (класс 6), богатый щелочами, лейкократовой породы (группа 21а).

Привлекает внимание то, что в нашей породе $c = 2,5$, тогда как в среднем составе нефелинового сиенита или фойяита по Дели $c = 0,2 - 0,3$. Это объясняется тем, что в нефелиновом сиените Ишима нет настоящих щелочных цветных минералов (эгирина, арфведсонита), а в составе имеющихся цветных минералов (роговой обманки и граната) довольно много Са и Al. Необходимо заметить также, что ишимский нефелиновый сиенит относится к калиевому типу нефелино-

вых сиенитов ($n = 49,5$). В среднем составе $n = 66,5$, а в нефелиновых сиенитах натрового типа (хибинитах, ммаскитах и т.д.) $n = 70-80$. Это объясняется отчасти тоже составом цветных минералов, но главным образом тем, что альбитизация полевого шпата в наших породах почти совершенно отсутствует.

Нефелиново-сиенитовые порфиры, гранулитовые нефелиновые микросиениты и пятнистые псевдолейцитовые сиениты

В эту группу объединены различные горные породы, генетически связанные с описанными выше среднезернистыми нефелиновыми сиенитами и имеющие приблизительно такой же состав. Некоторые из них залегают в виде жил мощностью от 1 до 10 м во вмещающих интрузию эпидейцитовых порфирах; другие образуют жилы и неправильной формы участки в самом массиве нефелиновых сиенитов, преимущественно в приконтактовых его частях.

Все эти породы должны рассматриваться отдельно от среднезернистых нефелиновых сиенитов, от которых они отличаются по внешнему виду, структуре, текстуре и даже по характеру некоторых главных минералов. Как уже указывалось, многие из этих пород постепенно переходят в среднезернистые нефелиновые сиениты; некоторые, вероятно, образовались при перекристаллизации последних или при кристаллизации нефелиново-сиенитовой магмы в особых условиях.

Макроскопическое описание

Из всех пород данной группы только пятнистые псевдолейцитовые сиениты довольно широко распространены в краевых частях интрузии нефелиновых сиенитов и представлены большим количеством образцов. Распространенность других разновидностей, по-видимому, незначительна, и поэтому каждая из них представлена только одним-двумя образцами.

По внешнему виду описываемые горные породы не только хорошо отличаются от среднезернистых нефелиновых сиенитов, но и различаются между собой.

Рассмотрим несколько главнейших типов этих пород, наиболее интересных с точки зрения процессов их образования.

1. В мощной дайке к югу от горы Коркутал и в отдельных обнажениях к югу от Ашил-Сая встречены светло-серые горные породы, которые, на первый взгляд, очень похожи на среднезернистые нефелиновые сиениты. Относительно крупные (1-2 мм) зерна черного цветного минерала неправильной формы, так же как в среднезернистых нефелиновых сиенитах, равномерно распределяются в светло-серой массе силикатных минералов. Последняя по характеру излома в некоторых образцах кажется даже среднезернистой, но при внимательном рассмот-

рении всегда оказывается настолько тонкозернистой, что отдельные зернышки полевого шпата и нефелина в ней неразличимы даже под лупой. Правда, иногда в такой плотной, почти афанитовой массе выделяются редкие и довольно крупные (до 4–5 мм) таблицы полевого шпата, не имеющие все же каких-либо определенных очертаний.

Текстура описываемой породы массивная, но местами приближается к гнейсовидной. Хорошо заметна "струйчатость". Кроме отдельных крупных зерен цветного минерала часто видим "цепочки" и "прослойки" из его мельчайших зернышек. Эти "прослойки" располагаются более или менее субпараллельно.

2. Тонкозернистые нефелиновые микросиениты с явной гнейсовидной текстурой встречаются в приконтактных частях массива около пункта У и среди ортороговиков севернее "Каменного бугра". В последнем случае эти породы образуют, по-видимому, согласную жилу или послойную инъекцию во вмещающие породы. Иногда кажется, что мы имеем дело даже с метаморфической породой, образовавшейся так же, как и полосчатые ортороговики, в результате перекристаллизации слоистых туфов эпилейцитовых порфириров. Однако в отличие от ортороговиков это значительно более светлая и более кристаллически-зернистая горная порода.

От предыдущей разновидности тонкозернистых нефелиновых микросиенитов описываемая порода отличается не только гнейсовидностью, но отсутствием крупных зерен цветного минерала и более плотным сложением. Цветной минерал находится только в виде "цепочек" и быстро исчезающих прослоек, или же его мелкими зернами обогащены отдельные полосы. Ширина таких полос доходит до 10–15 мм, и они чередуются с такими же или более тонкими (до 5 мм) полосами, совершенно лишенными цветного минерала.

3. Массивные тонкозернистые микросиениты серого цвета, заметно более темные, чем предыдущие горные породы, встречаются в виде жил в среднезернистых нефелиновых сиенитах в приконтактных частях массива севернее пунктов XI и VIII. По внешнему виду они еще более похожи на ортороговики. Зернистость в них можно с трудом увидеть только под лупой. Это очень плотные, компактные породы с ровным раковистым изломом. Явные порфирировые выделения в них незаметно. Единичные иголки черного амфибола или таблички полевого шпата размером до 1 мм все же иногда попадают.

4. Нефелиново-сиенитовые порфиры с явной порфирировой структурой встречались среди среднезернистых нефелиновых сиенитов даже на некотором удалении от контакта около пункта IV и на правой стороне лога Ашил-Сай, в его нижней части. Это уже более раскристаллизованные горные породы темно-серого цвета, иногда с заметным розоватым оттенком. Довольно многочисленные порфирировые выделения представлены главным образом таблитчатыми зернами серого полевого шпата до 1–2 мм толщиной и до 5–6 мм в поперечнике. Основная масса состоит из зернышек размером около 0,5 мм или немного меньше. Отдельные изометрические зернышки черного цветного минерала в основной массе можно рассмотреть только под лупой. Нефелин и полевой шпат микроскопически различить нельзя.

Текстура описываемых нефелиново-сиенитовых порфиров массивная, однородная. В некоторых образцах заметно субпараллельное расположение крупных полевошпатовых таблиц. Непосредственный постепенный переход нефелиново-сиенитовых порфиров в среднезернистые нефелиновые сиениты не наблюдался, формы залегания также неясны.

5. Пятнистые псевдолейцитовые сиениты по внешнему виду довольно разнообразны из-за их неоднородности и различной степени зернистости. На первый взгляд, кажется, что здесь мы имеем дело по крайней мере с двумя совершенно разными видами, но постепенные промежуточные разности убеждают нас, что во всех этих породах имеется много общего.

Первый вид пятнистых сиенитов представлен серыми мелкозернистыми, иногда почти среднезернистыми горными породами, в которых выделяются беловатые округлые пятна размером 10–15 мм или несколько больше. В большей или меньшей степени эти пятна сохранили свой облик псевдолейцитов с характерными гранями, углами и т.д. Часто эта форма утрачивается, и возникают менее ясные округлые и во многих случаях нерезко ограниченные беловатые пятна. Нередкое явление представляет сплюснутость этих пятен, так что они переходят в овальные пятна, или "очки". Относительное количество псевдолейцитов невелико. Иногда это единичные пятна, иногда они составляют до 20% всего объема породы.

Окружающая псевдолейциты масса равномернозернистая и, как правило, более меланократовая, чем среднезернистые нефелиновые сиениты. Количество цветного минерала в ней достигает 20–30%. В одном образце она имеет порфировую структуру и по внешнему виду не отличается от описанных выше розовато-серых нефелиново-сиенитовых порфиров.

Когда горная порода кажется среднезернистой, без микроскопа часто различимы только отдельные зерна цветного минерала. Салические минералы в этих случаях не обнаруживают зернистости, так же как в первом виде горных пород рассматриваемой группы.

Другой вид пятнистых сиенитов представляет по существу очень неравномернозернистую горную породу, похожую на массу, заключающую псевдолейциты в пятнистых сиенитах первого вида. Тонкозернистые, серые участки переплетаются со среднезернистыми, состоящими из беловатого или розоватого полевого шпата и явных призматических кристалликов цветного минерала. Эти среднезернистые участки имеют то совершенно неправильную форму, то форму жилок или полосок, но всегда без резких границ с тонкозернистой массой. С другой стороны, в таких неравномернозернистых породах появляются и округлые пятна, и настоящие псевдолейциты, иногда хорошо образованные. В других случаях в мелкозернистой массе находятся более зернистые, темные пятна, имеющие вид скоплений черного цветного минерала в сочетании с небольшим количеством беловатого полевого шпата. Последний иногда образует каемки вокруг темных скоплений. Нередко темные пятна, или скопления, распределяются в горной породе не беспорядочно, а как бы ориентированы в одной плоскости. Природа скоплений цветно-

го минерала становится понятной, если обратить внимание на присутствие в описываемых пятнистых сиенитах многочисленных настоящих ксенолитов черной мелкозернистой порфиroidной породы, близкой к тем метаморфическим горным породам, которые в дальнейшем будут описаны под названием "метапорфириты". Размеры этих ксенолитов самые разнообразные, и они совершенно постепенно видоизменяются в расплывчатые темные пятна.

Ассимиляцией основных горных пород объясняется, по-видимому, и повышенное содержание цветного минерала в описываемых пятнистых сиенитах. В некоторых участках его бывает до 40% всей массы горной породы.

Минеральный состав

Микроскопическое изучение всех объединенных в эту группу горных пород показывает, что состав их примерно одинаков и в этом отношении они мало отличаются от среднезернистых нефелиновых сиенитов. Они состоят из тех же минералов: полевого шпата, нефелина, гастингсита, эгирин-авгита, граната и биотита. Флюорит, апатит и сфен являются характерными акцессорными минералами. Анальцит, канкринит, скаполит, кальцит, мусковит, корунд и цеолиты встречаются не во всех описываемых породах, но иногда в большом количестве. Содержание того или иного минерала в любой горной породе данной группы колеблется в еще более широких пределах, чем в среднезернистых нефелиновых сиенитах. Кроме того, каждый минерал имеет здесь некоторые свои особенности.

Калиевый полевой шпат находится в зернах различного вида. Большею частью это округлые, изометрические зерна размером до 0,2 мм, но встречаются также более или менее идиоморфные таблитчатые зерна. Размеры полевошпатовых таблиц различны. Самые крупные (2-6 мм) образуют порфиrowые вкрапленники в нефелиново-сиенитовых порфирах, а более мелкие (размером около 0,5 мм) находятся среди изометрических полевошпатовых зерен в основной массе. Наблюдается постепенный переход от таблитчатых зерен к изометрическим, так как в ряде случаев удлинённые сечения табличек имеют характерные закругленные очертания. Во многих гранулитовых тонкозернистых нефелиновых микросиенитах (гнейсовидных и массивных) таблитчатые зерна полевого шпата отсутствуют.

Калиевый полевой шпат, образующий порфиrowые вкрапленники, почти не отличается от полевого шпата среднезернистых нефелиновых сиенитов. Это тот же микроклин, иногда имеет неотчетливо выраженную решетку и содержит очень небольшое количество микропертитовых вростков.

В мелких таблитчатых зернах калиевый полевой шпат более однородный. Микропертиты и пелитизация здесь совершенно не наблюдаются. Еще более однороден калиевый полевой шпат в округлых изометрических зернах.

Иногда среди округлых зерен совершенно свежего, гомогенного калиевого полевого шпата встречаются небольшие (до 0,2 - 0,5 мм), ксеноморфные по отношению к ним зерна пелитизированного микроклина. Вероятно, это остатки первоначального полевого шпата, сохранившиеся из-за неполной перекристаллизации среднезернистых нефелиновых сиенитов при переходе их в гранулитовые нефелиновые микросиениты. По-видимому, это справедливо и для некоторых крупных (до 2-3 мм) зерен, имеющих под микроскопом вид вкрапленников, встречающихся, например, в горной породе из крупной дайки к югу от горы Коркутал; внешний вид ее описан выше. Эти крупные зерна слабо пелитизированного микроклинпертита имеют неправильную форму. Мелкие округлые зерна свежего однородного калиевого полевого шпата, образующие здесь вместе с нефелином как бы основную массу, входят внутрь контуров таких вкрапленников или образуют в них пойкилитовые включения.

Таким образом, переход типичных для Ишимского массива среднезернистых нефелиновых сиенитов в любую разновидность описываемых пород сопровождается не только изменением структуры, но и гомогенизацией калиевого полевого шпата.

В гнейсовидных нефелиновых микросиенитах, образцы которых взяты южнее Ашил-Сая, характер калиевого полевого шпата несколько особый. Здесь он представлен совершенно свежим микроклином с отчетливо выраженной решеткой. Немногочисленные микропертиты имеют вид правильной сети жилок, хорошо заметной в сечениях, параллельных (100). Такой калиевый полевой шпат очень похож на микроклин миаскитов Ильменских гор (Заварицкий, 1939).

Альбит в описываемых породах встречается, по-видимому, редко и в очень небольших количествах. Обычных для альбита идиоморфных табличек здесь уже не бывает. Альбит находится в виде таких же изометрических округлых зерен, как и калиевый полевой шпат. Двойников у альбита либо совсем нет, либо они очень неотчетливые. Пелитизацией альбит совершенно не затронут. Поэтому отличить его от калиевого полевого шпата можно только по более высокому показателю преломления, определение которого иммерсионным методом в непокрытом шлифе дало обычную величину ($n_m = 1,530 \pm 0,002$).

Нефелин в описываемых породах образует мелкие (0,3-0,5 мм), неправильные, изометрические или округлые зерна. Обычно здесь он более свеж, чем в среднезернистых нефелиновых сиенитах, и его зерна менее выделяются среди полевошпатовых зерен. Помутнелость с краев зерен наблюдалась только в редких случаях. Включения иглоочек эгирина в нефелине встречаются часто. Количество нефелина колеблется в очень широких пределах от 5-10 до 30-40% всего объема горной породы.

Гастингсит развивается различным образом. Очень характерны зерна неправильной формы с извилистыми "лапчатыми" очертания-

ми размером от 0,5 до 3–4 мм. В более крупных зернах обычно много округлых пойкилитовых включений полевого шпата и нефелина. Иногда гастингсит образует настоящие порфиробласты с довольно правильными ограничениями, но также переполненные пойкилитовыми включениями салических минералов. С другой стороны, во многих шлифах гастингсит находится в мелких (0,1 – 0,3 мм), изометрических, неправильных или округлых зернах, таких же, как зерна бесцветных минералов. По оптическим свойствам описываемый амфибол, вероятно, такой же, как и в среднезернистых нефелиновых сиенитах. Средний показатель преломления $N_m = 1,715-1,720$. Отрицательный угол оптических осей не превышает $30-40^\circ$.

Гранат развивается в породах так же, как гастингсит. Это либо мелкие (0,1 – 0,3 мм) идиобластические зерна, располагающиеся цепочками в мелкозернистых гнейсовидных нефелиновых микросиенитах и равномерно прорастающие зерна полевого шпата в более зернистых породах, либо крупные (до 0,5 – 1,0 мм) ксеобластические выделения очень неправильной формы с обильными пойкилитовыми включениями полевого шпата и нефелина. В идиобластических зернах гранат зональный; в центральной части зерна окраска его темно-бурая, а по краю – более светлая до яркой лимонно-желтой. Показатель преломления граната из различных описываемых пород такой же, как и в среднезернистых нефелиновых сиенитах ($N = 1,87 - 1,88$).

Эгирин-авгит, полностью вытесняющий гастингсит во многих гранулитовых нефелиновых микросиенитах, развивается исключительно в виде мелких (0,1 – 0,2 мм), изометрических или короткопризматических зерен, почти всегда с характерными округлыми очертаниями. Состав эгирин-авгита, судя по оптическим свойствам, в разных образцах различен. Наиболее бедные эгириновым компонентом (20–25%) эгирин-авгиты имеют угол погасания $cNp = 30-32^\circ$; $+2V = 77-78^\circ$; $Ng-Np = 0,028 - 0,030$. Средний показатель преломления $N_m \approx 1,720$. Наиболее богатый эгириновым компонентом (50–60%) пироксен имеет угол погасания $cNp = 12-17^\circ$; $-2V = 80-85^\circ$; двупреломление $Ng-Np = 0,031 - 0,036$ и средний показатель преломления $N_m = 1,738$. Окраска и довольно сильный плеохроизм у всех исследованных эгирин-авгитов приблизительно одинаковые: по Ng – желто-зеленые (24 pg-pe), по Nm – зеленые (22 pe) и по Np – оливково-зеленые (22 pg). Эгирин-авгиты, встречающиеся чаще всего в гранулитовых нефелиновых сиенитах, содержат, по-видимому, не более 35–40% эгирина, так как у них $\pm 2V = 90^\circ$, а $cNp = 20-25^\circ$. Характерно, что во всех образцах эгирин-авгиты совершенно однородные, т.е. какая-либо зональность в них отсутствует. Количество эгирин-авгита несколько повышенное (немного более 20–25%) в пятнистых псевдолейцитовых сиенитах с "Каменного бугра".

В образцах пятнистых сиенитов, взятых около пункта X1, вместе с гастингситом встречается слабо-зеленоватый авгит, почти не содержащий эгиринового компонента. Его оптические свойства та-

кие: $N_m = 1,722 \pm 0,003$; $N_g-N_p = 0,030 - 0,031$; $+2 V = 65-66^\circ$; $cN_g = 48-51^\circ$. Авгит образует здесь крупные (до 2-4 мм) изометрические зерна, не имеющие правильных ограничений, но всегда окруженные реакционной каемкой из амфибола. Такой слабо-зеленоватый авгит находится также и в мелких (до 0,1 мм) зернышках, и в виде остатков в амфиболе.

Биотит в гранулитовых нефелиновых микросиенитах развивается в виде либо крупных (до 1-2 мм) таблиц с очень неправильными "лапчатыми" очертаниями и многочисленными пойкилитовыми включениями салических минералов, либо мелких (0,1 - 0,3 мм) изометрических табличек, равномерно рассеянных по всей массе горной породы. Крупные таблицы биотита иногда имеют вид порфиробласт, Биотит в них наиболее железистый, близкий к лепидомелану. Его оптические свойства такие: $N_m = 1,676 + 0,003$; $N_g-N_p = 0,055$. Окраска по N_p - желтая, по N_g и N_m - черная. В мелких табличках биотит обычно зеленовато-бурый или буровато-зеленый по N_g и N_m и бледно-желтый по N_p . Показатель преломления его $N_m = 1,653 + 0,003$; двупреломление $N_g-N_p = 0,035 - 0,040$.

Флюорит во многих гранулитовых нефелиновых сиенитах присутствует в большом количестве. Его изометрические неправильные зерна по форме и размерам такие же, как и зерна главных минералов (полевого шпата, нефелина и пироксена). Окраска флюорита бывает различной; иногда она равномерная бледно-фиолетовая, иногда неравномерная, пятнистая, синевато-фиолетовая, несмотря на то, что видимых посторонних включений во флюорите нет. Часто флюорит бесцветный или только с очень слабым фиолетовым оттенком. По краям зерен окраска всегда густая, темно-фиолетовая в виде очень узкой каемки.

Апатит, сфен, циркон и магнетит - обычные аксессуарные минералы в описываемых породах, но встречаются они не в каждом шлифе. Апатит в одних случаях находится в виде хорошо образованных, короткостолбчатых кристаллов, в других - зерна его по размеру и форме приближаются к зернам бесцветных главных минералов. Сфен развивается большей частью так же, как главные цветные минералы, т.е. в виде неправильных ксенобластических зерен. В некоторых шлифах можно встретить и более или менее идиобластичные зерна сфена, дающие характерные ромбовидные сечения, но, как правило, с закругленными углами. Бывают даже довольно крупные такие зерна (до 0,5 мм), в которых несколько округлых зерен полевого шпата образуют пойкилитовые включения. Циркон встречается реже, чем сфен, и большей частью в виде хорошо образованных мелких (менее 0,1 мм) кристаллов или еще более мелких (до 0,05 мм) включений в порфиробластах биотита. Магнетит находится только в наиболее меланократовых разновидностях либо в виде довольно правильных кубических кристаллов с закругленными углами, либо в виде изометрических округлых зерен. Характерно, что горные породы с магнетитом под микро-

скопом больше всего походят на метаморфические породы – орто-роговики.

Анальцит во всех разновидностях описываемых пород является существенной составной частью. Количество его иногда достигает 20–30% всего объема породы. Он всегда заполняет промежутки между зернами полевого шпата и нефелина независимо от структуры горной породы. В некоторых нефелиново-сиенитовых порфирах с гипидиоморфнозернистой структурой встречаются участки, в которых разрозненные зерна салических минералов как бы плавают в массе анальцита. В гранулитовых микросиенитах анальцита меньше, и его ксенобластические зерна немного мельче, чем зерна полевого шпата и нефелина (около 0,1 – 0,2 мм). По показателю преломления анальцит не отличается от того, который находится в среднезернистых нефелиновых сиенитах.

Канкринит и скаполит встречаются не во всех шлифах, но иногда их бывает много (до 20–25%). В гнейсовидных гранулитовых нефелиновых микросиенитах и тот и другой распределены неравномерно и образуют небольшие скопления или группы мелких зерен, растянутые в направлении кристаллизационной сланцеватости. Полевой шпат в таких скоплениях вытеснен не полностью и захвачен в виде пойкилитовых включений в более крупных зернах канкринита или скаполита. Канкринит и скаполит совместно в одном шлифе встречаются редко. Обычно гранулитовые микросиениты обогащены либо канкринитом, либо скаполитом.

В нефелиново-сиенитовых порфирах скаполита обычно нет, но канкринит развивается иногда в большом количестве и распределен более или менее равномерно. В этих случаях он заполняет промежутки между зернами полевого шпата и нефелина. Зерна нефелина при этом также частично замещены канкринитом.

В тех образцах гранулитовых нефелиновых микросиенитов, где канкринит и скаполит встречаются вместе, их иногда трудно различить с первого взгляда, хотя их оптические свойства резко различны. Кроме того, скаполит чаще образует крупные решетчатые зерна, т.е. переполненные пойкилитовыми включениями. Оптические свойства канкринита варьируют в небольших пределах и примерно такие же, как у канкринита в среднезернистых нефелиновых сиенитах. Скаполит по оптическим свойствам близок к мауралиту ($N_m = 1,545 \pm 0,002$; $N_g - N_p = 0,010$). Призматическая, пересекающая под прямым углом спайность у скаполита всегда более заметна, чем пинакоидальная спайность у канкринита.

Кальцит иногда встречался вместе с канкринитом. Зерна его менее ксенобластические, чем у канкринита.

Мусковит нередко наблюдается в гранулитовых нефелиновых микросиенитах, богатых биотитом. Развивается он совершенно так же, как и биотит, т.е. обычно в виде мелких ксенобластичных чешуек, но иногда и в виде крупных (до 2 мм) порфиробласт, переполненных пойкилитовыми включениями полевого шпата. Характерно, что в последнем случае нефелин сильно разложен, почти пол-

ностью замещен буроватым скрытокристаллическим агрегатом, по-видимому, из каолинита и той же слюды (либнерита). В нефелиново-сиенитовых порфирах с гипидиоморфнозернистой структурой мусковит не встречался.

Корунд обнаружен в мелкозернистом нефелиновом микросиените только в одном образце из коллекции М. С. Волковой. Этот образец корундового нефелинового микросиенита или нефелиново-сиенитового порфира был уже описан А. Н. Заварицким (1936) в его первой статье о щелочных породах Ишима. Об особенностях этой оригинальной горной породы и о характере развития в ней корунда мы еще будем говорить при описании либнеритовых сиенитов.

Цеолиты в гранулитовых нефелиновых сиенитах не встречались. Они редки и в нефелиново-сиенитовых порфирах, где иногда замещают нефелин.

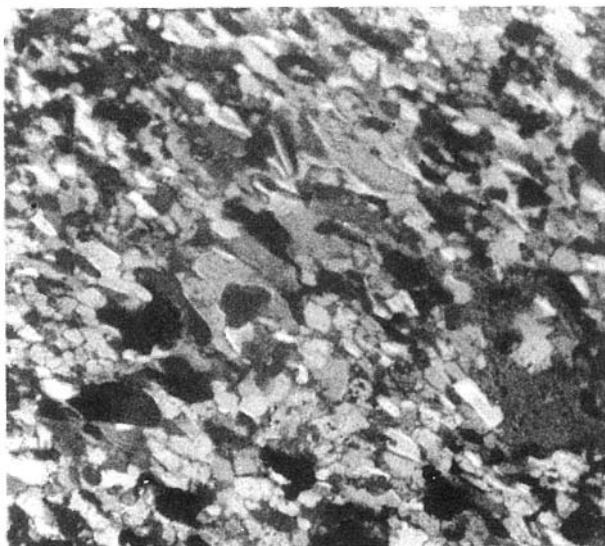
Структуры, текстуры и особенности главнейших разновидностей

В отношении структуры все разновидности описываемых горных пород очень сильно отличаются от среднезернистых нефелиновых сиенитов. Их отличает не столько меньшая степень зернистости, сколько широкое развитие аллотриоморфнозернистых или гранулитовых структур или структур, промежуточных между гранулитовыми и гипидиоморфнозернистыми.

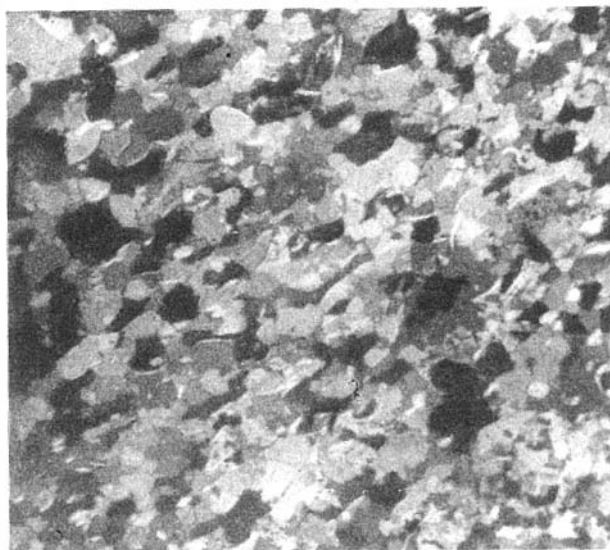
Гранулитовая структура наблюдается у пятнистых псевдолейцитовых сиенитов, особенно в более мелкозернистых участках, во всех гнейсовидных и массивных нефелиновых микросиенитах и в горных породах из дайки к югу от горы Коркутал, которые по внешнему виду, как уже указывалось, похожи на среднезернистые нефелиновые сиениты.

Гранулитовая структура является по существу настоящей гранобластовой структурой с характерными признаками кристаллобластеза. Совершенно одинаковая округло-изометрическая форма зерен полевого шпата и нефелина, пойкилобластовые "лапчатые" и "решетковидные" зерна цветного минерала (амфибола или биотита), гнейсовидные и полосчатые текстуры – все это делает горные породы с гранулитовой структурой более похожими на метаморфические породы типа мелкозернистых гнейсов или роговиков, чем на изверженные (фиг. 18, а, б).

Особенностью гранулитовой структуры является еще и одинаковая величина зерен главных и акцессорных минералов. Только в редких случаях встречаются отдельные более крупные зерна микроклина. Обычно они крупнее в 3–4 раза и резко ксенобластичны по отношению к другим зернам как полевого шпата, так и нефелина. Когда такие зерна еще крупнее, структура становится уже порфиroidной. Зерна цветного минерала по форме большей частью резко отличаются от зерен полевого шпата и нефелина. Это уже не округло-изометрические зерна, а очень неправильные, ксеноблас-

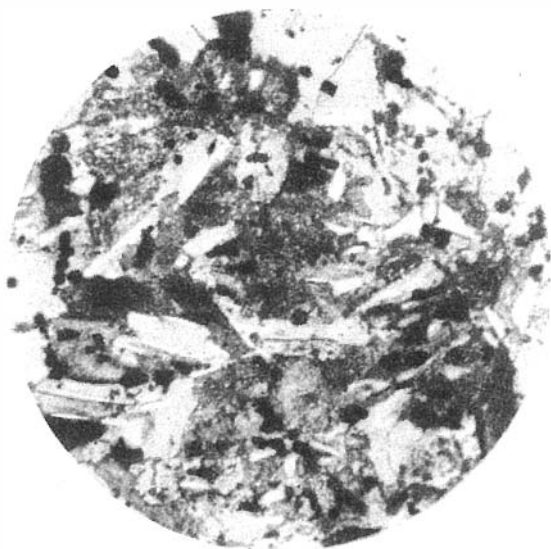


а



б

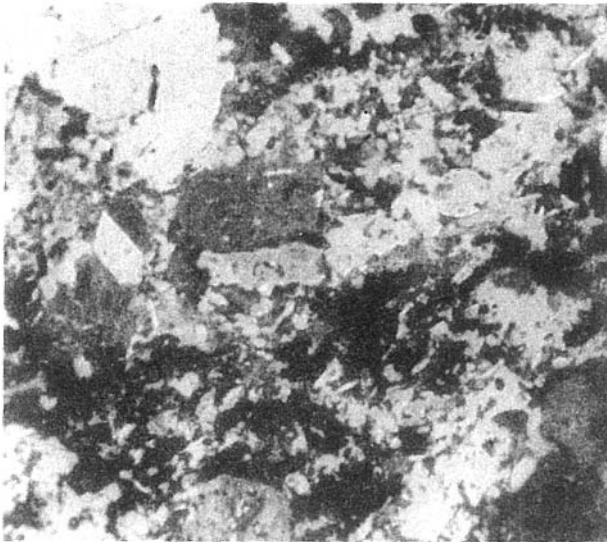
Фиг. 18. Нефелиновый микросиенит с гранулитовой структурой
а - форма и взаимные отношения зерен целиком определены кристаллобластезом, видна кристаллизационная сланцевость ("гнейсовидность") горной породы, обр. 270, западнее п. VII, николи скрешены, увел. 25; б - более распространенная разновидность, кристаллизационная сланцеватость уже незаметна, обр. 299-2, южный склон "Каменного бугра" (п. VI), николи скрешены, увел. 25



Фиг. 19. Меланократовый гранатовый нефелиновый микросиенит. Гипидиоморфнозернистая структура частично изменена при перекристаллизации. Кристаллобластические отношения граната к салическим минералам. Обр. 334, между п. XI и XII. Николи скрещены, увел. 15

тические, с извилистыми очертаниями. Они всегда несколько крупнее зерен бесцветных минералов и иногда имеют вид типичных порфиробласт, переполненных включениями полевого шпата и нефелина. Чем больше таких включений, тем более идиобластичной становятся порфиробласты в целом.

Переход от средnezернистых гипидиоморфных структур в ишимских нефелиновых сиенитах к кристаллобластическим, гранулитовым структурам, очевидно, постепенный, но проявляющийся в различной форме. В некоторых участках пятнистых псевдолейцитовых сиенитов в явно кристаллобластической форме развиваются только цветные минералы (амфибол и гранат), тогда как взаимоотношения салических минералов такие, которые характерны для гипидиоморфной структуры (фиг. 19). В других случаях гранулитизация развивается так, что агрегаты изометрических зернышек полевого шпата и нефелина как бы разобшают крупные зерна этих же минералов. Получается структура, несколько напоминающая криптовую. Относительное количество гранулитового агрегата может постепенно увеличиваться, и тогда структура становится порфировидной (фиг. 20).



Фиг. 20. "Гранулитизация" среднезернистых нефелиновых сиенитов. Структура приобретает порфировидный облик. Обр. 299-1, южный склон "Каменного бугра" (п. VI). Николи скрещены, увел. 15

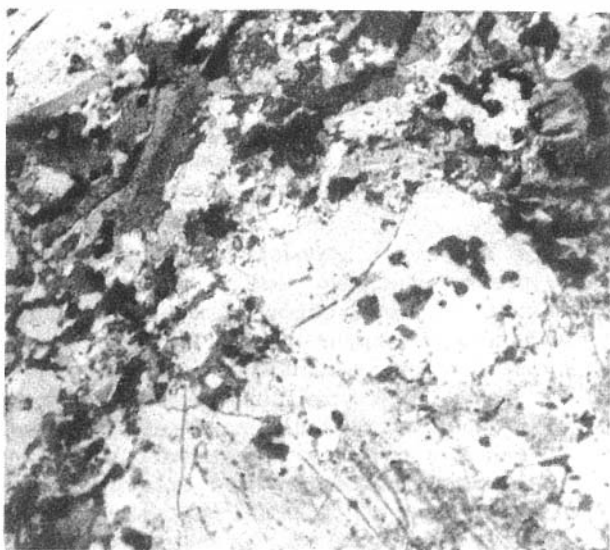
Порфировидные структуры ишимских нефелиново-сиенитовых порфиров особенно разнообразны по облику, а также, вероятно, и по способу образования. С одной стороны, имеются разновидности с небольшим количеством крупных, достаточно хорошо образованных таблиц полевого шпата в мелкозернистой массе, имеющей гипидиоморфнозернистую структуру (фиг. 21, а). С другой стороны, есть, и даже более распространены, горные породы с большим количеством неправильных крупных полевошпатовых зерен в гранулитовой основной массе. В некоторых шлифах структура основной массы имеет промежуточный характер (см. фиг. 21, б, в).

Нефелиново-сиенитовые порфиры с гипидиоморфнозернистой структурой основной массы иногда совсем не имеют признаков кристаллобластеза. Форма мелких полевошпатовых зерен табличчатая, идиоморфная; нефелин находится между ними в ксеноморфных зернах. Крупные выделения полевого шпата более или менее идиоморфны в целом, но мелкие таблички полевого шпата из основной массы нередко вклиниваются в них.

В нефелиново-сиенитовых порфирах с гранулитовой основной массой крупные полевошпатовые зерна имеют очень неправильные очертания, часто образуют сростки двух-трех зерен. В этих же



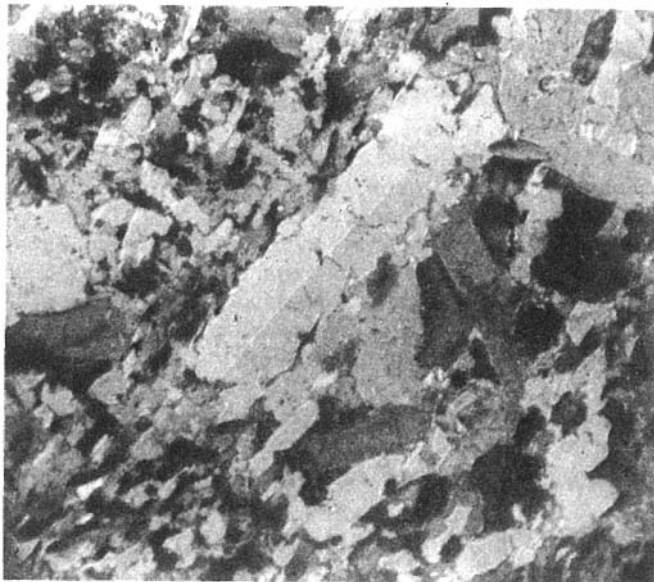
а



б

Фиг. 21. Нефелиново-сиенитовый порфир

а - типичная порфировидная структура, не измененная перекристаллизацией, структура мелкозернистой основной массы гипидиоморфнозернистая, довольно отчетливая трахитоидная текстура, обр. 208, южный склон "Туфовой горки" (п. 1X), николи скрешены, увел. 15; б - гипидиоморфнозернистая структура основной массы изменена перекристаллизацией, но следы ее и следы трахитоидной текстуры сохранились, обр. 361, лог Ашил-Сай, западнее колодца Тас-Кудук, николи скрешены, увел. 15;



В

Фиг. 21. Нефелиново-сиенитовый порфир

в - гипидиоморфнозернистая структура основной массы изменена перекристаллизацией и близка к гранулитовой, обр. 163, около п. X, николи скрещены, увел. 15

сростках можно встретить и крупные, ксеноморфные по отношению к полевому шпату зерна нефелина. Такие порфиroidные горные породы могли образоваться в результате дальнейшего развития гранулитизации, т.е. неполной перекристаллизации равномерно-среднезернистых нефелиновых сиенитов.

Если при такой перекристаллизации происходит перераспределение цветного минерала, равномерное "рассеивание" его, то внешний вид горной породы заметно изменяется. Однако когда изменяется лишь форма зерен амфибола, внешнее сходство со среднезернистыми нефелиновыми сиенитами сохраняется. Все это непосредственно видно в горной породе из дайки к югу от горы Коркутал.

Явления перекристаллизации среднезернистых нефелиновых сиенитов в гранулитовые микросиениты хорошо видны и в пятнистых псевдолейцитовых сиенитах, в массе, заключающей псевдолейциты.

Микроструктуры пятнистых псевдолейцитовых сиенитов очень разнообразны и непостоянны. Здесь неправильные, не имеющие определенных очертаний участки среднезернистого сложения чередуются с мелкозернистыми участками. Когда в среднезернистых участках есть цветной минерал, структура типичная гипидиоморфнозернистая. В округлых пятнах без цветного минерала структура

может быть либо гипидиоморфнозернистой с резко ксеноморфным нефелином, либо аллотриоморфнозернистой, но не похожей на гранулитовую структуру окружающей массы. Даже когда макроскопически видно, что псевдолейциты сохраняют свою правильную кристаллографическую форму, в шлифе не видно ясной границы между ними и окружающей массой. Очень часто и сами псевдолейциты обладают гранулитовой структурой, особенно когда они не имеют правильных очертаний.

В некоторых местах пятнистые псевдолейцитовые сиениты приобретают заметную гнейсовидность или струйчатость. При этом псевдолейциты деформируются и превращаются в овальные или линзовидные "очки" и имеют гранулитовую микроструктуру либо сохраняют свою форму и частично даже гипидиоморфнозернистую структуру.

Закрывающая псевдолейциты масса, имеющая гранулитовую структуру и ясно выраженную кристаллизационную сланцеватость, как бы облекает такие сохранившиеся псевдолейциты.

Химический состав

Данных, характеризующих валовой химический состав всех разновидностей описываемой группы горных пород, мы не имеем. Анализировался только один образец меланократового нефелиново-сиенитового порфира из дайки мощностью около 2 м севернее пункта XII. Данные анализа следующие (в %):

SiO ₂	50,34	Na ₂ O	5,43
TiO ₂	0,16	K ₂ O	8,25
Al ₂ O ₃	20,75	BaO	0,41
Fe ₂ O ₃	4,33	P ₂ O ₅	0,11
FeO	1,82	SO ₃	0,19
MnO	0,40	F	0,08
MgO	0,65	H ₂ O ^{+110°}	0,16
CaO	5,28	П.п.п.	1,25

С у м м а . . . 99,71

Аналитик Н. А. Жирнова (лаборатория Ленинградского горного института, 1936 г.).

Вычисленные из них числовые характеристики и дополнительные параметры такие:

a	25,7	f'	53,0
c	1,8	m'	10,0
b	11,5	c'	37,0
S	61,0	n	49,0
Q	-30,8	a/c	14,3

Сравнивая эти данные с результатом химического анализа среднезернистых нефелиновых сиенитов, можно заметить лишь незначительное отличие – большую величину *b* (11,5 вместо 7,8) и несколько меньшую величину *c* (1,8 вместо 2,5), что связано с меланократовостью данной горной породы.

Данные количественного минерального анализа, проведенного в двух шлифах этой породы, такие (в объемн. %):

	1	2
Нефелин	27,2	27,2
Полевой шпат	54,5	50,4
Гастингсит с остатками эгирин-авгита	6,4	10,6
Гранат	7,5	8,8
Биотит	3,6	2,5
Флюорит	0,8	0,5

Либенеритовые сиениты

Эти анхиметаморфические интрузивные породы широко развиты среди среднезернистых нефелиновых сиенитов, залегая в виде резко ограниченных жилообразных тел, "полос" и неправильной формы участков. Размеры таких "жил", "полос" и участков различны, но большей частью они измеряются немногими метрами.

Несмотря на то, что либенеритовые сиениты, несомненно, образовались из среднезернистых нефелиновых сиенитов, промежуточных между ними горных пород нет. Ни в одном образце типичного либенеритового сиенита не были обнаружены остатки нефелина, а в составе нефелиновых сиенитов, как мы уже видели, либенерит существенной роли не играет.

Макроскопическое описание

Либенеритовые сиениты – средне-, иногда крупнозернистые горные породы, состоящие из розового, розовато-белого или розовато-серого полевого шпата и желтовато-серого мелкочешуйчатого или скрытокристаллического агрегата серебристо-белой слюдки, находящегося между полевошпатовыми зернами. Розовая окраска или розоватый оттенок в окраске полевого шпата является лучшим отличительным признаком либенеритовых сиенитов, так как скрытокристаллический агрегат либенерита без микроскопа иногда можно принять за нефелин. Розовая окраска полевого шпата может быть различной густоты. Местами полевой шпат становится даже кирпично-красным.

Форма зерен полевого шпата таблитчатая, что особенно хорошо видно на выветрелой поверхности, так как там полевошпатовые

таблицы рельефно выступают, а на месте либнеритовых псевдоморфоз по нефелину находятся углубления. То, что такие псевдоморфозы состоят из либнерита, нетрудно определить и макроскопически, так как в некоторых из них отдельные таблички белой слюды достигают 0,5 мм.

Цветного минерала в либнеритовых сиенитах нет, но постоянно видны небольшие (1–2 мм) пустотки, частично заполненные буроватыми окислами железа. Только в одном образце либнеритового сиенита с розовато–серой окраской сохранился цветной минерал – псевдоморфозы из мелкочешуйчатого биотита, по–видимому, по амфиболу.

Либнеритизации подвергались не только среднезернистые нефелиновые сиениты, но и нефелиново–сиенитовые порфиры, нефелиновые микросиениты и даже вмещающие интрузию эпилейцитовые порфиры. К сожалению, мы имеем только два образца либнеритового сиенит–порфира. Макроскопически это тонкозернистая, почти афанитовая горная порода розового и кирпично–красного цвета. Порфириновых вкрапленников розового полевого шпата в имеющихся образцах очень немного. Характерны довольно крупные (до 10–15 мм), неправильной формы пустотки, частично заполненные агрегатом серебристо–белой слюдки. Последняя иногда обильно развивается и по трещинам отдельности горной породы.

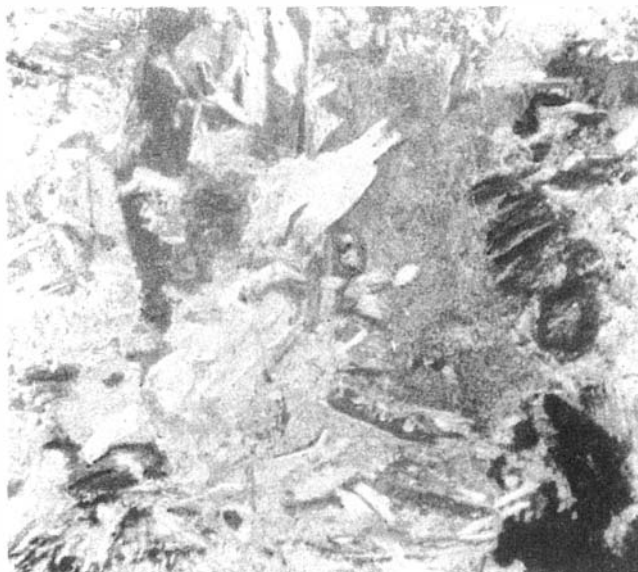
Минеральный состав

Главными минералами описываемых горных пород являются калиевый полевой шпат, обычно альбитизированный, и либнерит. Из аксессуарных минералов встречались пирит, магнетит, апатит, циркон и ортит. Характерно присутствие в некоторых образцах корунда, иногда в довольно большом количестве. Иногда встречался эпидот, и кое–где сохранились меланит, биотит и неразличимые продукты разложения цветного минерала.

Относительные количества полевого шпата и либнерита можно видеть из данных количественно–минерального анализа (в %):

Калиевый полевой шпат	Альбит	Либнерит	Окислы железа
59,29	13,91	24,73	2,07
61,04	14,22	23,88	0,86
50,74	12,28	35,37	1,61
64,22	4,37	27,94	3,47

Полевой шпат в либнеритовых сиенитах является микроклипертитом. Он немного похож на полевой шпат среднезернистых нефелиновых сиенитов, но в то же время имеет и существенные отличия. Сходство заключается в одинаковой толстотаблитчатой



Фиг. 22. Альбитизация либнеритового сиенита. Многочисленные таблички слегка пелитизированного и прозрачного альбита развиваются в сильно пелитизированном калиевом полевом шпате. Обр. 336, северо-западнее п. XII. Николи скрещены, увел. 15

форме зерен, широком развитии бавенских двойников и отсутствии отчетливой "микроклиновой решетки". Главнейшие особенности полевого шпата либнеритовых сиенитов: во-первых, он значительно больше пелитизирован, чем и обусловлена, вероятно, его розоватая окраска, и, во-вторых, почти во всех шлифах в нем больше пертитовых вростков альбита. Широко развиты здесь пятнистые и сегрегационные пертиты замещения. В отдельных, правда, редких случаях альбит более чем наполовину замещает калиевый полевой шпат. Альбит в пертитовых вростках в большинстве случаев помутневший, т.е. тоже пелитизированный, хотя и в несколько меньшей степени, чем микроклин.

Альбит находится не только в виде пертитовых вростков. Встречается довольно много отдельных, хорошо образованных табличек до 0,5 мм в поперечнике (фиг. 22). Заметим, что альбит в таких табличках бывает и пелитизированным, и совершенно свежим, причем они находятся совместно. Альбитизация либнеритового сиенита продолжалась, очевидно, несколько позднее пелитизации микро-

клина, заключенных в нем пертитовых вростков, а также и некоторой части отдельных табличек альбита. На то, что существовали по крайней мере две генерации альбита и что позднейшая из них связана с либнеритизацией горной породы, указывают наблюдавшиеся иногда тонкие (до 0,3 мм) жилки совершенно прозрачного свежего альбита с либнеритом, пересекающие горную породу во всех направлениях. Еще более тонкие (менее 0,1 мм) жилки одного либнерита очень часто пересекают калиевый полевой шпат с пертитами и табличками альбита. Оба полевых шпата здесь всегда сильно пелитизированы.

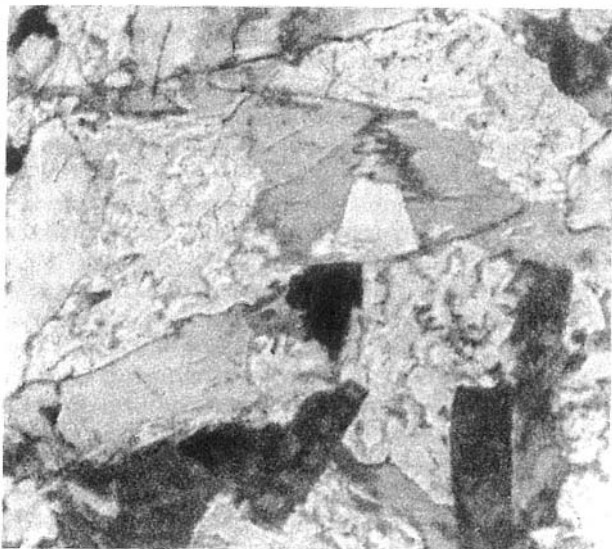
Некоторые образцы либнеритового сиенита представляют в сущности уже либнерит-альбитовую породу, так как небольших табличек свежего альбита в них так много, что они полностью или почти полностью вытесняют микроклин. Нужно заметить, что в таких породах реликты первоначальной гипидиоморфнозернистой структуры хорошо сохранились несмотря на то, что либнерит в них находится в наиболее крупных (до 0,2 мм) чешуйках.

Либнерит находится в описываемых породах исключительно в виде агрегатов мелких чешуек между зернами полевого шпата. Судя по очертаниям таких агрегатов, можно определенно сказать, что они являются псевдоморфозами по нефелину. В тех случаях, когда нефелин в первоначальной породе находился в идиоморфных зернах с квадратными и шестиугольными сечениями, агрегаты либнерита имеют соответствующие очертания.

Внутреннее строение либнеритовых псевдоморфоз по нефелину, форма и размеры отдельных чешуек или табличек либнерита в разных шлифах различны. Иногда это скопление субмикроскопических (менее 0,01 мм), беспорядочно расположенных чешуек, но большей частью отдельные таблички слюды в них хорошо различимы. Размеры последних колеблются от 0,08 - 0,1 до 0,2 - 0,3 мм. Расположение таких, более крупных табличек либнерита в псевдоморфозах обычно также беспорядочное (фиг. 23), хотя иногда они располагаются субпараллельно базопинаккиду нефелина или образуют радиально-таблитчатые сростки. Либнерит развивался, очевидно, не только метасоматически в твердом нефелине, но и выполнял пустотки, образовавшиеся при быстром выщелачивании нефелина.

Либнерит в псевдоморфозах не всегда находится в виде табличек. Нередко это изометрические или даже короткостолбчатые зерна, немного удлиненные в направлении, перпендикулярном спайности.

Псевдоморфозы по нефелину в подавляющем большинстве случаев состоят из одного либнерита, но можно встретить между табличками и иные продукты разрушения. Большой частью это неразличимый полупрозрачный агрегат или гидроокислы железа, отдельные чешуйки буровато-зеленого биотита, зернышки эпидота и упомянутые выше таблички альбита.



Фиг. 23. Либенеритовый сиенит. Наиболее типичная разновидность. Неравномерная пелитизация калиевого полевого шпата и беспорядочное расположение чешуек слюды в псевдоморфозах по нефелину. Обр. 156, у дороги северо-восточнее п.Х. Николи скрешены, увел. 15

Некоторая часть либенерита находится в полевом шпате в виде отдельных табличек или сростков нескольких табличек. Такой равномерно рассеянный в горной породе либенерит встречается преимущественно в почти неальбитизированном калиевом полевом шпате. О тонких жилках либенерита в микроклин-пертите мы уже упоминали.

Оптические свойства либенерита определяются с большим трудом и только в тех случаях, когда размеры его чешуек превышают 0,2 - 0,3 мм. Средний показатель преломления $N_m \approx 1,60$; $-2V = 10 - 23^\circ$.

Гидроокислы железа и другие непрозрачные минералы являются в либенеритовых сиенитах второстепенной, но все же привлекающей внимание составной частью горной породы. Они распределяются не равномерно, а образуют скопления на месте зерен цветных минералов, несомненно, существовавших в первоначальной породе. Такие скопления состоят из мелких, почти субмикроскопических частиц непрозрачных рудных минералов и частично просвечивающих буроватых гидроокислов железа. Кое-где можно опре-

деленно различать мелкие (около 0,01 – 0,02 мм) кубические кристаллики магнетита и пирита.

Пиритизация некоторых либнеритовых сиенитов заметна иногда даже без микроскопа, хотя в образцах, взятых с поверхности, пирит в большинстве случаев перешел в лимонит. Остатки пирита в лимоните устанавливаются и при исследовании шлифов из наиболее железистых образцов.

Сплошные скопления непрозрачных минералов встречаются все же редко. Обычно на месте первоначального цветного минерала находятся группы разрозненных зернышек рудного минерала вместе с альбитом и неразличимыми продуктами разложения.

Гидроокислы железа иногда пропитывают всю горную породу по трещинам между полевошпатовыми зернами.

Корунд является очень необычным минералом для щелочных пород вообще, и появление его в этих породах заслуживает подробного рассмотрения. Образцы корундсодержащих пород взяты из отдельных выходов в нижней части лога Ашил-Сай. Взаимоотношения этих пород с нефелиновыми и либнеритовыми сиенитами и другими горными породами неясны. Микроскопическое изучение корундсодержащих пород показывает, что они имеют различный облик, но во всех них есть много общего. Это своеобразные породы, а в типичных представителях либнеритовых сиенитов, сохранивших гипидиоморфную структуру среднезернистых нефелиновых сиенитов, корунд не обнаружен.

Чаще всего отдельные мелкие (0,1 – 0,2 мм) зерна корунда попадались в крупнозернистых, почти мономинеральных полевошпатовых породах с аллотриоморфной структурой. Калиевый полевой шпат в них сильно пелитизированный, макроскопически розовый. Явных псевдоморфоз из либнерита по нефелину здесь почти нет, в промежутках между крупными (до 3–4 мм) полевошпатовыми зернами находится гранулитовый агрегат мелких (до 0,1 мм) округлых зернышек полевого шпата и табличек либнерита очень неправильной формы и разных размеров. Либнерит в этих участках иногда распределен равномерно, иногда образует скопления. Полевошпатовые зернышки нередко находятся в виде пойкилитовых включений в более крупных табличках слюды. Характерно, что вместе с либнеритами кое-где встречаются таблички зеленовато-бурого биотита. Отдельные зерна корунда тоже находятся в этих гранулитовых участках.

В других случаях структура корундсодержащих пород приближается к порфиroidной или по крайней мере к криптовой, так как гранулитовый агрегат здесь уже преобладает, и крупные зерна полевого шпата оказываются разобшенными и имеют вид порфировых вкрапленников. Настоящими порфиroidными выделениями их все же нельзя назвать, так как очертания их очень неправильные и гранулитовая основная масса в виде ветвящихся жилок проникает внутрь таких крупных полевошпатовых зерен.

Пелитизация полевого шпата в крупных зернах очень сильная, но неравномерная. В гранулитовой массе полевой шпат местами слабо пелитизированный, местами совершенно свежий. Полевой шпат здесь исключительно калиевый; альбит не попадался ни в одном шлифе. Либенерит распределен неравномерно, в некоторых участках его нет совсем.

Корунд находится только в гранулитовой массе и распределен более или менее равномерно. Его отдельные зерна разных размеров (от 0,2 до 1–2 мм) или сростки мелких зерен нередко окаймлены мельчайшими зешуйками либенерита даже тогда, когда корунд находится в массе свежих полевошпатовых зернышек, между которыми нет либенерита. Форма зерен корунда очень неправильная, иногда решетовидная из-за обилия пойкилитовых включений полевого шпата. Зерна с более или менее правильными кристаллографическими очертаниями встречаются очень редко.

Количество корунда в разных шлифах различно. Иногда он составляет около 25–30% всего объема горной породы.

Вместе с корундом и либенеритом в гранулитовой полевошпатовой массе постоянно встречаются отдельные таблички зелено-бурого биотита размером не более 0,1 – 0,2 мм.

Такие богатые корундом либенеритовые "порфиры" под микроскопом очень похожи на корундовый нефелиново-сиенитовый порфир, описанный А. Н. Заварицким (1936) в его первой статье о щелочных породах Ишима. В корундовом нефелиново-сиенитовом порфире калиевый полевой шпат в крупных зернах (до 5 мм) также сильно и неравномерно пелитизирован. Очертания этих зерен в общем идиоморфные, но по краям есть вростки мелких зерен основной массы, и кроме того последние в виде нерезко очерченных жилок и цепочек иногда пересекают полевошпатовые выделения.

Основная масса имеет гранулитовую тонкозернистую структуру с размером зерен 0,1 – 0,2 мм и меньше. В отличие от основной массы корундовых либенеритовых порфиров она состоит целиком из зерен свежего, непелитизированного калиевого полевого шпата, нефелина и бурого биотита. Корунд равномерно распределен в этой гранулитовой массе, и характерно, что только вокруг его зерен или сростков наблюдаются пелитизация полевого шпата и таблички бесцветной слюды (либенерита).

Создается впечатление, что зерна и сростки зерен корунда представляют какие-то остатки, а масса из свежего калиевого полевого шпата и нефелина вытесняет ту массу из пелитизированного полевого шпата и либенерита, которая преобладает в корундовых либенеритовых порфирах. Нефелин в мелких зернышках совершенно свежий даже вблизи скоплений корунда, либенерита и пелитизированного полевого шпата. Зернышки нефелина можно легко узнать по показателю преломления и более или менее правильным шестиугольным и квадратным разрезам.

Появление нефелина в корундсодержащих породах обусловлено, как нам кажется, дальнейшим развитием гранулирования и прогрес-

сивного метаморфизма либнеритовых сиенитов. Такое предположение о происхождении корундовых нефелиновых порфиров следует, конечно, еще проверить, изучив взаимоотношения горных пород и исследовав больше петрографического материала.

Корунд в описанных породах бесцветен и только в редких случаях имеет неравномерную пятнистую окраску и ясный плеохроизм. Окраска по N_p желтовато- или красновато-бурая, по $N_g = N_m$ корунд бесцветен.

Корунд одноосен, отрицателен, без оптических аномалий. Показатели преломления, определенные иммерсионным методом: $N_g = 1,767 \pm 0,002$; $N_p = 1,758 \pm 0,002$; $N_g - N_p = 0,008 - 0,009$. В тех шлифах, где встречались единичные зерна корунда, в центре они разложены в буроватое полупрозрачное изотропное вещество, природа которого неясна.

Эпидот и меланит встречались совместно в нескольких шлифах либнеритовых сиенитов. Не вызывает никаких сомнений, что меланит в этих горных породах является реликтовым минералом, сохранившимся при либнеритизации среднезернистых нефелиновых сиенитов, тогда как эпидот — минерал метаморфический, образовавшийся за счет разложения первичного цветного минерала (амфибола или пироксена).

Меланит сохранился полностью и совершенно такой же, как в нефелиновых сиенитах. Окраска его, желто-бурая, более густая в центре зерен. Зерна либо довольно правильные, округлые, с хорошо видимой зональностью, либо, наоборот, очень неправильные, ксеноморфные по отношению к зернам полевого шпата и либнеритовым псевдоморфозам по нефелину. Поскольку в среднезернистых нефелиновых сиенитах гранат часто сростается с амфиболом, постольку в описываемых породах его можно видеть в сростках с эпидотом. Кое-где в скоплениях эпидота находятся хорошо образованные округлые зерна граната.

Эпидот развивается главным образом на месте первичного цветного минерала. Агрегаты его мелких (до 0,2 — 0,3 мм) зерен представляют собой очевидные псевдоморфозы по амфиболу и сохранили очертания его зерен. Мелкие зернышки эпидота расположены в этих псевдоморфозах не беспорядочно, а имеют несколько удлиненную форму и ориентированы в направлении оси призмы амфибола. В псевдоморфозах из эпидота по роговой обманке иногда видны реликты трещин призматической спайности амфибола, так как по этим трещинам развиваются гидроокислы железа и неопределимые бурые продукты разложения.

Эпидот близок к клиноцоизиту. Двупреломление его не более 0,020; $\pm 2 V \approx 90^\circ$. В сечениях, близких к изотропным, ясно выражены аномальные, синие цвета интерференции. Минерал совершенно бесцветен и имеет показатель преломления около $1,723 \pm 0,005$. Кристаллически-зернистый агрегат эпидота часто постепенно переходит в бурый полупрозрачный скрытокристаллический соссюрито-подобный агрегат. Отдельные зернышки эпидота как бы вырастают

из этого агрегата. В некоторых псевдоморфозах вместе с эпидотом и соссюритоподобной массой находятся в небольшом количестве либнерит и, по-видимому, цеолиты (?).

Эпидот и соссюритоподобное вещество находятся не только на месте цветного минерала. Часть эпидота рассеяна в виде включений мелких (0,1 - 0,2 мм) зерен неправильной формы в калиевом полевом шпате вместе с отдельными табличками или сростками табличек либнерита. Бурый, полупрозрачный соссюритоподобный агрегат входит в состав псевдоморфоз по нефелину. Иногда это только отдельные комочки в массе либнерита, а иногда он наполовину вытесняет либнерит. Характерно, что в тех случаях, когда сохранился меланит и развивается эпидот, полевого шпата больше всего походит на полевого шпата среднезернистых нефелиновых сиенитов. Местами он почти не пелитизирован.

В одном образце либнеритизированного сиенита, без псевдоморфоз по нефелину, эпидот находится в довольно большом количестве, образуя беспорядочно-зернистые скопления между полевошпатовыми зернами. Эти скопления относительно крупные (до 5 мм), а отдельные зерна эпидота в них достигают в длину 0,5 мм. Во многих скоплениях вместе с эпидотом есть отдельные крупные (до 0,3 - 0,5 мм) таблички либнерита.

Кальцит входит в состав псевдоморфоз по нефелину в сильно альбитизированном либнеритовом сиените или, вернее, в либнерит-альбитовой породе. Зерна его небольшие (до 0,1 мм), без полисинтетических двойников скольжения. Хорошо заметна поглощения. Определенный иммерсионным методом средний показатель преломления $N_m \approx 1,660 \pm 0,003$.

Структура либнеритовых сиенитов

Либнеритовые сиениты образовались преимущественно из среднезернистых нефелиновых сиенитов с гипидиоморфонозернистой структурой. Можно считать, что эта структура полностью сохранилась и в либнеритовых сиенитах, хотя, строго говоря, структура этих пород уже частично псевдоморфная. Присутствие здесь псевдоморфоз из либнерита вместо зерен нефелина мало отличает эти породы от нефелиновых сиенитов в отношении структуры. Различное строение этих псевдоморфоз едва ли следует считать структурной особенностью той или иной горной породы в целом.

Несомненно, больший интерес представляют структуры тех либнеритовых сиенитов, в которых нет явных псевдоморфоз по нефелину. Эти породы могли образоваться либо из щелочных сиенитов, либо в результате последующей перекристаллизации типичных либнеритовых сиенитов, но не всегда эти два случая можно различить.

Аллоотриоморфнозернистая структура, усложненная метасоматическим развитием либнерита - жилками, гнездами и другими

скоплениями неправильной формы, характерна, по-видимому, для горных пород, образовавшихся из щелочных сиенитов без нефелина. Очевидные явления перекристаллизации либнеритовых сиенитов и образование в них гранулитовых участков мы уже видели в корундсодержащих породах. Подобные структуры, возможно, более широко развиты, чем об этом можно судить по имеющемуся в нашем распоряжении материалу.

Либнеритовые сиенитовые порфиры довольно разнообразны под микроскопом. Если либнеритизации подвергался нефелиново-сиенитовый порфир с гипидиоморфнозернистой структурой основной массы, то следы этой структуры прекрасно сохраняются и в либнеритовом сиенитовом порфире. Когда основная масса первоначальной породы имеет структуру, близкую к гранулитовой, либнерит не образует явных псевдоморфоз по нефелину, а равномерно распределяется среди зерен.

Глава 6. ИНТРУЗИВНЫЕ И ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ ИШИМСКОГО МАССИВА (ПРОДОЛЖЕНИЕ)

Щелочные габброидные и другие редкие щелочные горные породы

Одной из самых замечательных особенностей Ишимского щелочного массива является то, что в нем в ассоциации с нефелиновыми сиенитами находится большое число оригинальных типов горных пород. Большинство из них нужно считать меланократовыми щелочными габброидными породами, но некоторые относятся к группе лейкократовых фельдшпатидовых пород.

Все, редкие вообще, щелочные горные породы образуют небольшие тела среди нефелиновых сиенитов, но из-за плохой обнаженности в большинстве случаев нельзя ничего сказать ни о форме этих тел, ни о взаимоотношениях данных пород с нефелиновыми сиенитами.

Микроскопическое изучение всех оригинальных щелочных пород Ишима показывает, что они имеют, по-видимому, различное происхождение. Существует по крайней мере две группы этих пород. Одни из них, имеющие состав роговообманкового шонкинита, нефелинового шонкинита и монмутита, являются по существу дериватами нефелиновых сиенитов, в то время как другие (монциты, эссекситы и кенталлениты) относятся к более молодой интрузии и по составу и иным петрографическим особенностям резко отличаются от нефелиновых сиенитов. Такое разделение указанных пород усложняется тем, что среди монцитов и эссекситов встречаются разновидности без плагиоклаза, являющиеся уже пироксеновыми шонкинитами, а среди роговообманковых шонкинитов есть разновидности, содержащие плагиоклаз и приближающиеся тем самым к монцитам. Кроме того, некоторые оригинальные щелочные породы (конгресситы, фергуситы и бороланиты) не могут быть отнесены к какой-либо из двух указанных групп.

Роговообманковые шонкиниты

Из щелочных габброидных пород Ишима эти породы являются, по-видимому, самыми распространенными. Встречались они главным образом в северной части массива, где были прослежены в виде узких "полос" среди среднезернистых нефелиновых сиенитов. Ширина таких полос не превышает нескольких метров, и проходят они согласно с директивной структурой массива в этом месте. В самих роговообманковых шонкинитах отчетливо видна трахитоидность в том же направлении. Все это позволяет считать тела шонкинитов шлировыми образованиями или во всяком случае интрузиями, сформировавшимися почти в одно время с нефелиновыми сиенитами.

Макроскопически роговообманковые шонкиниты представляют собой среднезернистые мезократовые породы, состоящие из таб-

литчатых зерен белого или розовато-белого полевого шпата и черного цветного минерала. Полевошпатовые таблицы имеют от 0,5 до 1 мм в толщину и до 5–8 мм в поперечнике. Благодаря их субпараллельному расположению во всех образцах наблюдается отчетливая трахитоидная текстура. Цветной минерал находится между полевошпатовыми таблицами, и макроскопически кажется, что он более ксеноморфен. Отличить роговую обманку от присутствующего в горной породе пироксена без микроскопа трудно. Общее количество цветных минералов в роговообманковых шонкинитах колеблется обычно в пределах 40–50%, но иногда уменьшается до 30–35%. Такие лейкократовые типы близки уже к щелочным сиенитам.

Под микроскопом видно, что главными минералами в описываемых горных породах являются калиевый полевой шпат, плагиоклаз, роговая обманка и моноклинный пироксен. Плагиоклаз встречается не во всех образцах. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом и сфеном. В единичных случаях встречаются псевдоморфозы из серицита, по-видимому, по плагиоклазу или, может быть, по нефелину. Количественное соотношение главных минералов непостоянно.

Данные количественно-минерального подсчета, проведенного в двух шлифах, следующие (в %):

Плагиоклаз	17,03	9,93
Калиевый полевой шпат	41,71	48,67
Пироксен	20,82	13,83
Роговая обманка	13,93	21,46
Биотит	0,23	—
Магнетит	0,98	1,44
Апатит	5,30	4,66

Калиевый полевой шпат находится в таблитчатых зернах размером большей частью 0,5 x 2–3 мм. Широко распространены простые карлсбадские двойники. Характерно полное отсутствие пертитовых вростков и неравномерная, местами довольно сильная пелитизация. Калиевый полевой шпат является микроклином, хотя в подавляющем большинстве случаев он совершенно однородный, без "микроклиновой решетки". В некоторых зернах такая решетка неотчетливо видна, но не во всем зерне, а только около границы с соседним зерном пироксена. Исследования на федоровском столике показывают, что Ng образует угол до 15° с I (010) – плоскостью срастания карлсбадских двойников. В некоторых случаях установлена зональность калиевого полевого шпата; узкая периферическая зона имеет несколько иную оптическую ориентировку (угол Ng I (010) больше, до 17–18°).

Плагиоклаз присутствует во многих случаях, что отличает рассматриваемые породы от типичных шонкинитов. Плагиоклаз почти полностью замещен серицит-пелитовым агрегатом, и в большинстве случаев видны уже только псевдоморфозы по его мелким (до 0,05 мм) идиоморфным зернам. Многие из них явля-

ются пойкилитовыми включениями в крупных зернах калиевого полевого шпата. О составе плагиоклаза из-за его разложивности трудно сказать что-либо определенное.

Моноклинный пироксен образует изометрические или коротко-столбчатые зерна размером до 1-2 мм, почти всегда окруженные реакционной каймой из роговой обманки. Часто наблюдаются только остатки моноклинного пироксена в амфиболе. Они имеют очень неправильную форму и разные размеры. Моноклинный пироксен часто очень неоднороден. Иногда наблюдается явная зональность роста, причем в центре кристалла находится бесцветный пироксен с $+2V = 58-60^\circ$, а по краям слабо-зеленоватый по N_g , с $+2V = 64-66^\circ$. Угол погасания с N_g также изменяется от 46° (в центре) до 53° (по краям). Двупреломление почти не изменяется: $N_g - N_p = 0,020 - 0,022$. Очень сильная и наклонная дисперсия угла оптических осей: $r > v$. Бесцветный пироксен нередко находится в слабо-зеленоватом в виде остатков, т.е. несложких участков неправильной формы. Средний показатель преломления пироксена из центра кристаллов: $N_m = 1,702 \pm 0,003$.

Судя по оптическим свойствам, пироксен в центральных частях зерен является авгитом, а по краям он содержит уже некоторое количество эгиринового компонента.

Роговая обманка в описываемых породах находится не только в виде реакционных кайм вокруг зерен пироксена, но главным образом в отдельных зернах, резко ксеноморфных по отношению к полевому шпату. В таких зернах находятся остатки пироксена неправильной формы и пойкилитовые включения мелких идиоморфных зерен этого же минерала. Акцессорные минералы тоже образуют включения в роговой обманке.

Роговая обманка всегда густо окрашена и плеохроирует. Окраска по N_g темно-зеленая (22-23 pl), почти непрозрачная по N_m и зеленовато-желтая (1pe-1 re) по N_p . Средний показатель преломления $N_m = 1,69 - 1,71$; $N_g - N_p = 0,020 - 0,022$; $-2V = 80^\circ$; $cN_g = 17-18^\circ$.

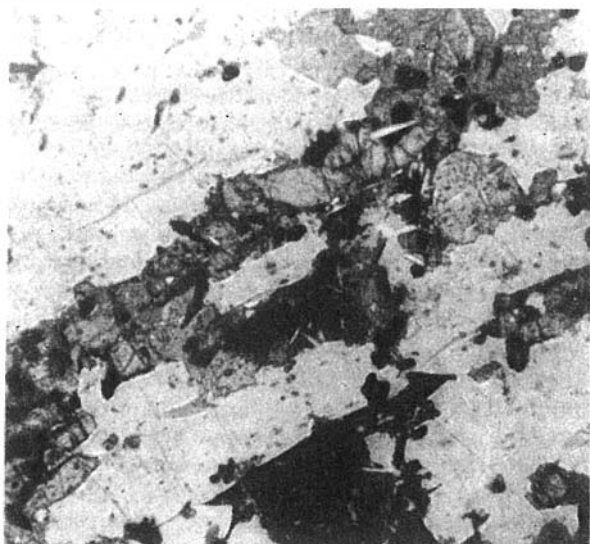
Магнетит встречается в виде изометрических зерен неправильной формы около 0,1 - 0,2 мм в поперечнике.

Апатит находится всегда в виде многочисленных, не очень удлиненных, хорошо образованных шестигранных призмочек размером до 0,1 мм.

Сфен наблюдался в единичных зернах и только в тех разновидностях породы, которые особенно богаты роговой обманкой и почти не содержат пироксена.

Вторичные минералы, кроме упомянутых выше пелитовых частей в калиевом полевом шпате и сериците, обычно отсутствуют.

Структура роговообманковых шонкитов гиллидоморфнозернистая, с хорошо выдержанным порядком идиоморфозма (пироксен - полевой шпат - роговая обманка). В разновидностях, более богатых пироксеном, калиевый полевой шпат всегда резко ксеноморфен по отношению к цветному минералу. Пироксен в них находится между полевошпатовыми таблицами в виде скоплений нескольких идиоморфных зерен. В разновидностях, более богатых роговой обманкой,



Фиг. 24. Роговообманковый шонкинит. Типичная разновидность. Амфибол ксеноморфен по отношению к полевоому шпату. Трахитоидная текстура. Обр. 258-а, северо-западный склон "Каменного бугра" (п. VI). Без анализатора, увел. 15

между полевошпатовыми таблицами находятся уже резко ксеноморфные зерна амфибола, а пироксен присутствует в виде пойкилитовых включений в этих зернах (фиг. 24). Трахитоидная текстура хорошо видна под микроскопом благодаря ориентированности полевошпатовых таблиц. При этом какая-либо ориентированность зерен цветных минералов обычно не наблюдается.

О валовом химическом составе роговообманкового шонкинита мы можем иметь представление по результатам анализа одного не совсем типичного образца с относительно большим содержанием серицитизированного плаггиоклаза (в %):

SiO ₂	49,93	CaO	9,18
TiO ₂	1,40	Na ₂ O	4,15
Al ₂ O ₃	15,67	K ₂ O	5,17
Fe ₂ O ₃	6,20	P ₂ O ₅	0,14
FeO	4,08	H ₂ O + 105°	0,16
MnO	0,44	П.п.п.	1,26
MgO	2,51		

С у м м а . . . 100,29

Анализ проведен в химической лаборатории Ленинградского горного института аналитиком Н. А. Жирновой (1936 г.).

Вычисленные из этих данных числовые характеристики и дополнительные параметры:

a	17,8	f'	40,5	Q	-22,5
c	1,5	m'	18,0	a/c	1,18
b	23,4	c'	41,5		
S	57,3	n	51		

Сравнивая состав плагиоклазсодержащего роговообманкового шонкинита Ищима со средним составом шонкинитов по Дели и составом шонкинитов из других мест земного шара, можно заметить, что описываемая порода более лейкократовая (меньше b) и содержит больше щелочей (больше a).

Нефелиновый шонкинит

Эта щелочная габброидная порода встречается в северной части Ишимского массива в виде небольшого изометрического участка 70–80 м в поперечнике. Взаимоотношений с вмещающими среднезернистыми нефелиновыми сиенитами непосредственно нельзя было видеть, но петрографические особенности этой породы позволяют рассматривать ее как меланократовую фацию нефелиновых сиенитов. По составу она ближе к последним, чем роговообманковые шонкиниты.

Макроскопически это темная, несколько неоднородная, но в общем среднезернистая горная порода, состоящая из буровато-черного цветного минерала и светло-серого полевого шпата. Присутствие в ней нефелина без микроскопа установить нельзя. Кое-где видны округлые полевошпатовые обособления до 10–20 мм в поперечнике, похожие на псевдолейциты. Часто заметна пойкилитовая структура. В ойкокристаллах полевого шпата размером до 20 мм находятся включения цветных минералов. Текстура массивная; таблитчатый габитус имеют немногие зерна полевого шпата, и расположены они беспорядочно. Размер их достигает 2–3 мм в толщину и 8–10 мм в поперечнике.

Минеральный состав нефелинового шонкинита такой же, как у нефелиновых сиенитов, но минералы находятся здесь в других количественных соотношениях. Главными минералами являются калиевый полевой шпат, нефелин, моноклинный пироксен, меланит и зеленый биотит, который вместе со сфеном образует псевдоморфозы по амфиболу, как это наблюдалось и в нефелиновых сиенитах. Акцессорные минералы – апатит и магнетит. Количество цветных минералов доходит до 40–50%; нефелина не более 10–15% всего объема горной породы.

Данные количественно-минерального анализа одного шлифа (в %):

Калиевый полевой шпат	42,30
Нефелин	13,26
Пироксен	4,33
Биотит	19,33
Гранат	12,08
Апатит	0,84
Сфен	7,86

Калиевый полевой шпат образует в описываемой породе либо крупные (более 10 мм) ойокристаллы неправильной или более или менее таблитчатой формы, в которых все другие минералы находятся в виде пойкилитовых включений, либо мелкие (0,3–0,5 мм) изометрические, большей частью аллотриоморфные зерна. Пертитовых вростков в нем нет. Пелитизация также отсутствует. Простые карлсбадские двойники наблюдались в единичных случаях. Калиевый полевой шпат вполне гомогенный. Неоднородность наблюдалась исключительно редко и то в виде "волнистого погасания" или очень неотчетливой "микроклиновой решетки".

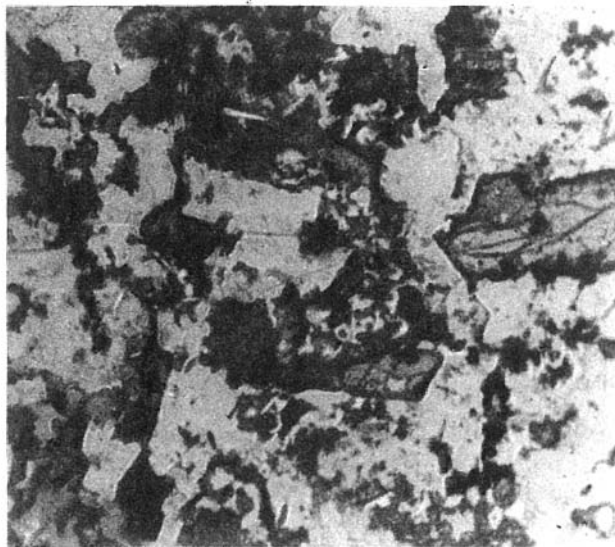
Нефелин находится либо в виде мелких (до 0,5 мм) идиоморфных зерен, включенных в крупные ойокристаллы полевого шпата, либо, наоборот, в резко ксеноморфных зернах, заполняющих промежутки между мелкими изометрическими полевошпатовыми зернами. Нефелин хорошо отличается от полевого шпата благодаря заметной помутности, которая обусловлена обилием неразличимо мелких включений в нефелине. В некоторых шлифах нефелин почти нацело замещен довольно крупными (до 0,1–0,2 мм) табличками либнерита.

Моноклинный пироксен в нефелиновых шонкинитах имеет светло-зеленую окраску, слабый плеохроизм и относится к ряду эгиринов-диопсидов. Встречается он в виде отдельных, сравнительно редких, идиоморфных, короткопризматических зерен размером 1–2 мм. Пироксен всегда окружен темной полупрозрачной каемкой из продуктов разложения, из которых различим только зеленый биотит. Такой характер разложения пироксена наблюдался и в нефелиновых сиенитах.

Оптические свойства пироксена из нефелиновых шонкинитов: $N_m = 1,726 + 0,003$; $N_g - N_p = 0,027 - 0,028$; $+2V = 58-60^\circ$; $cNg = 46-48^\circ$. Таким образом, они такие же, как и у пироксена многих нефелиновых сиенитов.

Наряду с более или менее сохранившимися зернами моноклинный пироксен находится и в виде трудно различимых остатков в псевдоморфозах по цветному минералу из зеленого биотита и сфена.

Биотит является преобладающим цветным минералом в описываемой горной породе. Развитие его вместе со сфеном и иногда с меланитом по другому цветному минералу не вызывает никаких сомнений. Замещает ли он непосредственно пироксен или амфибол, который находился в реакционных каймах вокруг зерен пироксена,



Фиг. 25. Нефелиновый шонкинит. Цветной минерал представлен главным образом биотитом. Отдельные зерна зеленоватого эгирин-диопсида. Структура близка к пойкилитовой. Обр. 152, у дороги северо-восточнее п. Х. Без анализатора, $\times 15$

определенно решить нельзя. Псевдоморфозы из биотита и сфена обычно имеют очертания ксеноморфных зерен первоначального минерала, в то время как сохранившиеся зерна пироксена всегда более или менее идиоморфны. Поэтому более вероятно, что биотит развивается на месте амфибола, как это наблюдалось в нефелиновых сиенитах.

Количественное соотношение биотита и сфена в псевдоморфозах различно, но обычно их примерно поровну. Сфен находится в виде многочисленных пойкилитовых включений в биотите. Иногда встречаются и мелкочешуйчатые агрегаты биотита без сфена.

Оптические свойства биотита из описываемой породы: $N_m \approx 1,65$; $N_g - N_p = 0,045$; $-2 V$ около 0° ; окраска по N_g и N_m - зелено-черная, по N_p - яркая зеленовато-желтая (1 рс - 1 рс).

Меланит находится всегда в резко ксеноморфных зернах размером менее 1 мм. Он имеет неодинаковую по густоте красную (6-7 рг) окраску и показатель преломления около 1,87-1,88. Мелкие зерна (до 0,2 мм) меланита более темные, более идиоморфные и приурочены к скоплениям биотита.

Апатит образует всегда правильные шестигранные призмочки длиной не более 0,1 мм и находится в скоплениях биотита, сфена и меланита.

Магнетит встречается в изометрических, не особенно хорошо образованных, мелких (менее 0,1 мм) кристаллах.

Структура нефелинового шонкинита неодинакова даже в пределах одного образца. Преобладает аллотриоморфнозернистая структура, которая постепенно переходит либо в пойкилитовую (фиг. 25), либо в гипидиоморфнозернистую, с отчетливым идиоморфизмом нефелина по отношению к полевому шпату. Похожие на псевдолейциты округлые участки состоят из полевого шпата и нефелина, но под микроскопом они не кажутся такими обособленными, как это видно в образце.

Пироксеновый шонкинит

Эта горная порода резко отличается от описанных выше шонкинитов не только по петрографическим особенностям, но и по условиям залегания. Образец ее взят у колодца Тас-Кудук в логу Ашил-Сай, где она залегает среди эссекситов и монцонитов и, несомненно, является их фацией.

Макроскопически эту разновидность шонкинита невозможно отличить от монцонитов, хотя видимая кое-где пойкилитовая структура привлекает внимание.

Под микроскопом видно, что главными минералами в ней являются калиевый полевой шпат и моноклинный пироксен. В очень небольшом количестве находятся плагиоклаз, кварц, роговая обманка, биотит и акцессорные минералы (апатит, сфен и магнетит).

Данные количественно-минерального анализа следующие (в %):

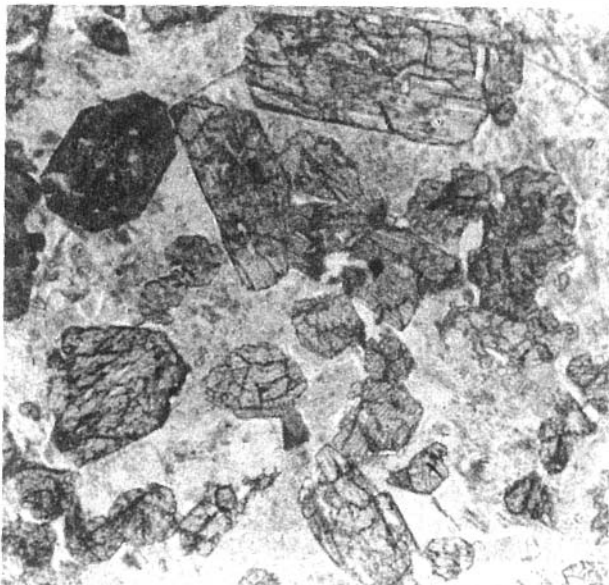
Пироксен	39,4
Калиевый полевой шпат	49,5
Плагиоклаз	5,4
Кварц	1,0
Роговая обманка	2,2
Акцессорные и другие минералы	1,1
Апатит	1,4

Моноклинный пироксен имеет очень слабый зеленоватый оттенок и по оптическим свойствам близок к диопсиду: $N_m = 1,687 \pm 0,002$; $N_g - N_p = 0,026 - 0,027$; $cNg = 39^\circ$; $+2V = 60^\circ$.

Зерна его идиоморфные, короткопризматические с хорошо развитыми гранями (010), (100) и (110). Размер их 1 - 3 мм. Нередко в пироксене видны вросстки роговой обманки и включения апатита. Кое-где наблюдались полисинтетические двойники $V = 1(100)$.

Калиевый полевой шпат образует ксеноморфные, обычно более крупные зерна (до 5-8 мм) и является микроклин-пертитом. Он неравномерно и довольно сильно пелитизирован. Пертиты жилковатого или пятнистого типа находятся в большом количестве.

Плагиоклаз образует включения в калиевом полевоом шпате в виде идиоморфных, мелких (0,1-0,3 мм) табличек или неправильных мирмецитоподобных вростков. Плагиоклаз серицитизирован, и его



Фиг. 26. Пироксеновый шонкинит. Короткопризматические идиоморфные зерна зеленоватого диопсида и между ними пелитизированный калиевый полевой шпат. Обр. 97, около колодца Тас-Кудук. Без анализатора, увел. 20

состав не всегда можно определить. В большинстве случаев это олигоклаз с узкой каемкой свежего альбита. В центре более крупных зерен состав плагиоклаза доходит до андезита; в самых мелких (менее 0,1 мм), наоборот, виден альбит. В олигоклазе иногда присутствуют настоящие мирмекитовые вроски кварца.

Кварц кроме того изредка попадает в мелкие (менее 0,5 мм) зерна, резко ксеноморфных по отношению к полевому шпату.

Роговая обманка образует упомянутые уже вроски в пироксене и очень редко реакционные каймы. В скоплениях нескольких зерен пироксена она заполняет промежутки. В этих случаях ее ксеноморфные зерна достигают 0,5 мм. Роговая обманка обыкновенная, но особенно густо окрашенная и слабо плеохроирующая. Окраска по N_g - желто-зеленая (24 μ g), по N_m - зеленая (22 μ g) и по N_p - желтая (1 μ c до 1 μ e), $N_m = 1,667 \pm 0,003$; $N_g - N_p = 0,025$; $dN_g = 13^\circ$; $-2V = 72^\circ$.

Биотит встречен в виде отдельных мелких табличек (до 0,3 мм) всего в двух-трех случаях. В одном месте наблюдалась псевдоморфоза по биотиту из ярко-зеленого хлорита.

Апатит – преобладающий акцессорный минерал. Призмочки его имеют правильные ограничения и иногда довольно крупные (до 0,2 мм).

Магнетит и сфен встречались в единичных зернах неправильной формы. Сфен имеет заметную буроватую окраску.

Структура пироксенового шонкинита пойкилитовая, переходящая местами в типичную гипидиоморфнозернистую (фиг. 26) с выдержанным порядком идиоморфизма: апатит – магнетит – сфен – пироксен – роговая обманка – плагиоклаз – калиевый полевой шпат – кварц.

Монцониты, эссекситы и нормальные сиениты

Эти горные породы можно рассмотреть вместе потому, что состоят они из одних и тех же минералов и встречаются совместно, образуя значительное интрузивное тело (до 1–1,5 км в поперечнике) в логу Ашил–Сай (№ 96). К сожалению, очень плохая обнаженность в этом месте не позволила выяснить ни форму тела, ни отношение его к массиву нефелиновых сиенитов. Предположение, что этот небольшой шток прорывает интрузивное тело нефелиновых сиенитов, основано на косвенных соображениях. Кроме указанных горных пород в состав этого штока входят еще более основные породы – оливиновые монцониты и кенталлениты, которые, с одной стороны, связаны постепенными переходами с монцонитами и эссекситами, а с другой – образуют небольшие тела, несомненно, секущие нефелиновые сиениты за пределами данного штока.

Имеющийся в нашем распоряжении сравнительно небольшой петрографический материал позволяет лучше охарактеризовать меланократовые разновидности – монцониты и эссекситы. Лейкократовые типы – нормальные сиениты – представлены всего тремя образцами.

Внешний облик всех рассматриваемых пород сильно зависит от количественного соотношения цветных и бесцветных минералов. Все они массивные средnezернистые породы, состоящие из желтовато-белого или розовато-белого полевого шпата, буровато-черного пироксена и черного биотита.

В лейкократовых монцонитах или меланократовых нормальных сиенитах общее количество цветных минералов не превышает 25–30%. Биотит преобладает над пироксеном, или же они находятся примерно в равных количествах.

В меланократовых монцонитах и эссекситах цветных минералов уже более 50% всего объема породы. Биотита иногда тоже больше, чем пироксена. Нередко он образует крупные (более 10 мм) монокристаллы с пойкилитовыми включениями пироксена и полевого шпата. Зерна пироксена короткопризматической формы, не более 2–3 мм. Цветные минералы, в основном биотит, образуют иногда небольшие мономинеральные скопления. Зерна полевого шпата изометрические, неправильной формы. Там, где полевой шпат приобретает таблитчатый габитус и уменьшается количество биотита, текстура горной породы становится трахитоидной.

Главными минералами во всех описываемых породах являются плагиоклаз, калиевый полевой шпат, моноклинный пироксен и биотит. В наиболее меланократовых типах этих горных пород некоторую роль в составе играет еще и роговая обманка. Единичные зерна кварца встречаются во всех породах. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом и реже сфеном и цирконом. Из вторичных минералов только серицит как продукт изменения плагиоклаза имеет **некоторое** значение.

Количественные соотношения главных минералов колеблются в широких пределах и не только при переходе от сиенитов к монцонитам или от монцонитов к эссекситам, но и у каждой из описываемых пород в отдельности.

Данные количественно-минерального анализа нескольких образцов следующие (в %):

Горная порода	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Роговая обманка	Моноклинный пироксен	Биотит	Магнетит	Апатит	Циркон
Слюдяной сиенит	68,29 60,93	12,61 14,24	0,72 0,35	1,04 2,01	13,65 18,68	0,89 1,27	2,17 2,52	
Меланократовый монцонит	41,18	0,14	-	17,42	35,97	1,65	3,64	-
Эссексит	34,90	5,72	13,96	22,61	19,44	1,40	1,81	0,16
Монцонит	37,26	31,01	3,96	17,32	7,61	1,75	1,03	-
"	32,57	30,99	5,33	18,74	8,55	1,82	1,35	0,59

Плагиоклаз преобладает во всех породах. Состав его изменяется от олигоклаза (18–20%An) до основного андезина и лабрадора (40–55%An) в зависимости от того, в какой породе он находится. В наиболее меланократовых и богатых пироксеном горных породах (эссекситах) плагиоклаз всегда представлен андезином или лабрадором, а в лейкократовых или богатых биотитом монцонитах и сиенитах – как андезином, так и олигоклазом.

Очень часто, особенно в горных породах, богатых биотитом, плагиоклаз сильно серицитирован, и определить его состав нельзя. Тонкочешуйчатый агрегат серицита, по-видимому, вместе с пелитовыми частицами полностью или почти полностью замещает плагиоклаз. В серицитовом агрегате обычно находятся несколько мелких (0,1–0,2 мм) зернышек граната.

Плагиоклаз иногда бывает зональным; в узкой периферической зоне состав его доходит до состава альбита. Зерна плагиоклаза идиоморфные, призматические или толстотаблитчатые, размером от 0,5 до 2–3 мм. Тонкие полисинтетические двойники по альбитовому и альбит–карлсбадскому законам характерны для плагиоклаза всех описываемых пород.

Калиевый полевой шпат находится всегда в резко ксеноморфных, таких же по размерам или более крупных зернах, заполняющих промежутки между зернами плагиоклаза и цветных минералов. Разложен он значительно меньше, чем плагиоклаз, обычно слегка пелитизирован. Пертитовые вроски альбита в нем, как правило, отсутствуют, и только при повышенном содержании калиевого полевого шпата в горной породе он становится таким же микроклинпертитом, как в описанных выше пироксеновых шонкинитах. В этом случае в калиевом полево́м шпате встречаются мирмекитоподобные вроски плагиоклаза (андезина), что отмечалось еще А. Н. Заварицким в его ранней статье (1936).

Кварц встречался в очень немногих шлифах и только в виде единичных зерен, резко ксеноморфных по отношению ко всем другим минералам.

Моноклиный пироксен находится во всех рассматриваемых породах. В меланократовых типах он является главным цветным компонентом, а в лейкократовых играет подчиненную роль. Когда пироксена мало, его зерна неправильные, ксеноморфные по отношению к плагиоклазу. В горных породах, богатых пироксеном, он может быть и в более или менее идиоморфных зернах. По оптическим свойствам пироксен является авгитом: $N_m = 1,692 + 0,003$; $N_g - N_p = 0,030 - 0,031$; $cN_g = 42 - 43^\circ$; $+2V = 55 - 58^\circ$. Иногда пироксен подвергается хлоритизации или замещению бесцветным амфиболом. В некоторых зернах участками наблюдается решетка из включений ильменита.

Кроме авгита в некоторых меланократовых породах изредка встречается ромбический пироксен — гиперстен, легко определяемый благодаря слабому плеохроизму. Зерна его нарастают на зерна моноклинного пироксена или целиком обрастают их. Гиперстен иногда разложен в зеленоватый волокнистый минерал. Этот серпентиноподобный минерал вместе с магнетитом образует и несколько иного вида псевдоморфозы — более похожие на псевдоморфозы по оливину.

Биотит — преобладающий цветной минерал многих, особенно лейкократовых пород. Его изометрические таблицы более или менее идиоморфны относительно плагиоклаза, но обычно несовершенные. Характерны сростки двух-трех таких таблиц. В биотите находятся включения аксессуарных минералов — апатита и магнетита.

Оптические свойства биотита обычные: $N_m = 1,647 \pm 0,003$; $N_g - N_p = 0,047$; $-2V = 0^\circ$. Плеохроизм резкий. Окраска по N_g и N_m — густая красновато-коричневая (6р) до рп), почти черная, по N_p — светло-желтая (1пс до 1рс). Кое-где наблюдается обычное разложение биотита в хлорит или в полупрозрачные неопределимые продукты разложения.

Роговая обманка встречается в небольшом количестве и только в меланократовых разновидностях, особенно богатых пироксеном. Это обыкновенная зеленая роговая обманка; бурый титанистый

амфибол, характерный для эссекситов вообще, в ишимских породах не встречался. Роговая обманка находится либо в отдельных зернах, ксеноморфных по отношению к плагиоклазу, либо в виде реакционных кайм вокруг пироксена.

Апатит – преобладающий акцессорный минерал, он находится в хорошо образованных шестигранных призмочках длиной 0,2–0,3 мм, включенных в биотите или пироксене.

Магнетит присутствует в неправильных, но более или менее идиоморфных зернах размером 0,1–0,3 мм. Даже в самых меланократовых породах магнетита сравнительно немного.

Сфен и циркон попадались в единичных неправильных зернах.

Структура всех разновидностей отписываемых горных пород всегда типичная гипидиоморфнозернистая с резко различной степенью идиоморфизма главных минералов. Преобладающий цветной минерал всегда идиоморфнее полевых шпатов, но любой цветной минерал, находящийся в подчиненном количестве, может быть ксеноморфнее плагиоклаза. Характерен ксеноморфизм роговой обманки относительно плагиоклаза даже в тех местах, где она обростает идиоморфные зерна пироксена. Калиевый полевой шпат всегда ксеноморфнее плагиоклаза.

Текстура рассматриваемых пород массивная. У разновидностей, богатых биотитом, бывает гломерокристаллическая текстура, так как биотит образует скопления. Распределение плагиоклаза и калиевого полевого шпата часто тоже неравномерное.

Относительно отдельных разновидностей описываемых пород и их наименований нужно заметить следующее.

1. Среди описываемых пород можно было бы выделить большое число разновидностей, которым не всегда можно дать наименования из существующих в петрографической номенклатуре. Это объясняется тем, что общее количество цветных минералов (цветной индекс) и содержание какого-либо одного цветного минерала изменяются в широких пределах и независимо от изменения состава плагиоклаза и количества калиевого полевого шпата.

2. Наиболее лейкократовые разновидности, содержащие до 20% цветного минерала, несомненно, относятся к слюдяным сиенитам известково-щелочного типа, хотя калиевый полевой шпат в них обычно не преобладает над плагиоклазом, а иногда находится даже в подчиненном количестве. Здесь приходится учитывать, во-первых, что плагиоклаз в них кислый (олигоклаз), во-вторых, что среди них есть и обычные, богатые калиевым полевым шпатом сиениты и, в-третьих, что преобладающий цветной минерал в них биотит (фиг. 27).

В некоторых лейкократовых разновидностях цветной минерал – пироксен, но большое количество калиевого полевого шпата и кислый состав плагиоклаза позволяют и их относить к сиенитам – пироксеновым сиенитам известково-щелочного типа. Только в тех случаях, когда плагиоклаз в лейкократовых разновидностях был андезином, они определялись как лейкократовые монзониты.

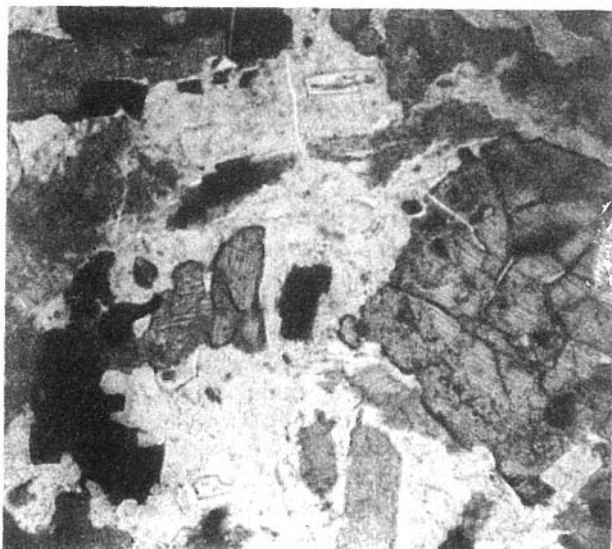


Фиг. 27. Слодяной сиенит. Типичная гипидиоморфнозернистая структура. Пелитизированный калиевый полевой шпат мало отличается от олигоклаза. Выделяются таблички биотита и немногочисленные, резко ксеноморфные зерна кварца. Обр. 257, западнее "Каменного бугра" (п. VI). Ни-коли скрещены, увел. 15

3. Мезократовые разновидности являются монцонитами. Это не вызывает никаких сомнений, так как все особенности минерального состава и структуры у них такие, какие должны быть у типичных монцонитов (фиг. 28). Если отказаться от термина "монцонит", то наши породы следует называть сиенито-диоритами, но не габбро-сиенитами, так как плагиоклаз в них - андезин, а не лабрадор. В этом отношении ишимские монцониты ближе к оригинальным породам из Монциони (Brögger, 1895), чем многие другие монцониты, геологически связанные с габбровыми интрузиями.

Среди мезократовых разновидностей описываемых пород тоже существуют некоторые отклонения: иногда в них плагиоклаз бывает кислый, и кроме того преобладающим цветным минералом является биотит. Такие породы определялись как меланократовые сиениты.

4. В наиболее меланократовых разновидностях общее количество цветных минералов превышает 50%, и биотит часто не является преобладающим. Это придает породам габброидный облик, но их определение зависит от состава плагиоклаза и количества калиево-



Фиг. 28. Монцонит. Цветной минерал представлен идиоморфными зернами зонального авгита и ксеноморфными зернами биотита. Плагиоклаз, заметно разложенный в центре зерен, резко идиоморфен по отношению к калиевому полевоому шпату. Типичная монцонитовая структура. Обр. 96, около колодца Тас-Кудук. Без анализатора, увел. 15

го полевого шпата. Меланократовые разновидности с основным плагиоклазом и небольшим содержанием калиевого полевого шпата определялись как эссекситы. Они скорее являются эссекситовой фацией монцонитов, так как типичных эссекситов с фиолетовым титанистым авгитом и бурой, баркевиктовой роговой обманкой в Ишимском массиве нет.

Меланократовые разновидности с плагиоклазом среднего состава (андезином или олигоклаз-андезином) и значительным содержанием биотита и калиевого полевого шпата определялись как меланократовые монцониты. Это, по-видимому, наиболее характерные и распространенные разновидности. В некоторых меланократовых породах калиевого полевого шпата даже больше, чем плагиоклаза, и они приближаются к описанным выше пироксеновым шонкинитам.

На присутствие единичных зерен кварца не только в лейкократовых, но и в меланократовых разновидностях описываемых пород следует обратить внимание. Это, во-первых, существенно отличает горные породы рассматриваемой более молодой интрузии от всех

дериватов нефелиновых сиенитов. Во-вторых, это дает некоторое основание предполагать, что кварцсодержащие жильные породы вплоть до аплитов и пегматитов генетически могут быть связаны с интрузией нормальных сиенитов и монцонитов.

Оливиновые монцониты и кенталлениты

Как уже упоминалось, эти породы обнаружены среди монцонитов в логу Ашил-Сай и в виде небольших тел в нефелиновых сиенитах и эпидейцитовых порфирах. Петрографические особенности оливиновых монцонитов и кенталленитов очень близки к особенностям описанных выше монцонитов и эссекситов. В них есть все главные минералы, входящие в состав монцонитов, и характер постмагматических изменений совершенно такой же, как и у монцонитов.

Макроскопически оливиновые монцониты и кенталлениты заметно отличаются от других габброидных пород. Это темные, буровато-серые, среднезернистые породы, состоящие из сероватобурого пироксена, бурого с бронзовым отливом биотита и белого или желтовато-белого полевого шпата, присутствующего обычно в подчиненном количестве. Биотит хорошо выделяется, так как его таблички довольно крупные (до 5-7 мм), иногда с пойкилитовыми включениями пироксена или оливина.

Под микроскопом видно, что цветные минералы либо преобладают над полевыми шпатами, либо находятся с ними примерно в одинаковых количествах. Цветными минералами являются моноклинный пироксен, оливин и биотит. Полевые шпаты представлены плагиоклазом и калиевым полевым шпатом примерно в равных количествах. Из аксессуарных минералов встречаются только апатит и магнетит, а из вторичных нужно отметить продукты разложения плагиоклаза и оливина.

О количественных соотношениях главных минералов можно судить по данным непосредственных измерений в трех шлифах:

	Пироксен	Биотит	Оливин	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Аксессуарные и другие минералы	
Оливиновые монцониты	19,14	11,80	5,71	20,47	40,99	0,47	1,42
	20,98	8,00	4,66	26,85	35,65	1,91	1,93
	15,18	8,47	3,58	33,02	34,82	2,40	2,53
Кенталленит	44,42	15,02	11,89	20,86	3,23	2,39	2,19

Моноклинный пироксен — преобладающий минерал в этих породах. Он находится главным образом в крупных (1-3 мм), более или менее идиоморфных, но не совсем хорошо образованных зернах. Иногда пироксен ксеноморфен по отношению к плагиоклазу, мелкие кристаллы которого внедряются в зерна пироксена или

находятся в них в виде пойкилитовых включений. Очень часто в пироксене видны закономерные вроски биотита и включения акцессорного магнетита. Кроме крупных зерен есть и мелкие (не более 0,3 мм), лучше образованные, призматические кристаллы пироксена.

По оптическим свойствам моноклинный пироксен является авгитом: $N_m = 1,704 \pm 0,002$; $N_g-N_p = 0,032-0,035$; $-2V = 53$ до 55° ; $cNg = 40-42$. Обычно он почти бесцветен или имеет только слабый зеленоватый оттенок. В наиболее меланократовых разновидностях зеленовато-серая окраска пироксена лучше заметна; N_m увеличивается до 1,710. Иногда ясно видна зональность, а зеленоватая окраска гуще по краям зерен.

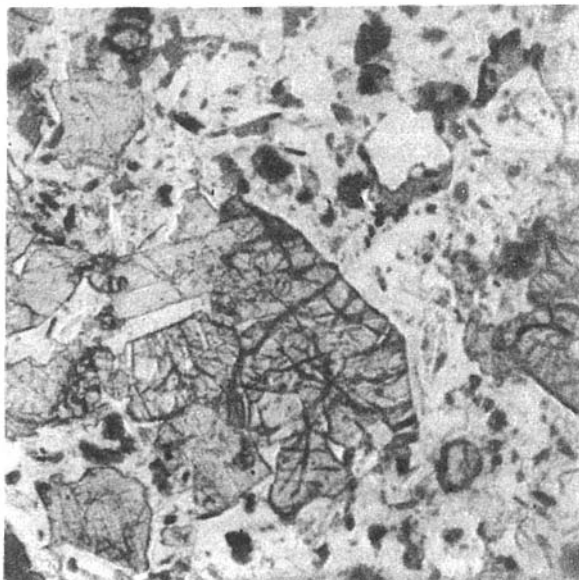
Оливин находится почти в таком же количестве, как и пироксен, и в таких же крупных идиоморфных, но более или менее округлых зернах.

В оливине сильно развиты характерные неправильные трещины, по которым обильно выделяется непрозрачный рудный минерал (магнетит) и от которых идет замещение оливина волокнистым зеленым или желто-зеленым серпентиноподобным минералом. Последний часто имеет довольно высокое двупреломление (до 0,015-0,020) и похож на боулингит. В некоторых образцах оливин полностью или почти полностью замещен этим зеленым серпентиноподобным минералом и магнетитом. Такие псевдоморфозы по оливину легко узнаются, хотя похожие псевдоморфозы образуются и по гиперстену. Последний в оливиновых монцонитах и кенталленитах не был обнаружен. Гиперстен, как уже упоминалось, встречался в эссекситах, и там же находились и единичные псевдоморфозы по оливину.

Оптические свойства оливина обычные: $N_m = 1,693 \pm 0,002$; $N_g-N_p = 0,038-0,040$; $-2V = 84-86^\circ$. По этим свойствам можно считать, что содержание Fe_2SiO_4 в оливине кенталленитов не более 20-25%.

Биотита в описываемых породах немного меньше, чем оливина. Его таблицы неправильной формы всегда ксеноморфны по отношению к пироксену, оливину и плагиоклазу, нередко крупнее зерен этих минералов и переполнены пойкилитовыми включениями. На границе биотита с оливином иногда видны келифитовые каймы из мельчайших зернышек магнетита и какого-то рельефного минерала, вероятно, из группы эпидота. Оптические свойства биотита: $N_m = 1,653 \pm 0,002$; $N_g-N_p = 0,050 - 0,060$; $-2V = 0 - 4^\circ$. Биотит резко плеохроирует от светло-желтого по N_p до красновато-коричневого цвета по N_g и N_m .

Плагиоклаз находится всегда в мелких идиоморфных лейстовидных кристаллах около 0,5 мм длиной и до 0,1 мм шириной. Обычные тонкие полисинтетические двойники по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам и слабо выраженная зональность наблюдаются во всех шлифах. По максимальному углу симметричного погасания в зоне $\perp (010)$ плагиоклаз является андезином (до 40-45% ^{1}An в центре и до 35-40% ^{1}An по краям зерен). Разложение плагиоклаза



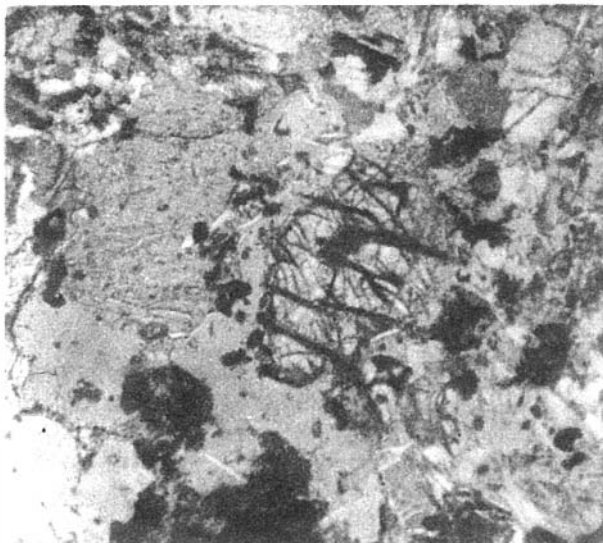
Фиг. 29. Оливиновый монзонит. Порфири-
видная структура. Зерна оливина и отчасти
пироксена значительно крупнее зерен пла-
гиоклаза, биотита и калиевого полевого
шпата. Обр. 113, около п. III. Без анализа-
тора, увел. 15

наблюдается редко и всегда только в центральной части зерен. Обычно развивается неразлично тонкий серицит-каолиновый агрегат или реже чешуйки серицита.

Калиевый полевой шпат образует более крупные (до 2-3 мм) зерна неправильной формы и всегда ксеноморфнее плагиоклаза и цветных минералов. Плагиоклаз находится в нем в виде пойкилитовых включений. Калиевый полевой шпат вполне однородный — без микропертитов и двойников. Пелитизация отсутствует. В сечениях $\perp Np$ погасание относительно следа спайности (010) прямое, и поэтому калиевый полевой шпат можно считать ортоклазом.

Апатит и магнетит находятся в обычных формах в виде включений в биотите или пироксене. Правильные призмочки апатита достигают 0,5 мм в длину и 0,1 мм в поперечнике. В биотите изредка попадались округлые зернышки сфена размером 0,05-0,1 мм.

Структура описываемых пород типичная гипидиоморфнозернистая. Характерной особенностью ее является неодинаковый размер зерен цветных и бесцветных минералов, что придает некоторым разновидностям порфирированный облик под микроскопом (фиг. 29).



Фиг. 30. Кенталленит (меланократовый оливиновый монзонит). Цветные минералы - оливин, пироксен, биотит - резко преобладают над бесцветными минералами - плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Обр. 300, около п. VII. Николи скрещены, увел. 15

Последовательность идиоморфизма главных минералов такая: оливин - авгит - плагиоклаз - биотит - калиевый полевой шпат. Она усложняется иногда офитовыми соотношениями пироксена и плагиоклаза и вростками биотита в пироксене. Общий облик микро-структуры такой же, как и у монзонитов.

Термины "кенталленит" и "оливиновый монзонит" в литературе иногда употребляются как синонимы. Из описанных пород мы кенталленитами называли только самые меланократовые разновидности (фиг. 30). Они несколько отличаются от кенталленитов из Кенталлена, для которых характерна зеленоватая окраска оливина и пироксена (Hill, Kuḡastan, 1900). Преобладающие среди ишимских пород лейкократовые разновидности, содержащие менее 50% цветных минералов, определялись как "оливиновые монзониты".

О валовом химическом составе оливиновых монзонитов можно иметь представление по результатам двух анализов одного образца, проведенных в химической лаборатории Московского геологического института (23/У 1937 г.):

	I	II	Среднее
SiO ₂	51,70	51,71	51,70
TiO ₂	0,80	0,80	0,80
Al ₂ O ₃	16,00	16,05	16,02
Fe ₂ O ₃	3,65	3,68	3,67
FeO	5,08	5,11	5,09
MnO	0,13	0,13	0,13
MgO	5,81	5,79	5,80
CaO	7,34	7,32	7,33
Na ₂ O	2,81	2,90	2,85
K ₂ O	4,80	4,85	4,82
P ₂ O ₅	0,83	0,83	0,83
F	0,07	0,07	0,07
S	0,29	0,29	0,29
Cl +110°	Сл.	Сл.	-
H ₂ O	0,28	0,28	0,28
П.п.п.	1,11	1,11	1,11
С у м м а...	100,70	100,92	100,63

Вычисленные из этих данных числовые характеристики и дополнительные параметры:

a	13,2	f'	39,0	Q	-11,5
c	4,1	m'	41,0	a/c	3,22
b	23,7	c'	20,0		
S	59,0	n	47,5		

Кенталленит-порфирит

Эта оригинальная порода встречена среди эпилейцитовых порфиритов и ортороговиков на северном склоне "Каменного бугра". В поле она принималась за разновидность порфиритов, входящих в состав эффузивно-туфогенной вмещающей толщи, и ее геологические условия залегания остались не вполне выясненными. Известно, что такие или похожие горные породы прослеживаются узкой полосой на север от "Каменного бугра" на 500 м. Микроскопическое изучение, однако, показало, что эта порода резко отличается от описанных выше порфиритов и эпилейцитовых порфиритов и обнаруживает несомненное сходство с кенталленитами. Это, очевидно, менее раскристаллизованная, жильная фация кенталленита или оливинового монцонита.

Макроскопически это явно порфировая порода, с темно-серой афанитовой основной массой и многочисленными, но мало выделяющимися порфировыми вкрапленниками пироксена и оливина. Присутствие вкрапленников оливина легче установить на выветрелой поверхности образца, где на их месте видны неглубокие впадинки.

Под микроскопом порфиновые вкрапленники оливина и пироксена хорошо выделяются в полнокристаллической основной массе. Общее количество вкрапленников колеблется от 20 до 40% всего объема горной породы.

Вкрапленники оливина имеют размер до 1–1,5 мм. Это довольно правильные изометрические, но немного оплавленные кристаллы, не имеющие хорошо развитых граней. Некоторые вкрапленники представлены округленно-угловатыми обломками кристаллов. Оливин разбит характерными трещинами, по которым выделяется вторичный магнетит и бледно окрашенный зеленоватый серпентиноподобный минерал. Характер разложения оливина в этих породах совершенно такой же, как и у кенталленитов.

Порфиновых вкрапленников моноклинного пироксена примерно столько же, сколько и вкрапленников оливина, или немного меньше; размер их от 0,5 до 2–3 мм в поперечнике. Самые крупные из них представлены изометрическими кристаллами с плохо развитыми гранями. Несмотря на более или менее идиоморфную форму, очертания вкрапленников пироксена не прямолинейны. Полевешпатовые зернышки основной массы врастают внутрь вкрапленника. Часто видны в пироксене и пойкилитовые включения полевого шпата. Мелкие вкрапленники представлены либо правильными, хорошо образованными кристаллами, либо обломками крупных кристаллов. Иногда наблюдаются гломеропорфиновые скопления мелких вкрапленников пироксена.

Моноклинный пироксен имеет слабую буроватую окраску и по оптическим свойствам является авгитом ($n_g - n_p = 0,034$; $c n_g = 42^{\circ}$; $+2V = 55^{\circ}$).

Очень характерна зональность пироксена, выражающаяся либо в зональном расположении пойкилитовых включений, либо в различной по интенсивности буроватой окраске в разных зонах. Иногда в центре вкрапленников несколько больше угол погасания ($c n_g = 44^{\circ}$). Обычны полисинтетические и простые двойники $V = 1(100)$.

Кроме вкрапленников оливина и пироксена в основной массе кое-где находятся отдельные зернышки рудного минерала и призмочки апатита размером до 0,2 мм.

Основная масса описываемой породы состоит из полевого шпата, авгита, биотита и магнетита. Зернышки авгита размером до 0,1–0,2 мм, идиоморфные, иногда немного удлинённые по третьей оси. Вполне идиоморфны кубические кристаллы магнетита. Мелкие таблички биотита, наоборот, всегда ксеноморфны по отношению как к пироксену, так и к полевому шпату. Часто биотит образует реакционные каймы вокруг наиболее крупных зерен магнетита.

Полевой шпат в кенталленит-порфиритах преимущественно калиевый. Отдельные лейсточки плагиоклаза размером до 0,2 мм встречаются в подчиненном количестве. Состав плагиоклаза определить трудно, так как большей частью он серитизирован. Кое-где по углам погасания можно установить, что он является андезином.

Зернышки калиевого полевого шпата изометрические или толсто-таблитчатые, дающие не особенно удлиненные прямоугольные сечения до 0,2 мм в длину. Простые двойники в них наблюдаются редко.

Незначительное содержание плагиоклаза и повышенное по сравнению с кенталленитами содержание авгита позволяет предположить, что по составу описываемая порода несколько отклоняется от кенталленитов в сторону пироксеновых шонкинитов.

Фергуситы и бороланиты

Эти горные породы слагают две широтные дайки мощностью до 5 м среди ортогоговиков и пятнистых псевдолейцитовых сиенитов в северной части "Каменного бугра". Кроме того, обнажение фергуситоподобной породы встречено в зоне контакта нефелиновых сиенитов с эпидейцитовыми порфирами в северной части Ишимского массива непосредственно около пункта XII. Условия залегания ее здесь не совсем ясны.

Внешний вид фергуситов очень характерен (фиг. 31, а, б). Светло-серые или розовые округлые пятна псевдолейцита размером от 0,5 до 10–15 мм заключены в мелкозернистой темно-серой, местами зеленовато-черной массе, состоящей главным образом из цветных минералов. Формы лейцита хорошо сохранились, особенно в горной породе из северной части массива. Относительное количество псевдолейцитов различно. Иногда они составляют около половины всего объема горной породы, иногда их меньше 1/3.

Даже по внешнему виду среди описываемых пород можно было бы выделить несколько разновидностей, но мы выделяем лишь два главных типа, которые различаются только под микроскопом. Основное различие заключается в том, что в фергуситах титанистый гранат (меланит) не играет существенной роли в составе горной породы, а в бороланитах количество его достигает 20–25% всего объема породы (фиг. 32). Кроме того, бороланиты вообще несколько более меланократовые породы. Однако изучение образцов, взятых из одной и той же дайки, показывает, что содержание меланита может изменяться независимо от уменьшения или увеличения общего количества цветных минералов. Поэтому фергуситы и бороланиты рассматриваются вместе, тем более, что они состоят из одних и тех же минералов и имеют одинаковые структурные и текстурные особенности.

Под микроскопом видно, что резкой границы между псевдолейцитами и заключающей их массой нет. Псевдолейциты представляют собой округлые участки, состоящие из калиевого полевого шпата и нефелина и почти совершенно лишенные цветных минералов (см. фиг. 31, в). Структура этих участков бывает разная. Часто калиевый полевой шпат находится в них в виде более или менее идиоморфных, беспорядочно расположенных таблиц размером 0,3–1,0 мм, а нефелин в резко ксеноморфных зернах зажат между полевешпатовыми таблицами. Наряду с псевдолейцитами такого

строения наблюдаются и состоящие из изометрических, мелких (до 0,1 мм) зерен полевого шпата, нефелина и анальцима. В некоторых псевдолейцитах находятся только участки такого "гранулитового" строения.

Калиевый полевой шпат в псевдолейцитах свежий и совершенно гомогенный. Лишь в некоторых, частично "гранулированных" псевдолейцитах крупные таблицы полевого шпата пелитизированы и неоднородны. Нефелин в псевдолейцитах всегда немного разложен.

Масса, заключающая псевдолейциты, сложена более чем наполовину из цветных минералов: густо окрашенного зеленого гастингсита, бледно-зеленоватого моноклинного пироксена, бурого меланита и зелено-бурого биотита. Кроме этих минералов, в ее состав входят полевой шпат, нефелин, анальцим, флюорит, апатит и магнетит. По оптическим свойствам все эти минералы совершенно такие же, как и в описанных выше нефелиновых сиенитах. Меланита много, как указывалось, в бороланитах, но и в фергуситах встречаются его отдельные зерна. Биотит и пироксен в некоторых образцах отсутствуют. Пироксен чаще всего находится в виде остатков в зернах гастингсита. Эти зерна самые крупные (до 0,5–0,8 мм), все другие минералы находятся в зернах не более 0,2–0,3 мм. Все зерна изометрические, округлые, так что структура близка к гранулитовой. Она похожа на структуру ортороговиков, среди которых находятся фергуситы.

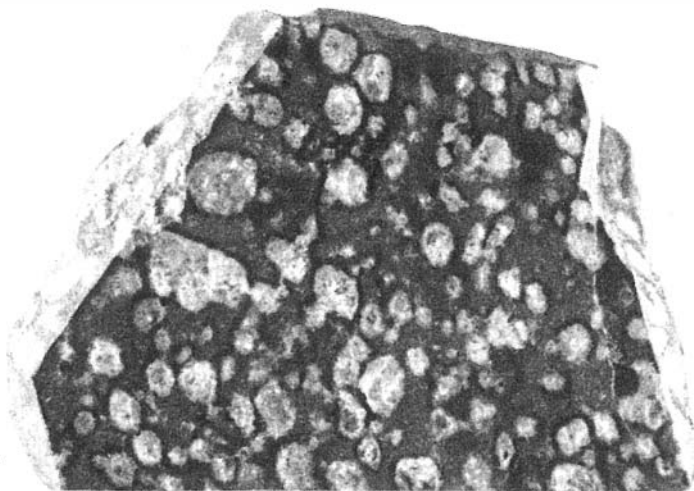
Фергуситы и бороланиты Ишима нельзя считать продуктами нормальной дифференциации нефелиново-сиенитовой магмы. Так же как и у описанных выше пятнистых псевдолейцитовых сиенитов, у них много общих черт с гибридными породами.

О химическом составе ишимского фергусита (№ 207) дают представление следующие результаты анализа, проведенного в лаборатории Московского геологического-разведочного института в 1937 г. аналитиком С.Хованским (в %):

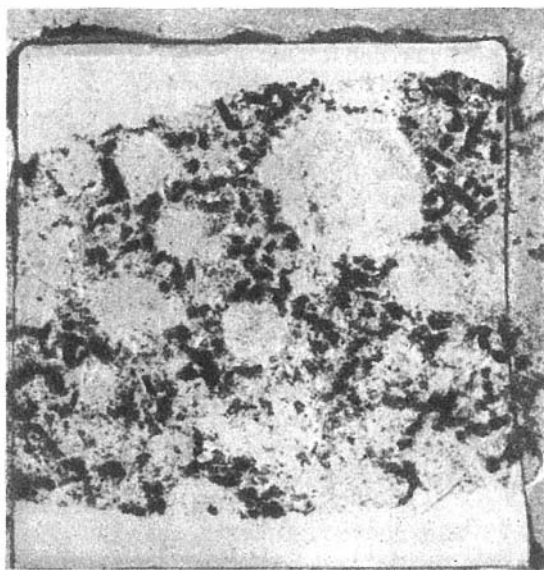
SiO ₂	49,77	CaO	6,06
TiO ₂	0,52	Na ₂ O	4,56
Al ₂ O ₃	19,33	K ₂ O	7,97
Fe ₂ O ₃	3,89	P ₂ O ₅	0,44
FeO	3,66	H ₂ O ^{+110°}	0,10
MnO	0,11	П.п.п.	1,31
MgO	2,11		
		Сумма	...99,83

Вычисленные из этих данных числовые характеристики и дополнительные параметры:

a	22,3	f'	43,5	Q	28,3
c	2,3	m'	23,0		
b	16,1	c'	33,5	a/c	9,7
S	59,3	n	46,5		



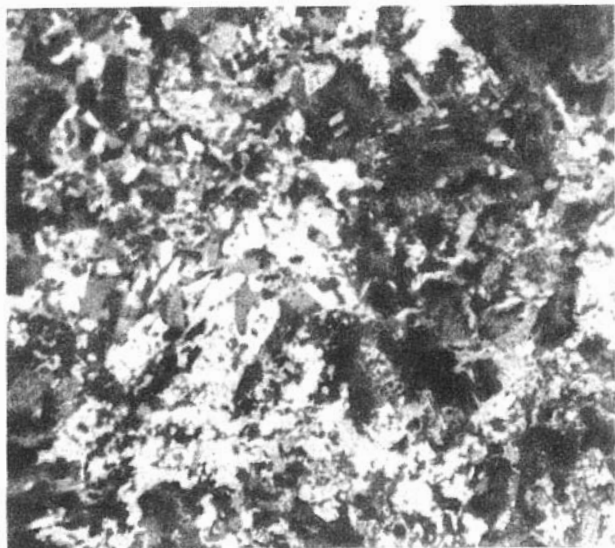
а



б

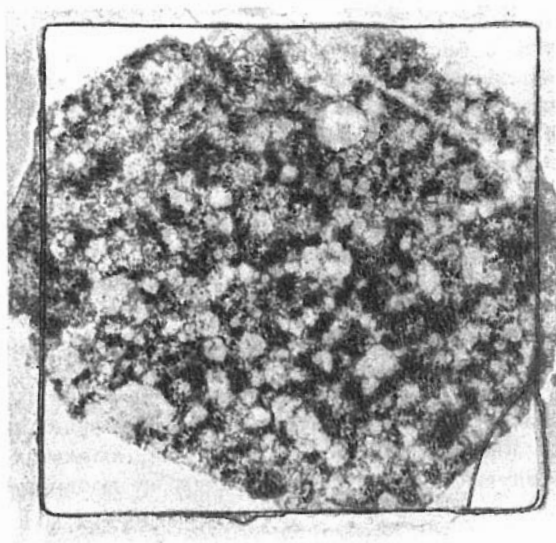
Фиг. 31 а, б. Фергусит

а - приполированная поверхность, обр. 297, северный склон "Каменного бугра" (п. VI), 3/4 натур. вел.; б - общий вид микро-структуры, обр. 297, северный склон "Каменного бугра" (п. VI), без анализатора, увел. 2,5;



Фиг.31 в.Фергусит

в - структура псевдоморфозы по лейциту из калиевого полевого шпата и нефелина, обр. 297-а, северный склон "Каменного бугра" (п. VI), николи скрещены, увел. 15



Фиг. 32. Бороланит. Общий вид микроструктуры. Обр.185, около п. XII. Без анализатора, увел. 2,5

Эти лейкократовые фельдшпатидовые породы обнаружены в двух местах в виде шлировых образований в мелкозернистых нефелиновых сиенитах. По внешнему виду они мало отличаются от нефелиновых сиенитов, и только отсутствие в них полевого шпата привлекло внимание еще в поле. Микроскопическое изучение, однако, показывает, что говорить о полном отсутствии полевого шпата нельзя. Калиевый полевой шпат находится почти во всех шлифах, но в количестве менее 10% всего объема породы.

Монмутит по составу близок к типичным для Ишимского массива гранат-амфиболовым нефелиновым сиенитам. Эта порода состоит из нефелина (60-70%), густо окрашенного зеленого гастингсита (15-25%) и титанистого граната (5-10%). В подчиненном количестве встречаются калиевый полевой шпат, буровато-зеленый биотит и акцессорные минералы (флюорит, апатит и магнетит). По оптическим свойствам все эти минералы совершенно такие же, как и в нефелиновых сиенитах. Структура монмутита аллотриморфно-зернистая, мало отличающаяся от гранулитовой структуры мелкозернистых нефелиновых сиенитов. Зерна нефелина, размером 0,5-1,0 мм, немного идиоморфнее зерен амфибола и даже граната, но резко выраженного ксеноморфизма цветных минералов, столь характерного для горных пород группы уррита, в нашей породе нет.

Конгрессит, состоящий уже почти исключительно из нефелина и биотита, заметно отличается от нефелиновых сиенитов. Особенно привлекает внимание полное отсутствие амфибола, граната и пироксена, которые в различном количестве и в разных сочетаниях всегда находятся с биотитом в нефелиновых сиенитах.

Другой особенностью является характер биотита. По окраске и другим оптическим свойствам биотит в этой породе резко отличается от всех тех разновидностей биотита, которые встречались в нефелиновых сиенитах. Окраска по Ng и Nm у него красно-бурая (5 pg-pe), по Np - бледно-желтая (1 ie-1c). Средний показатель преломления $N_m \approx 1,65$; $N_g - N_p = 0,050$; $-2V = 0-5^\circ$. Никаких вторичных изменений в биотите не наблюдалось. Вокруг включений апатита видны плеохроичные дворники. Относительное количество биотита в конгрессите колеблется в пределах 5-20%. Некоторые образцы представляют собой почти мономинеральную нефелиновую породу.

Калиевый полевой шпат встречается в конгрессите реже и в еще меньшем количестве, чем в монмутите. Нефелин находится в изометрических зернах размером 0,5-0,7 мм, имеющих одинаковую полиэдрическую форму. Нефелин почти не подвергался разложению. Незначительная помутнелость некоторых зерен обусловлена развитием мельчайших (менее 0,01 мм) табличек цеолитов, располагающихся по пинакоидальной спайности. Кое-где вместе с цеолитами встречаются такие же мелкие чешуйки бесцветной слюдки. Широко развиты дактилоскопические прорастания нефелина полевым шпатом, особенно в тех образцах, где полевой шпат находится и в

отдельных зернах. Дактилоскопические сростки либо окаймляют зерна нефелина, либо как бы зажаты между ними.

Из акцессорных минералов встречаются апатит и флюорит. Апатита здесь сравнительно много, и большей частью это крупные (до 0,1–0,3 мм), неправильные или немного удлиненные зерна флюорита немного, и он совершенно бесцветен. Только в одном месте, при прорастании зерна флюорита удлиненным зерном апатита, вокруг последнего во флюорите наблюдалась густая фиолетовая окраска.

В небольшом количестве в конгрессите встречается анализим или близкий к нему минерал из группы цеолитов с показателем преломления около 1,48 и двупреломлением до 0,004. Он образует зерна неправильной формы, зажатые между зернами нефелина. Мусковит спорадически встречается и, что особенно привлекает внимание, в виде отдельных крупных (до 1–1,5 мм) табличек, сростающихся с табличками биотита. Некоторая часть бесцветной слюдки образует скопления мелких (до 0,05 мм) чешуек. В одном таком скоплении вместе с бесцветной слюдкой обнаружен ярко-зеленый, сильно двупреломляющий слюдоподобный минерал. Чешуйки, к сожалению, слишком малы, чтобы определить этот минерал.

Отдельные зерна калиевого полевого шпата, встречающиеся в некоторых шлифах конгрессита, имеют такую же форму, как и зерна нефелина. Иногда они немного крупнее (до 1,0 мм) и ксеноморфнее нефелина. Калиевый полевой шпат совершенно свеж и однороден.

Структура конгрессита аллотриоморфнозернистая (фиг. 33), более мелкозернистая, чем у аналогичной породы с Ильменских гор (Заварицкий, 1939).

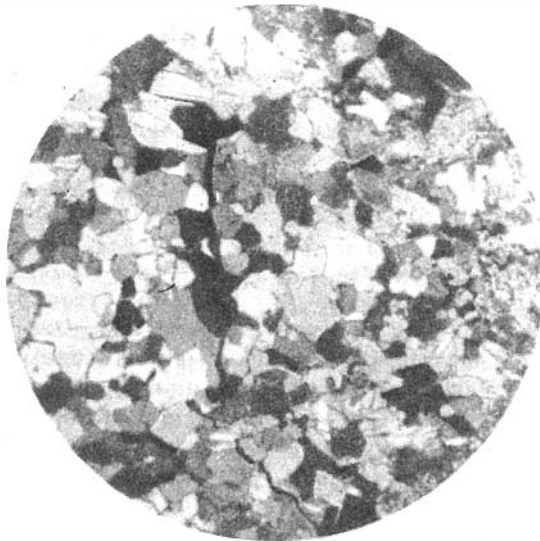
О валовом химическом составе ишимского конгрессита можно судить по результатам анализа, проведенного в лаборатории Ленинградского горного института в 1936 г. аналитиком А.И. Тарасовой (в %):

SiO ₂	41,24	Na ₂ O	11,35
TiO ₂	0,27	K ₂ O	6,95
Al ₂ O ₃	29,91	BaO	0,13
Fe ₂ O ₃	1,67	P ₂ O ₅	0,11
FeO	1,08	S	0,26
MnO	0,18	F	0,60
MgO	0,78	H ₂ O	0,16
CaO	3,67	П.п.п.	1,40

С у м м а...99,76

Вычисленные из этих данных числовые характеристики и дополнительные параметры:

a	38,6	f'	44	Q	-75,4
c	2,8	m'	22,5	a/c	13,7
b	6,3	c'	33,5		
S	52,3	n	71,5		



Фиг. 33. Конгрессит. Состоит целиком из нефелина и красно-бурого биотита. Аллотриоморфнозернистая структура. Распределение биотита в горной породе неравномерное. Обр. 100, около п. IV. Николи скрещены, увел. 20

Количественно-минеральный анализ этого же образца показал, что нефелина в нем 90,1 объемн. %, биотита 6,4, мусковита 2,2 и флюорита 1,3 объемн. %.

Известково-щелочные интрузивные породы из ближайших окрестностей Ишимского массива

Как уже указывалось, эти горные породы непосредственно не участвуют в геологическом строении Ишимского щелочного массива. О распространенности их и условиях залегания вне массива мы не имеем достаточных данных, так как большей частью они перекрыты третичными и четвертичными отложениями. Немногие выходы этих пород встречены к северу от Братолюбовской дороги и южнее, выше по р. Ишим, в устье лога Такпан-Сай. Горные породы из этих двух мест несколько отличаются друг от друга и поэтому их рассмотрим отдельно.

Кварцевые диориты и нормальные диориты, встреченные севернее Братолюбовской дороги, макроскопически представляют собой однообразные, среднезернистые, мезократовые породы, состоящие из черной роговой обманки

и белого полевого шпата в зернах до 2–3 мм в поперечнике. Количество цветного минерала обычно не превышает 1/3 всего объема горной породы, но в отдельных образцах его около 50%. Кварц рассмотреть невооруженным глазом трудно; иногда даже в лупу его зерна едва заметны.

Текстура описываемых пород большей частью массивная, но в некоторых местах наблюдается линейно-параллельное расположение призматических зерен роговой обманки и плагиоклаза.

Под микроскопом видно, что главными минералами являются плагиоклаз среднего состава, обыкновенная зеленая роговая обманка и кварц. Калиевый полевой шпат иногда бывает в ничтожном количестве. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном и апатитом. Из вторичных минералов укажем только на серицит-соссюритовый агрегат, образующийся за счет плагиоклаза, хлорит и эпидот, иногда встречающиеся в отдельных табличках и зернах. В одном образце меланократового диорита в роговой обманке есть остатки моноклинного пироксена.

Плагиоклаз находится в идиоморфных призматических зернах длиной 2–3 мм и до 1 мм в поперечнике. Хорошо заметно зопальное строение зерен, но состав от центра к периферии изменяется незначительно. Определения на столике Федорова и измерения углов максимального симметричного погасания в зоне (010) показывают, что плагиоклаз является андезином (30–43% An). В очень узкой периферической зоне плагиоклаз бывает олигоклазом и альбит-олигоклазом. Тонкие полисинтетические двойники по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам хорошо видны там, где плагиоклаз мало разложен. Разложение плагиоклаза в серицит-соссюритовый агрегат обычно происходит только в центральной части зерен. Полная серицитизация плагиоклаза наблюдается редко и сопровождается исчезновением зональности и иногда полной альбитизацией.

Роговая обманка находится в призматических, но недостаточно хорошо образованных кристаллах и всегда более ксеноморфна, чем плагиоклаз. Окраска ее зеленая или буровато-зеленая по Ng, зелено-бурая по Nm и светло-желтая по Np. Очень часто окраска неравномерная, так как либо видна явная зональность и постепенное исчезновение буроватого оттенка от центра к периферии зерен, либо буровато-зеленая окраска наблюдается пятнами в более чисто-зеленом амфиболе. Другие оптические свойства роговой обманки: $Ng-Np = 0,015-0,018$; $-2V = 68-74^\circ$. В зональных кристаллах внешние зоны из зеленого амфибола имеют $-2V = 71-74^\circ$, во внутренних (бурых) $-2V = 68-70^\circ$; $cNg = 17-19^\circ$.

Роговая обманка не подвергается какому-либо разложению. Наблюдаемые в ней иногда отдельные зерна эпидота или сростки эпидота и хлорита образовались, по-видимому, на месте ранее включенных в роговой обманке табличек биотита.

Кварц находится всегда в резко ксеноморфных зернах, т.е. зажат между призматическими зернами плагиоклаза и амфибола.



Фиг. 34. Кварцевый диорит. Типичная гипидиоморфнозернистая структура. Количество кварца в поле зрения несколько меньше среднего. Обр. 175, севернее п. XIV. Никколи скрешены, увел. 15

Количество кварца не превышает 10-15% для самых лейкократовых разновидностей. С увеличением содержания амфибола кварц исчезает совершенно.

Калиевый полевой шпат тоже встречается только в резко ксеноморфных зернах. Это почти не пелитизированный, однородный микроклин, с заметной, но только местами, слабо выраженной "микроклиновой решеткой". Иногда калиевого полевого шпата больше, чем кварца, но чаще меньше, или он отсутствует совершенно.

Моноклинный пироксен находится только в виде остатков внутри зерен амфибола. По оптическим свойствам он относится к авгиту.

Магнетит в виде идиоморфных зернышек размером до 0,2 мм образует включения в роговой обманке, либо эти зернышки и сростки их находятся около зерен амфибола.

Апатит всегда образует мелкие (до 0,1 мм), правильные призмочки, располагающиеся около зерен магнетита.

Сфен нередко встречается в относительно крупных (до 0,5-0,7 мм) правильных кристаллах, но иногда его более мелкие и неправильные зерна включены в амфиболе или срastaются с магнетитом.

Структура описываемых кварцевых диоритов и диоритов типичная гипидиоморфнозернистая (фиг. 34) и призматически-зернистая.



Фиг. 35. Диорит. Призматически-зернистая структура и трахитоидная текстура. Зоональный плагиоклаз довольно свежий. Единичные, резко ксеноморфные зерна кварца. Обр. 175-а, севернее п. XIV. Николи скрещены, увел. 15

Идиоморфизм плагиоклаза по отношению к роговой обманке не так привлекает внимание, как призматический габитус главных минералов, особенно в тех случаях, когда имеет место ориентированное линейно-параллельное расположение зерен (фиг. 35).

Кварцевые сиенито-диориты, кварцевые диориты и гранодиориты Такпан-Сая представляют другую большую группу интрузивных пород, более разнообразных даже по внешнему виду. Они отличаются от диоритов, встреченных северо-восточнее Ишимского массива, как по минеральному составу, так и по структуре и текстуре. Привлекает внимание, что существенную роль в минеральном составе здесь уже играет биотит. Иногда он является преобладающим и даже единственным цветным минералом. Встречаются здесь и лейкократовые разновидности, похожие на сиениты.

Самыми распространенными, по-видимому, являются кварцевые сиенито-диориты, макроскопически мезократовые, средзернистые породы, состоящие из черного цветного минерала и желтовато-белого полевого шпата. Кварц иногда заметен только в лупу.

Под микроскопом видно, что минеральный состав их довольно сложен. Главные минералы – кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит, бледно-зеленая роговая обманка и моноклинный пироксен. Количественные соотношения главных минералов в разных образцах колеблются в некоторых пределах. Непосредственные определения содержания различных минералов в двух образцах наиболее типичной разновидности дали следующие результаты (в %):

	1	2
Плагиоклаз	41,75	49,24
Калиевый полевой шпат	17,51	14,94
Кварц	10,84	9,76
Биотит	12,80	12,72
Роговая обманка	8,48	6,65
Пироксен	6,06	4,85
Апатит	0,47	0,89
Магнетит	1,35	1,05
Эпидот	0,74	-

Из аксессуарных довольно много апатита и магнетита, немного циркона и сфена. Много вторичных, эпимагматических минералов – серицита, хлорита, эпидота, актинолита и лейкоксена.

Плагиоклаз большей частью переполнен чешуйками серицита с отдельными зернышками эпидот-цоизитовых минералов. По максимальным углам симметричного погасания в зоне \perp (010) в крайних частях зерен, не замещенных иногда серицитом, он является олигоклазом (23–26% An). В центральных частях зерен он, по-видимому, был более основной, так как видны следы слабо выраженной зональности. В одном месте удалось определить состав плагиоклаза в центре зерна, где он оказался олигоклаз-андезином (32% An). Зерна плагиоклаза более или менее идиоморфны. Часто в нем наблюдаются мирмекитовые вросстки кварца.

Калиевый полевой шпат почти не пелитизирован, с немногочисленными пертитовыми вростками альбита жилковатого типа. Неоднородность проявляется в виде несяно выраженной "микроклинной решетки" и как бы "волнистом" погасании. Зерна калиевого полевого шпата, так же как и кварца, всегда резко ксеноморфны.

Кварц в промежутках между зернами других минералов часто находится не в виде одного зерна, а в виде агрегата из нескольких зерен с очень извилистыми (зубчатыми) очертаниями.

Роговая обманка имеет более или менее призматический габитус, но зерна ее очень неправильные, ксеноморфные по отношению к плагиоклазу. Окраска по Ng – зеленая (23 pg), по Nm – буровато-зеленая (24 pi–pg), по Np – желтая (1 pe–ie); Ng–Np = 0,012; cNg = 17°; -2V = 70°.

Биотит находится в отдельных крупных ксеноморфных таблицах и наполовину замещен ярко-зеленым хлоритом. Окраска биотита по Ng и Nm – красновато-бурая, по Np – светло-желтая; -2V = 0°; Ng–Np = 0,046.

Моноклинный пироксен находится только в виде остатков в роговой обманке и часто полностью уралитизирован. По оптическим свойствам он является авгитом ($N_g - N_p = 0,032$; $+2V = 60^\circ$; $cNg = 46^\circ$).

Структура описываемой породы типичная гилпидиоморфнозернистая, гранитоидная. Характерны неправильные извилистые очертания зерен цветных минералов и пойкилитовые включения в них полевого шпата.

О валовом химическом составе кварцевых сиенито-диоритов Токпан-Сая дают представления результаты полного анализа одного образца, проведенного в 1937 г. в химической лаборатории Московского геолого-разведочного института аналитиком С. Хованским (в %):

SiO ₂	58,87	CaO	5,27
TiO ₂	0,69	Na ₂ O	2,07
Al ₂ O ₃	16,04	K ₂ O	4,73
Fe ₂ O ₃	2,71	P ₂ O ₅	0,64
FeO	3,77	H ₂ O ⁺ 110°	0,03
MnO	0,06	П.п.п.	1,26
MgO	3,64	Сумма...	99,78

Вычисленные по этим данным числовые характеристики и дополнительные параметры:

a	12,2	f'	43	Q	+8,5
c	4,9	m'	45	a/c	2,29
b	14,0	c'	12		
S	68,9	n	42,5		

Меланократовые разновидности описываемых пород (кварцевые диориты) имеют качественно тот же минеральный состав, но в них заметно меньше калиевого полевого шпата (менее 10%), больше цветных минералов и менее серитизированный плагиоклаз, состав которого, судя по максимальным углам симметричного погасания в зоне $\perp (010)$; олигоклаз-андезин и даже андезин (до 42% An).

Среди лейкократовых разновидностей есть горные породы, приближающиеся по составу как к гранодиоритам с повышенным содержанием кварца, так и к сиенитам (почти без кварца). В последнем случае, однако, кислый плагиоклаз всегда преобладает над калиевым полевым шпатом. В лейкократовых разновидностях исчезает пироксен и биотита значительно больше, чем бледно-зеленой роговой обманки, которой иногда совсем не бывает. В отношении структуры как меланократовые, так и лейкократовые разновидности очень похожи на описанные выше кварцевые сиенито-диориты.

Жильные породы диоритового и гранитного составов

При геологическом описании Ишимского массива неоднократно упоминались небольшие дайки различных горных пород. Эти дайки, имея мощность от 0,5 до 10 м, по простиранию прослеживаются всего на несколько десятков метров. Непосредственные контакты их с вмещающими породами обычно не видны из-за плохой обнаженности. По мере приближения к контакту многие жильные породы становятся более мелкозернистыми, но во вмещающих породах вблизи дайки никаких изменений не заметно.

Среди жильных пород петрографически и в возрастном отношении выделяются три группы.

1. Спессартиты, диоритовые порфириты и жильные кварцевые диориты.

2. Жильные граниты, аплиты и пегматиты гранитного состава.

3. Сиенит-аплиты и щелочные сиенитовые порфиры.

Дайки спессартитов и диоритовых порфиритов распространены больше всего. Они находятся как в интрузивных нефелиновых сиенитах, так и во вмещающих эпидейцитовых порфирах, туфах и ортоговиках. Дайки гранит-аплита, по-видимому, более молодые. Находятся они только в монцонитах и во вмещающих породах. В районе пункта XIV, севернее Братолюбивской дороги, видно непосредственное пересечение дайкой аплита дайки жильного кварцевого диорита.

Сиенит-аплиты имеют, по-видимому, различное происхождение и, соответственно, различны по возрасту. В некоторых местах они связаны с гранит-аплитами, но в большинстве случаев вместе со щелочными сиенитовыми порфирами они находятся в нефелиновых сиенитах и генетически, возможно, связаны с последними. Некоторые описанные ниже петрографические особенности сиенит-аплитов косвенно указывают на это.

О генетической связи жильных пород диоритового и гранитного состава трудно сказать что-либо определенное. Они могут быть связаны либо с более молодой интрузией монцонитов, либо с диоритами и сиенито-диоритами, которые развиты за пределами массива.

Спессартиты, диоритовые порфириты и жильный кварцевый диорит

Эти жильные породы составляют, несомненно, одну генетическую группу, так как существуют все промежуточные типы и, вероятно, постепенные переходы между ними. Состоят они из одних и тех же минералов и различаются между собой только по структуре и относительному количеству цветного минерала.

Спессартиты по внешнему виду очень однородные, меланократовые породы темно-серого цвета. В лупу можно рассмотреть, что преобладающим минералом в них является черная роговая обманка



Фиг. 36. Спессартит. Призматически-зернистая структура. Преобладание игольчатых кристаллов роговой обманки над плагиоклазом. Обр. 145, между п. X и X1. Без анализатора, увел. 20

в виде мельчайших игольчатых кристаллов. Иногда заметны отдельные более крупные (до 1,0 мм в длину) иголки амфибола и небольшие (2-3 мм) скопления розового полевого шпата.

Под микроскопом лампрофиновый облик породы виден отчетливо. Спессартиты состоят существенно из зеленой или буровато-зеленой роговой обманки (50-60% всего объема горной породы) и серицитизированного плагиоклаза (30-40%). В небольшом количестве присутствуют кварц, магнетит, апатит, хлорит, кальцит, сфен, гранат и в некоторых образцах калиевый полевой шпат.

Роговая обманка всегда находится в призматических, достаточно хорошо образованных кристаллах 0,6-0,8 мм в длину и 0,1-0,2 мм в толщину. Окраска роговой обманки не вполне одинаковая; в центре - буровато-зеленая по Ng, зеленовато-бурая по Nm и бледно-зеленовато-желтая по Np, по краям зерен - голубовато-зеленая по Ng, зеленая по Nm и почти бесцветная по Np. Плеохроизм всегда хорошо заметен. Двупреломление доходит до 0,020. Угол погасания $cNg = 17-20^\circ$. Часто наблюдаются двойники $B = \perp (100)$.

Плагиоклаз в спессартитах находится в короткопризматических или толстотаблитчатых зернах, размером до 0,3 мм, менее идиоморфных, чем зерна амфибола. Плагиоклаз почти полностью разложен в буроватый без анализатора серицит-пелитовый агрегат. Нередко сохраняются только следы первоначального двойникового строения зерна, следы зональности и т.д. Самые периферические части зерен иногда бывают не разложены. Плагиоклаз в этих частях – альбит или альбит-олигоклаз (15–22% Δn), судя по максимальным углам симметричного погасания в зоне \perp (010) и показателю преломления. О составе плагиоклаза большей части зерна судить трудно: только в двух случаях удалось установить, что плагиоклаз в центре является андезином (34 и 37% Δn).

Кварц присутствует постоянно, но в ничтожном количестве (менее 5%). Его мелкие ксеноморфные зерна зажаты между зернами плагиоклаза. Возможно, кварц является вторичным (эпимагматическим) минералом, так же как хлорит и кальцит, которые занимают в горной породе примерно такое же положение.

Структура спессартитов типичная призматически-зернистая, т.е. лампрофировая (фиг. 36). В спессартите из краевой части дайки структура несколько иная. Здесь иголки роговой обманки мельче и более удлиненные (0,3–0,5 мм в длину и менее 0,05 мм в толщину). Толстотаблитчатые зерна плагиоклаза имеют примерно такие же размеры (до 0,3 мм). Плагиоклаз не серицитирован, а полностью альбитизирован, но в нем много скоплений эпидот-доизитовых минералов в виде почти скрытокристаллических агрегатов.

О химическом составе спессартита Ишима можем судить из результатов полного анализа, проведенного в химической лаборатории Ленинградского горного института аналитиком Н. А. Жирновой (в %):

SiO ₂	47,89	MgO	7,01
TiO ₂	1,04	CaO	8,98
Al ₂ O ₃	17,38	Na ₂ O	3,08
Fe ₂ O ₃	3,87	K ₂ O	3,13
FeO	5,11	H ₂ O+110°	0,26
MnO	0,18	П.п.п.	2,05

С у м м а . . . 100,14

Вычисленные отсюда числовые характеристики и дополнительные параметры:

a	11,3	f'	36,5	Q	-16,7
c	6,1	m'	45,0	a/c	1,85
b	26,6	c'	18,5		
S	56,0	n	60		

Такой состав очень близок к среднему составу спессартитов по Дели, хотя и отличается от него несколько большей величиной b . Количественно-минеральный анализ двух шлифов из этого же образца дал такие результаты (в %):

Роговая обманка	43,0	40,6
Плагиоклаз	53,0	44,3
Магнетит	2,9	0,6
Апатит		
Эпидот	1,1	0,1
Лейкоксен		
Хлорит	-	4,3
Кальцит	-	1,0
Кварц	-	2,6

Диоритовые порфиры макроскопически отличаются от спессартитов более светлой окраской и ясно выраженной порфировой структурой. Это мезократовые полифировые породы, в которых даже невооруженным глазом легко рассмотреть многочисленные отдельные кристаллы черной роговой обманки и сравнительно немногочисленные толстотаблитчатые фенокристаллы белого или розовато-белого полевого шпата в светло-серой тонкозернистой или неразличимо-зернистой основной массе. Кристаллы роговой обманки составляют до $1/3$ всего объема горной породы. Размеры их колеблются в широких пределах - 0,8 - 5 мм в длину и 0,1-1,0 мм в толщину, но более или менее одинаковы в одном образце. Вкрапленники полевого шпата имеют около 1-3 мм в поперечнике. В некоторых образцах они отсутствуют. Расположение игольчатых вкрапленников роговой обманки обычно беспорядочное, но иногда линейно-параллельное.

Под микроскопом видно, что диоритовые порфиры состоят из буровато-зеленой роговой обманки и разложенного плагиоклаза. Количество роговой обманки здесь не превышает 20-30% всего объема горной породы.

Количественно-минеральный анализ трех образцов показал следующее соотношение между вкрапленниками и основной массой (в %):

Вкрапленники плагиоклаза	Вкрапленники роговой обманки	Основная масса
9,0	22,5	65,5
25,5	18,5	52,0
0,5	37,9	61,6

Роговая обманка находится только в виде порфировых выделений, хорошо образованных призматических кристаллов. По оптическим свойствам она обычно совершенно такая же, как и в спессартитах. В наиболее крупных кристаллах она явно зональная. Обычная буровато-зеленая окраска по N_g наблюдается здесь только в периферических зонах. В центре находится более бледно окрашенный

амфибол, отличающийся по оптическим свойствам. Исследования нескольких таких зональных кристаллов роговой обманки показали, что в центре $cNg = 16-17^\circ$, по краям $cNg = 14-15^\circ$; в центре $-2V = 85-87^\circ$, по краям $-2V = 71-75^\circ$; в центре $Ng-Np = 0,012-0,015$, а по краям - до $0,018$.

Плагиоклаз целиком слагает основную массу диоритовых порфиритов и находится в порфиритовых выделениях. О составе плагиоклаза в основной массе судить трудно. Он либо полностью альбитизирован, либо полностью замещен серицит-пелитовым агрегатом. Сохранившиеся в отдельных случаях реликты зонального строения мелких (0,1-0,2 мм) зерен плагиоклаза в основной массе позволяют предполагать, что и здесь он имел состав андезина или олигоклаза-андезина. В порфировых вкрапленниках плагиоклаз тоже большей частью полностью замещен серицит-пелитовым агрегатом, но в некоторых образцах вкрапленники замещены частично, и сохраняются участки плагиоклаза основного и среднего состава, в центральной части - лабрадора с 52-55% ΔAn , а в периферической, сравнительно узкой зоне - андезина с 33-38% ΔAn .

Второстепенных минералов, если не считать серицит-пелитовых продуктов разложения плагиоклаза, в диоритовых порфиритах немного. Из аксессуарных минералов встречаются магнетит и апатит в виде отдельных относительно крупных зерен, имеющих вид порфировых вкрапленников. В основной массе магнетита и апатита нет. Вторичные минералы, такие как хлорит, эпидот, кальцит, иногда встречаются в основной массе, образуя небольшие скопления. В основной массе находится также небольшое количество кварца и иногда калиевого полевого шпата.

Структура диоритовых порфиритов довольно разнообразна. В зависимости от количественного соотношения вкрапленников роговой обманки и плагиоклаза и от степени кристалличности основной массы можно выделить несколько разновидностей. Когда в горной породе мало фенокристаллов плагиоклаза, основная масса более кристаллична и состоит целиком из идиоморфных, мелких (до 0,1-0,2 мм), толстотаблитчатых зерен плагиоклаза. В диоритовых порфиритах, богатых вкрапленниками плагиоклаза, структура основной массы микроаллотриоморфнозернистая, близкая к фельзитовой.

О валовом химическом составе диоритовых порфиритов можно судить по результатам полного анализа, проведенного в химической лаборатории Ленинградского горного института в 1937 г. (в %):

SiO ₂	56,97	MgO	2,51
TiO ₂	0,84	CaO	6,10
Al ₂ O ₃	18,14	Na ₂ O	4,16
Fe ₂ O ₃	3,01	K ₂ O	3,60
FeO	2,87	H ₂ O ⁺	0,27
MnO	0,05	П.п.п.	1,71

Сумма ... 100,23

Вычисленные отсюда числовые характеристики и дополнительные параметры такие:

a	14,9	f'	45	Q	-0,4
c	5,2	m'	35	a/c	2,86
b	12,6	c'	40		
S	67,3	n	64		

Химический состав диоритового порфирита, следовательно, сильно отличается от состава спессартита. Он близок к среднему составу диорита по Дели, но в нем немного больше щелочей (больше характеристика *a*) и меньше железо-магнезиальных компонентов.

Жильные кварцевые диориты встречаются вместе с диоритовыми порфиритами только к северу от Братолюбовской дороги около пункта XIV. Условия залегания и взаимоотношения между этими породами выяснить там не удалось. Привлекает внимание то, что описываемые породы находятся там в непосредственной близости от рассмотренных ранее кварцевых диоритов интрузивного облика. Некоторые общие черты у этих двух пород, несомненно, есть, но имеются и существенные различия, главным образом в структуре.

Макроскопически жильные кварцевые диориты представляют довольно темные мелкозернистые или даже среднезернистые породы, состоящие из призматических зерен черного амфибола и таблитчатых или короткопризматических зерен белого полевого шпата. Кварц без микроскопа не заметен. Текстура массивная, но в отдельных образцах заметно линейно-параллельное расположение иголок амфибола.

Под микроскопом видно, что описываемая порода состоит из обыкновенной роговой обманки (28,8%), плагиоклаза (51,0%) и кварца (7,5%). В очень небольшом количестве (5,25%) находится калиевый полевой шпат. Акцессорные минералы - магнетит (4,7%), апатит (0,25%) и сфен (2,6%). Вторичные минералы представлены серицитом, частично или полностью замещающим плагиоклаз, и хлоритом, развивающимся внутри некоторых зерен роговой обманки или образующим небольшие скопления между зернами плагиоклаза. В тонкочешуйчатом агрегате серицита различимы мельчайшие зернышки клиноцоизита. Более крупные зерна этого минерала изредка попадают в скоплениях хлорита.

Роговая обманка в жильных кварцевых диоритах буровато-зеленая, такая же, как и в диоритовых порфиритах. В наиболее крупных (до 2-3 мм) зернах, похожих на порфириновые выделения, роговая обманка явно зональная. Буровато-зеленая окраска по Ng и Nm наблюдается только по краям зерна. В центральной его части окраска зеленая по Ng и зеленая с едва заметным буроватым оттенком по Nm. По краям многих зерен густо окрашенная роговая обманка переходит в бледно-зеленый актинолит.

Плагиоклаз всегда немного зональный. В узкой периферической зоне плагиоклаз - олигоклаз или альбит-олигоклаз. Состав плагиоклаза в центральной, большей части зерен, судя по макси-

мальным углам симметричного погасания в зоне \perp (010), отвечает составу андезина (35–40% $!An$). Из-за сильной серитизации состав плагиоклаза может быть определен в немногих зернах.

Кварц и калиевый полевой шпат, слегка пелитизированный с небольшим количеством пертитовых вростков, находятся всегда в виде резко ксеноморфных зерен между зернами плагиоклаза и амфибола.

Структура жильных кварцевых диоритов типичная гипидиоморфно-зернистая с выдержанным порядком идиоморфизма: роговая обманка – плагиоклаз – кварц. Некоторые толстотаблитчатые зерна плагиоклаза заметно крупнее остальных зерен (до 3–4 мм) и выделяются из массы, состоящей из более или менее одинаковых, мелких (до 0,5–0,7 мм) зерен плагиоклаза и роговой обманки. Поэтому структура иногда приближается к порфиroidной.

Жильные граниты, гранит-аплиты и гранитные пегматиты

Дайки этих пород встречены среди ортороговиков, эпилейцитовых порфиров и монзонитов на восточном склоне "Каменного бугра". Между гранитами, аплитами и пегматитами непосредственно можно было видеть постепенные переходы, так как все эти горные породы находились в одной дайке. Кроме того, в некоторых участках этой же дайки исчезает кварц, и гранит-аплит постепенно переходит в сиенит-аплит.

Граниты. Указанные дайки сложены главным образом аплитами гранитового состава, и только в двух дайках встречены участки типичного роговообманкового гранита. Это лейкократовая, среднезернистая порода светло-розового цвета, состоящая из розовато-белого полевого шпата, серовато-белого кварца и небольшого количества бледно-зеленовато-серого цветного минерала. Под микроскопом видно, что полевой шпат представлен как пелитизированным микроклин-пертитом, так и олигоклазом. Цветным минералом является бледно окрашенный амфибол и иногда светло-зеленоватый моноклинный пироксен, частично замещенный роговой обманкой. Акцессорные минералы – сфен, магнетит и апатит – присутствуют в относительно большом количестве.

Количественные соотношения главных минералов варьируют даже в образцах, взятых из одной дайки. Калиевый полевой шпат всегда резко преобладает над олигоклазом, составляя не менее 50–60% всего объема горной породы. Содержание кварца в среднем 20–30%, но иногда несколько меньше. Количество цветных и акцессорных минералов в сумме не превышает 10%.

Калиевый полевой шпат всегда пелитизирован. В одной дайке он посвежее и почти не содержит пертитов; в другой, наоборот, калиевый полевой шпат сильно побуревший и более чем наполовину замещен совершенно прозрачным альбитом в виде типичных жилковатых и пятнистых пертитов замещения. Неотчетливо видимая иногда "микроклиновая решетка" позволяет относить калиевый полевой шпат к микроклину.

Плагиоклаз в разных образцах несколько различный в зависимости от характера калиевого полевого шпата. Там, где альбитизация проявляется слабо, наблюдается явно зональный плагиоклаз. Судя по максимальным углам симметричного погасания в зоне \perp (010), центральная и большая часть зерен представлена олигоклазом (22–27% An), сильно замещенным серицит-пелитовым агрегатом. Узкая периферическая зона представлена альбитом (13–19% An). В другой дайке вместе с сильно альбитизированным микроклином находится однородный альбит-олигоклаз (17–20% An).

Роговая обманка имеет бледно-зеленую окраску по Ng ; по Nm заметен слабый буроватый оттенок, а по Np окраска бледно-желтая. Величина двупреломления $\text{Ng-Np} = 0,018$; $\text{cNg} = 18$. Из аксессуарных минералов преобладает сфен, неправильные зерна которого вместе с призмочками апатита и зернами магнетита образуют скопления.

Структура жильных гранитов либо типичная глипидиоморфнозернистая, либо приближается к аллитовой. В той дайке, где нет заметной альбитизации микроклина, наблюдается резкое различие в степени идиоморфизма главных минералов в обычной для гранитов последовательности: роговая обманка – олигоклаз – микроклин – кварц. Местами зерна микроклина не крупнее зерен других минералов, и плагиоклаз и роговая обманка находятся в них в виде пойкилитовых включений. В другой дайке сильно альбитизированный калиевый полевой шпат и кварц в равной степени идиоморфны, или даже кварц, находясь в округлых зернах, несколько идиоморфнее полевого шпата. В отличие от аллитовой структуры плагиоклаз и цветной минерал здесь резко идиоморфнее микроклина и кварца.

Гранит-аплиты. По внешнему виду описываемые аплиты гранитного состава довольно разнообразны. В одних дайках это белые, серовато-белые мелкозернистые и даже среднезернистые породы, в других – розовые, розовато-белые. В мелкозернистых разновидностях минералы различимы только в лупу.

Минеральный состав аплитов обычный. Они состоят из более или менее иелтитизированного микроклин-пелтита (до 40–50%), олигоклаза (20–30%) и кварца (20–30%). Цветной минерал либо полностью отсутствует, либо встречаются редкие, мелкие (менее 0,2 мм), идиоморфные, но не особенно хорошо образованные кристаллы бледно-окрашенного в голубоватых тонах амфибола. Сфен, магнетит, апатит и циркон – обычные аксессуарные минералы. Небольшое количество серицита находится в центральных частях зерен плагиоклаза.

Амфибол в одних случаях однородный, в других – зональный, причем отчетливая голубая или голубовато-фиолетовая окраска наблюдается только по краям зерен. В центре окраска обычная зеленая. Оптические свойства амфибола: $\text{Ng-Np} = 0,010-0,012$; $\text{cNg} \approx 10$. Такие свойства ближе всего к свойствам несколько щелочного амфибола из глаукофан-кросситового ряда.

Структура рассматриваемых пород типично аплитовая, но иногда плагиоклаз несколько идиоморфнее калиевого полевого шпата и кварца, и структура приближается к гранитовой.

Пегматиты, как уже указывалось, находятся в виде небольших участков в дайках гранит-аплитов и постепенно переходят в последние. Переход этот заключается в резком увеличении размера зерен, в появлении графических прорастаний полевого шпата кварцем и в увеличении количества кварца. В некоторых участках молочно-белый или светло-серый кварц составляет до 50% всего объема горной породы. Обычно кварц выполняет промежутки между крупными, измеряемыми сантиметрами, кристаллами розового полевого шпата и лишь частично образует в них графические прорастания. Дайка гранит-аплита, вблизи пегматоидных участков в ней, пересекается жилами молочно-белого кварца, по виду совершенно того же, как в пегматитах.

Минеральный состав пегматоидных участков в дайках гранит-аплита исключительно простой. Кроме кварца и калиевого полевого шпата в некоторых местах попадаются довольно крупные (до 2-3 мм) призматические, но не особенно хорошо образованные кристаллы бледно окрашенного амфибола. Оптические свойства его показывают, что это тот же амфибол, который встречался в жильных гранитах и аплитах. Калиевый полевой шпат в пегматите представлен микроклином с грубыми пертитовыми вростками альбита. Неотчетливая "микроклиновая решетка" видна в некоторых кристаллах. Пелитизация калиевого полевого шпата слабая и неравномерная. В некоторых зернах в микроклине встречаются пойкилитовые включения идиоморфных зерен (размером до 0,5 мм) сильно серитизированного олигоклаза, окруженного чистой альбитовой каемкой. Из аксессуарных минералов встречались единичные, мелкие (0,1-0,2 мм), неправильные зерна магнетита и циркона. Характерные для гранитных пегматитов слюды и пневматолитовые минералы не встречались.

Сиенит-аплиты и щелочные сиенитовые порфиры

Небольшие дайки мелкозернистых, иногда порфиroidных белых, светло-розоватых или розовых пород, состоящих из одного или почти из одного калиевого полевого шпата, встречались как вблизи даек гранит-аплита, так и в других местах Ишимского массива. Микроскопическое изучение этих жильных пород показывает, что среди них нужно различать по крайней мере два типа. Мелкозернистые розовые породы представляют собой типичные сиенит-аплиты, генетически связанные с гранит-аплитами. Как уже указывалось, некоторые из них образуют лишь участки в дайках гранит-аплита, другие, хотя и залегают в виде самостоятельных даек, но находятся тоже вблизи гранит-аплитовых жил.

Порфиroidные, белые, иногда светло-розовые породы являются типичными лейкократовыми сиенитовыми порфирами или микросиенитами. В некоторых образцах цветной минерал в них отсутствует, и они приближаются к сиенит-аплитам, но все же под микроскопом совершенно не походят на сиенит-аплиты, связанные с гранит-аплитами.

Сиенит-аплиты, связанные с гранит-аплитами и непрерывно переходящие в последние, состоят в сущности из одного сильно пелитизированного калиевого полевого шпата в виде неправильных аллотриоморфных зерен размером 0,3–0,5 мм. В очень небольшом количестве в них находится рудный минерал, иногда кварц и серицитизированный олигоклаз. Альбит почти отсутствует.

Сиенитовые порфиры, наоборот, состоят из слабо пелитизированного калиевого полевого шпата и совершенно свежего альбита примерно в одинаковых количествах. Калиевый полевой шпат с многочисленными пертитовыми вростками альбита образует отдельные крупные таблитчатые зерна размером до 2–3 мм, играющие роль порфировых выделений, и находится в виде более мелких (0,3–0,5 мм) аллотриоморфных зерен в основной массе. Альбит в виде агрегата значительно более мелких табличек (0,1–0,2 мм) развивается между зернами калиевого полевого шпата, частично замещая их. В единичных случаях в крупных порфировых вкраплениях калиевого полевого шпата находятся включения идиоморфных зерен (0,2–0,3 мм) зонального олигоклаза. Такой же зональный плагиоклаз образует иногда и самостоятельные порфировые выделения, несколько более мелкие (до 1–1,5 мм), чем выделения калиевого полевого шпата. Состав плагиоклаза в центральной и большей части этих выделений отвечает олигоклазу. Судя по углам максимального симметричного погасания в зоне \perp (010), содержание анортитовой молекулы в центре достигает 25–27%, но по краям он всегда является почти чистым альбитом (до 10% Ап). В основной массе олигоклаз не был обнаружен. Очень характерной особенностью описываемых пород является присутствие в них щелочного пироксена. Иногда это отдельные, неправильные, но более или менее идиоморфные зернышки ярко-зеленого эгирин-диопсида или сростки нескольких таких зернышек. Иногда это реакционные каймы вокруг совершенно бесцветного диопсида. В некоторых зернах диопсид замещен бледно окрашенным бурым биотитом.

Мелкозернистые белые микросиениты под микроскопом обнаруживают обычно большое сходство с описанными сиенитовыми порфирами, но в них иногда отсутствуют и олигоклаз, и щелочный пироксен.

Некоторые розовые микросиениты или сиенит-аплиты, возможно, близки к либнеритовым сиенитам. В них довольно много рудного минерала, образующего как бы псевдоморфозы по ксеноморфным зернам какого-то цветного минерала, и иногда находятся скопления бесцветной слюды (либнерита). Последние, однако, не имеют вида псевдоморфоз по нефелину.

Глава 7. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ИШИМСКОГО МАССИВА

Контактовое воздействие интрузии нефелиновых сиенитов на более древние вулканические и осадочные породы привело к образованию следующих метаморфических пород:

- 1) ортороговиков, возникших из фонолитовых порфиров и их туфов;
- 2) парароговиков, образовавшихся, вероятно, из песчаников;
- 3) "металпорфиритов", встречающихся только в виде ксенолитов внутри массива нефелиновых сиенитов и возникших из каких-то вулканических пород основного состава, первичная природа которых еще не может быть выяснена.

Ортороговики являются самыми характерными для Ишимского массива контактово-метаморфическими породами и развиты очень широко. "Металпорфириты" тоже, по-видимому, распространенные породы, особенно в северной части массива. Парароговики встретились только в единичных случаях.

Ортороговики

Эти породы находятся как внутри массива нефелиновых сиенитов в виде ксенолитов различного размера, так и среди эпидейцитовых порфиров преимущественно вблизи контакта с интрузией.

Сплошного, значительного контактового ореола вокруг интрузии нефелиновых сиенитов, по-видимому, нет. Однако возможно, что в некоторых местах зона ороговикования имеет ширину менее 1 м и не может быть обнаружена из-за плохой обнаженности. В тех единичных случаях, когда непосредственно в обнажениях был виден контакт нефелиновых сиенитов с эпидейцитовыми порфирами, последние превращены в ортороговики, но даже на небольшом удалении от контакта они встречаются в неизменном состоянии. В других случаях ортороговики непрерывно прослеживаются вдоль контакта и слагают довольно значительные площади, как, например, около пункта VI ("Каменный бугор").

Таким образом, геологические условия нахождения ортороговиков показывают, что перекристаллизация в них эпидейцитовых порфиров не являлась просто контактово-термальным метаморфизмом, а сопровождалась, по-видимому, некоторыми метасоматическими процессами и поэтому развивалась неравномерно.

В поле некоторые ортороговики трудно отличить от менее измененных эпидейцитовых порфиров, и, поскольку существует постепенный переход между этими породами, границы зоны ороговикования на геологической карте показаны до некоторой степени условно.

Макроскопическое описание

Ортороговики однообразные, тонко- или мелкозернистые, серые горные породы, хотя некоторые различия в степени зернистости и в относительном количестве цветных минералов в них могут быть замечены даже без микроскопа. Тонкозернистое, плотное, монокристаллическое сложение характерно для большей части описываемых пород. Обычно они обладают массивной текстурой и ровным грубообломистым изломом. Несмотря на весьма своеобразный, как увидим далее, минеральный состав, эти породы, более чем какие-либо иные, имеют "роговиковый облик", т.е. по внешнему виду совершенно аналогичны типичным кварц-биотитовым роговикам из самых различных мест.

Немало отличаются ортороговики с повышенным содержанием цветного минерала, слагающие вместе с другими разновидностями описываемых пород "Каменный бугор". Это несколько более зернистые темно-серые и даже черные породы с неровным, шероховатым изломом. Такой же неровный излом имеют и наиболее зернистые ("сиенитовидные") ортороговики, встречающиеся главным образом в виде ксенолитов в нефелиновых сиенитах. Иногда такие ортороговики могут быть неоднородными или пятнистыми, так как в них выделяются округлые или неправильные изометрические участки, лишенные цветных минералов. По внешнему виду эти породы уже близки к описанным ранее пятнистым псевдолейцитовым сиенитам.

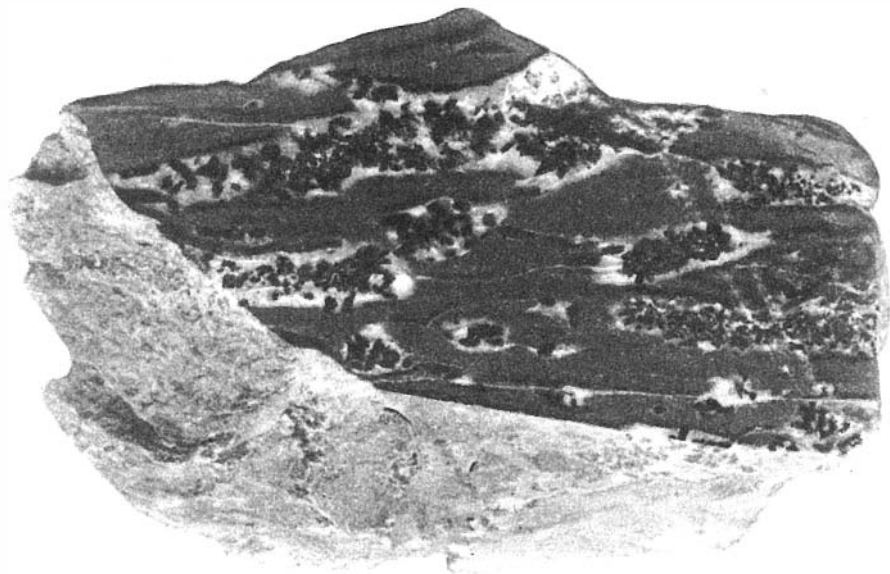
Неоднородность, т.е. наличие округлых светлых участков размером в несколько миллиметров, изредка наблюдается и у обычных тонкозернистых или афанитовых ортороговиков, которые благодаря этому уже трудно отличить от неизмененных эпидейцитовых порфиров.

Очень характерной особенностью внешнего вида некоторых ортороговиков является директивная текстура, т.е. неясно выраженная полосчатость и отчасти кристаллизационная сланцеватость, хорошо видимая даже без микроскопа. Если в этом случае ортороговик обладает еще и пятнистостью, то вместо округлых светлых участков наблюдаются линзовидные, неясно очерченные участки, лишенные цветных минералов. Иногда это лишь неотчетливые, быстро выклинивающиеся светлые полосы.

Ортороговики с кристаллизационной сланцеватостью могут быть массивными, но часто они грубо рассланцованы и имеют гнейсовидный облик.

В отдельных образцах ортороговиков много небольших (1-3 мм) порфиробласт цветного минерала (амфибола), распределяющихся обычно кучками. Иногда эти порфиробласты скапливаются в светлых линзовидных участках (фиг. 37).

Ортороговики очень часто, особенно если они находятся в виде ксенолитов, пересекаются тонкими жилками, состоящими из калиевого полевого шпата и нефелина в зернах более 2-3 мм.



Фиг. 37. Ортороговик, образовавшийся по рассланцованному эпидейцитовому порфиру. В светлых линзовидных участках (деформированных эпидейцитах) кучками развиваются порфиробласты амфибола. Приполированная поверхность. Обр. 234, около п. VIII. Натур. вел.

Мошность этих жилок бывает менее 1 см, но иногда измеряется несколькими сантиметрами. Жилки идут по всем направлениям, но преимущественно совпадают с общим направлением кристаллизационной сланцеватости. В более мощных жилках находится обычный среднезернистый нефелиновый сиенит с гипидиоморфной структурой.

Микроскопическое описание

Под микроскопом видно, что ортороговики состоят приблизительно из тех же минералов, что и нефелиновые сиениты, но количественные соотношения их здесь могут быть самыми различными. Нефелина в данных контактово-метаморфических породах немного. Во многих разновидностях его совсем нет, а там, где он присутствует, узнать его нелегко, особенно в самых тонкозернистых породах. Хорошо узнается нефелин только в тех округлых или линзовидных участках, которые почти лишены цветных минералов и поэтому заметны макроскопически.

Ортороговики состоят преимущественно из калиевого полевого шпата и какого-либо цветного минерала (зеленого биотита, щелочного амфибола или цироксена). Эти минералы составляют более

2/3 всей массы горной породы, но количество цветного минерала в них сильно варьирует. Кроме указанных минералов в небольших количествах иногда присутствуют гранат, скаполит, канкринит, апатит, флюорит, анальцим, кальцит, эпидот, везувиан и корунд.

Общей особенностью всех ортороговиков является их типичная для роговиков вообще микрогранобластовая, мозаичная (роговиковая) или микролепидогранобластовая структура.

В отношении текстуры эти породы довольно разнообразны. Могут быть разновидности с массивной, полосчатой, пятнистой и гнейсовидной текстурой.

Под микроскопом среди ортороговиков хорошо различаются три типа.

1. Микрозернистые, массивные, полосчатые и гнейсовидные ортороговики с канкринитом и скаполитом.

2. Мелкозернистые ("сиенитовидные"), массивные ортороговики того же состава.

3. Мелкозернистые, меланократовые, преимущественно пироксен-полевошпатовые ортороговики, встречающиеся только около пункта VI ("Каменный бугор").

Третий тип наиболее обособлен, так как первые два различаются только по степени зернистости, и, по-видимому, связаны взаимными переходами. Во всяком случае имеются разновидности, занимающие промежуточное положение между первым и вторым типами.

Ортороговики первого типа распространены более, чем какие-либо другие, и разнообразны как по текстуре, так и по присутствию второстепенных минералов. Общей особенностью их является очень незначительная степень зернистости. Зернышки главных минералов (полевого шпата и биотита) здесь обычно меньше 0,1 мм.

Калиевый полевой шпат находится в изометрических или несколько удлинённых в направлении кристаллизационной сланцеватости зернышках. Очертания их округлые или полигональные. Размеры колеблются от 0,05 до 0,1 мм. Калиевый полевой шпат свежий и однородный, без какой-либо помутнелости.

Нефелин часто отсутствует или присутствует только в округлых и линзовидных участках там, где нет цветного минерала. Иногда нефелин совершенно свежий и выделяется из массы полевого шпата только по показателю преломления. Однако чаще он помутнёлый, частично или полностью замещённый неразличимыми высокодвупреломляющими продуктами разложения.

Биотит обычно зелёный или буровато-зелёный. В некоторых образцах встречается желто-бурый или зеленовато-бурый, а также лепидомелан, плеохроирующий до чёрного по Ng и Nm. Формы и размеры табличек биотита варьируют в широких пределах. Главная масса его находится в виде мелких (0,05–0,1 мм) изометрических или толстотаблитчатых индивидов, но почти в каждом шлифе наряду с ними можно встретить и более крупные (0,2–0,4 мм) неправильные таблички с извилистыми очертаниями и пойкилитовыми вростками

полевого шпата. По оптическим свойствам биотит в крупных и мелких табличках одинаков.

Щелочный амфибол имеет еще более разнообразные формы, чем биотит. Изометрические зернышки для него менее характерны. Чаще это призмочки, не имеющие, однако, правильных ограничений. Длина их не превышает 0,3, а толщина 0,1 мм. Более крупные зерна имеют уже неправильные извилистые очертания и, увеличиваясь в размерах, становятся порфиробластовыми, переполненными пойкилитовыми включениями полевого шпата. По виду щелочной амфибол в описываемых ортороговиках не отличается от гастингсита нефелиновых сиенитов. Он всегда густо окрашен вплоть до черного по N_g , зелено-желтого по N_m и зеленого по N_p ; $cN_g \approx 18^\circ$; $N_g - N_p = 0,015$. Более точно определить оптические свойства амфибола в ортороговиках первого типа невозможно из-за небольшой величины зерен.

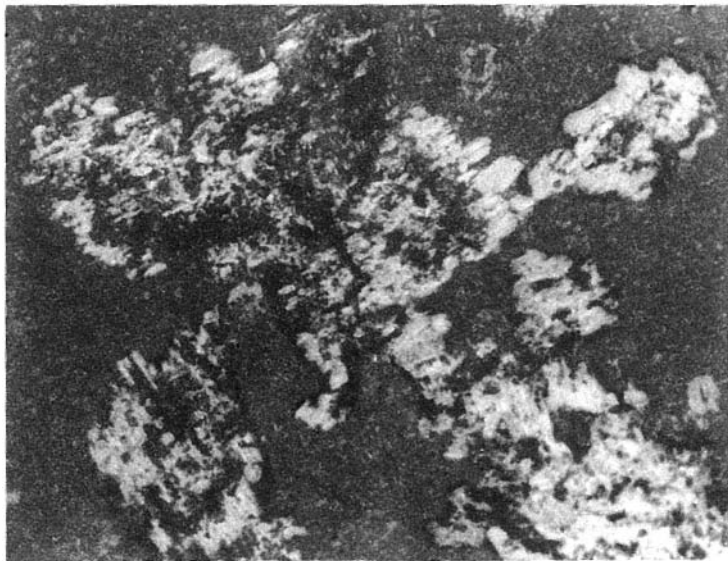
Гранат наблюдается только в виде относительно крупных (до 0,5 мм) изометрических зерен с неправильными, извилистыми очертаниями. Эти зерна, кроме того, образуют сростки, но распределение этих сростков в горной породе более или менее равномерное. Так же как и в нефелиновых сиенитах, гранат окрашен, но только в желтовато-бурый цвет. Красновато-бурая окраска не наблюдалась.

Скаполит — очень характерный и широко распространенный второстепенный минерал в ортороговиках первого типа. Он развивается в виде плохо образованных "ситовидных" порфиробласт размером до 1–2 мм. Порфиробласты имеют извилистые очертания и переполнены пойкилитовыми включениями полевого шпата и биотита (фиг. 38). Оптические свойства и, соответственно, состав скаполита в описываемых породах варьирует в широких пределах. В отличие от скаполита, встречающегося в нефелиновых сиенитах, здесь он всегда более кальцевый. Судя по величине двупреломления (0,015–0,025), содержание мейонитового компонента варьирует от 30 до 80%.

Канкринит встречается реже, чем скаполит. Его мелкие (до 0,1–0,2 мм), неправильные, ксенобластовые зерна образуют небольшие скопления, цепочки и полосы вдоль направления кристаллизационной сланцеватости. Иногда канкринит вместе с помутневшим нефелином находится в линзовидных участках, где нет цветного минерала. Низкий показатель преломления (меньше 1,54) позволяет легко отличить этот минерал от похожего на него скаполита.

Кальцит встречается редко и только в образцах, богатых канкринитом. Его ксенобластовые зерна тоже образуют скопления.

Анальцим в ортороговиках первого типа обнаружен только в единичных случаях. Зерна его находятся между полевошпатовыми зёрнами. Иногда он образует закономерные сростки с полевым шпатом, напоминающие дактилоскопические, но значительно более тонкие.



Фиг. 38. Порфиробласты скаполита в ортороговике первого типа. Скаполит переполнен пойкилитовыми включениями полевого шпата и биотита. Порфиробласты имеют "ситовидные" или "лапчатые" очертания. Обр. 294, северный склон "Каменного бугра" (п. VI). Николи скрешены, увел. 25

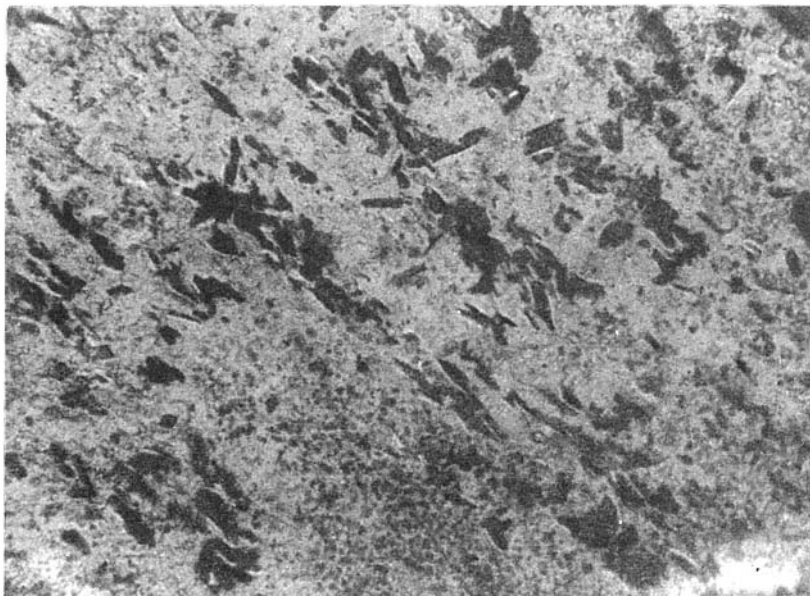
Эпидот или, вернее, клиноциозит наблюдался в нескольких случаях. Он полуразложен, с двупреломлением 0,015–0,020. Характерно, что вместе с эпидотом гастингсит не встречался, а биотит имел красновато-бурую окраску.

Мусковит или какая-то другая бесцветная слюдка нередко находится в скоплениях вместе с биотитом; иногда образует тонкие секущие жилочки.

Везувиан и корунд присутствуют в единичных образцах и определяются недостаточно надежно из-за небольшой величины зерен (менее 0,1 мм). Корунд, так же как и в нефелиновых и либениритовых сиенитах, сильно разложен с образованием бесцветной слюдки.

Апатит, магнетит и флюорит являются постоянной примесью, но находятся в единичных зернах, по размеру таких же, как и зерна главных минералов, или даже крупнее. Флюорит обычно густо окрашен в фиолетовый цвет.

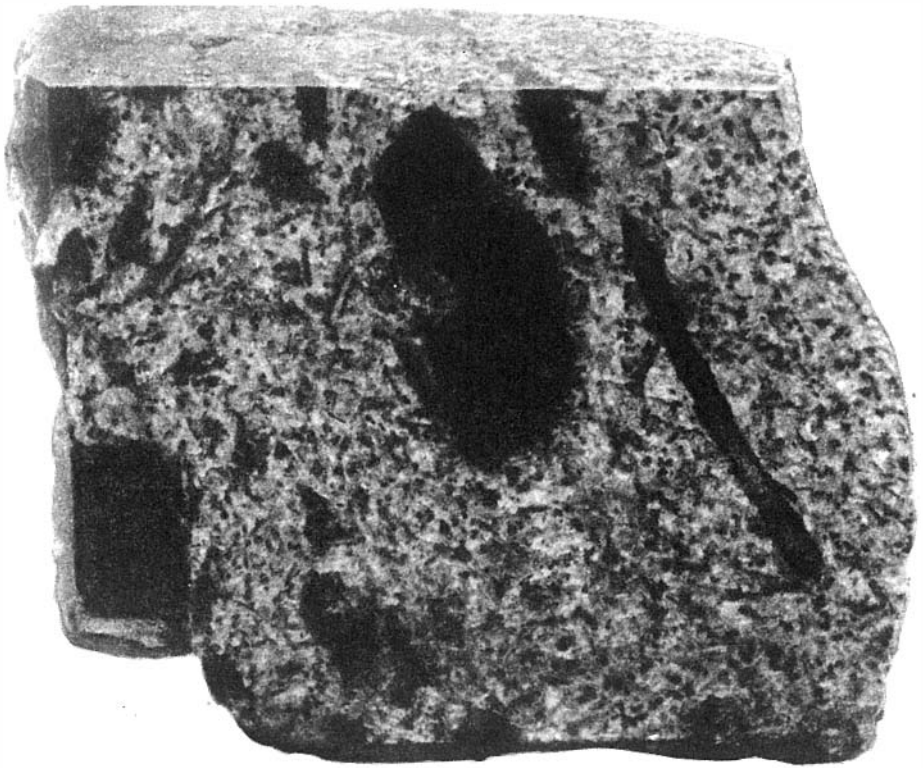
Ортороговики первого типа редко бывают совершенно равномернoзернистыми, и главные минералы в шлифе распределены тоже не совсем равномерно. В разновидностях с массивной текстурой



Фиг. 39. Гнейсовидный ортороговик первого типа. Слабо выраженная полосчатая текстура. Полоски, обогащенные более крупными табличками биотита, облекают линзовидные участки, состоящие из мелких чешуек биотита и зернышек полевого шпата и нефелина. Обр. 163-д, западнее п. X. Без анализатора, увел. 35

преобладающая по объему равномернозернистая мозаика из полевого шпата и биотита включает в себе неясно очерченные округлые участки, состоящие из более крупных, но неодинаковых по размерам и форме зерен этих же минералов. Особенно характерно, что биотит в этих участках принимает уже явно таблитчатую, но неправильную форму. Очень часто в таких участках совсем не бывает цветного минерала, или, наоборот, в центре его биотит образует сплошное скопление. Неравномернозернистость массивных ортороговиков обусловлена еще и тем, что щелочный амфибол, гранат и скаполит обычно образуют скопления зерен или концентрируются в определенных участках шлифа. Некоторые скопления биотита или нескольких цветных минералов имеют приблизительно прямоугольные очертания и, возможно, представляют собой следы фенокристаллов первоначальной породы.

В гнейсовидных и полосчатых ортороговиках участки без цветного минерала или с биотитом в более крупных табличках приобретают уже линзовидную форму, сильно растянуты в одном направлении и нередко сливаются в сплошные полоски. Эти полоски иногда даже облекают линзовидные участки с тонкозернистой мозаикой полевого шпата и биотита (фиг. 39). Кристаллизационная слан-



Фиг. 40. Ксенолиты ортороговика в среднезернистом нефелиновом сиените. Приполированная поверхность образца. Натур. вел.

цеватость в гнейсоидных и полосчатых ортороговиках проявляется неотчетливо. Даже когда директивная текстура горной породы совершенно ясная, только часть табличек биотита в полосках, линзочках и в породе в целом ориентирована субпараллельно. Значительное количество табличек сохраняет беспорядочное расположение. Раздавленность первоначальных пород существовала, по-видимому, до перекристаллизации их в ортороговики, и действие одностороннего давления прекращалось раньше окончания перекристаллизации. Однако несомненно, что перекристаллизация частично происходила в условиях механических деформаций, которые, возможно, были вызваны внедрением интрузии.

"Сиенитовидные" ортороговики второго типа состоят из тех же минералов, что и описанные выше породы, но резко отличаются от них по структуре, главным образом значительно большей зернистостью. Размер зерен главных минералов здесь достигает 0.2–0.3 мм. Под микро-

скопом этот тип ортороговиков очень похож на описанные ранее нефелиновые микросиениты с гранулитовой структурой, отличаясь от них большим содержанием цветных минералов (до 50%) и более широким развитием скаполита и канкринита. Однако главное различие между этими породами заключается все же в геологических условиях залегания. Если гранулитовые нефелиновые микросиениты нередко образуют явные жилы, секущие среднезернистые нефелиновые сиениты, то "сиенитовидные" ортороговики всегда находятся в них в виде макроскопически хорошо очерченных ксенолитов (фиг. 40) и иногда даже пересекаются жилками гранулитовых сиенитов.

В отличие от ортороговиков первого типа описываемые породы нередко содержат моноклинный щелочный пироксен, в них значительно чаще и в большем количестве присутствуют гастингсит и гранат. Разновидности, в которых цветной минерал представлен исключительно биотитом, здесь встречаются редко.

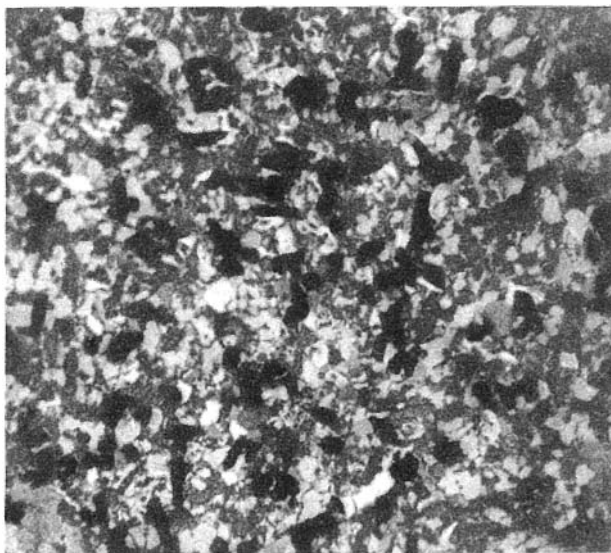
Калиевый полевой шпат в изометрических округлых зернах размером 0,1–0,3 мм не всегда является свежим и однородным. Местами он слегка пелитизирован, часто содержит немногочисленные пертитовые вроски альбита или имеет волнистое погасание.

Нефелин встречается здесь в каждом образце и легко отличается от калиевого полевого шпата по показателю преломления и характеру разложения. Помутневший и частично разложенный в высокодвупреломляющее, тонкодисперсное вещество нефелин более характерен, чем свежий. Зерна нефелина имеют такую же форму, как и у полевого шпата, или они более неправильные.

Щелочной амфибол находится в виде изометрических мелких (0,1–0,2 мм) зернышек или более крупных ксенобластовых зерен с пойкилитовыми включениями полевого шпата. Образование "лапчатых" и "решетовидных" порфиробласт наблюдается там, где содержание амфибола повышенное. Оптические свойства и густая окраска амфибола указывают, что он является гастингситом.

Моноклинный пироксен наблюдается в немногих образцах, взятых из непосредственного контакта ортороговика со среднезернистым нефелиновым сиенитом. Зерна его более крупные (до 0,5 мм), неправильные, изометрические; часто образуют сростки. Во всех случаях моноклинный пироксен имеет зеленоватую окраску, но плеохроизм заметен слабо. Оптические свойства его соответствуют свойствам диопсида, по-видимому, с небольшим содержанием эгиринового компонента.

Биотит буровато-зеленого или зелено-бурого цвета развивается в тонкотаблитчатых формах и более идиобластичен, чем другие минералы. Таблички или листочки биотита расположены беспорядочно и вырастают как в полевой шпат, так и в щелочный амфибол. В тех немногих случаях, когда биотит является единственным цветным минералом, таблички его более изометрические, а окраска преимущественно зеленая. Распределен он в горной породе равномерно.



Фиг. 41. "Сиенитовидный" ортороговик второго типа. Состоит из изометрических зернышек гастингсита, полевого шпата и нефелина. Гранобластовая (гранулитовая) структура. Обр. 302-с, около п. VII. Николи скрещены, увел. 20

Гранат желто-бурого цвета встречается в единичных образцах, взятых непосредственно из контакта с нефелиновыми сиенитами.

Скаполит в "сиенитовидных" ортороговиках присутствует как в сравнительно небольших (0,5 мм), резко ксенобластичных зернах, заполняющих промежутки между зернами полевого шпата, так и в крупных (до 1-2 мм) "решетовидных" кристаллах или порфиробластах с неправильными очертаниями, переполненных пойкилитовыми включениями. Судя по величине двупреломления, состав скаполита здесь сильно варьирует (20-80% мейонита).

Канкринит, кальцит и анальцит наблюдаются в отдельных небольших зернах в промежутках между зернами полевого шпата и нефелина.

Апатит, флюорит и магнетит образуют единичные неправильные зерна и обнаружены не в каждом шлифе.

Структура "сиенитовидных" ортороговиков типичная гранобластовая (гранулитовая) (фиг. 41). Это совершенно однородная, равнозернистая мозаика полевого шпата, нефелина и цветного минерала. Неясно выраженная полосчатость наблюдается в единичных случаях, при этом в определенных полосах заметно небольшое увеличение или уменьшение цветного минерала. Директивные

структуры для описываемых ортороговиков не характерны. Расположение зерен цветных минералов беспорядочное, и только когда амфибол образует небольшие порфиробласты, а в основной ткани биотит является единственным цветным минералом, таблички его приобретают некоторую ориентированность.

В некоторых образцах ортороговиков второго типа виден непосредственный контакт их со среднезернистыми нефелиновыми сиенитами. Макроскопически граница между этими породами резкая и ровная. Под микроскопом видно, что минеральный состав нефелинового сиенита и ортороговика совершенно одинаков, а на границе происходит лишь резкое изменение в структуре. Кое-где в ортороговике у контакта наблюдаются небольшие скопления анальцима.

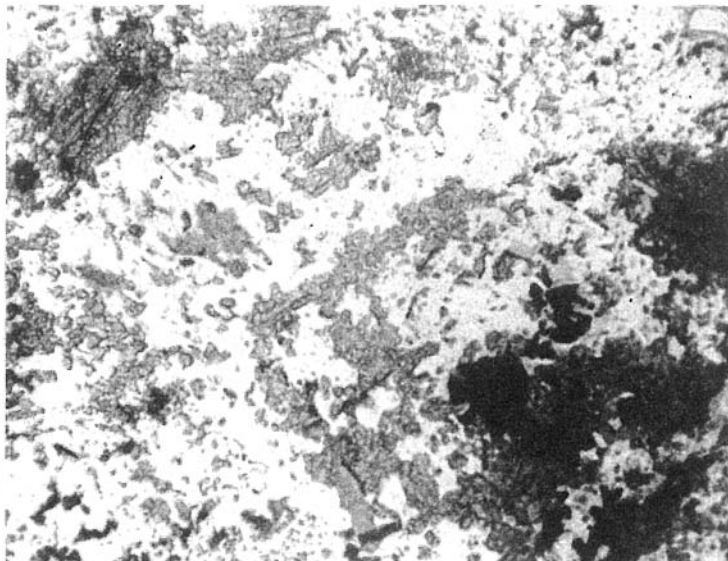
Меланократовые ортороговики типа "Каменного бугра" под микроскопом резко отличаются от предыдущих пород как по составу, так и по структуре. Ортороговики типа "Каменного бугра" разнообразны, и каждый образец представляет собой разновидность, чем-либо отличающуюся от остальных. Общими особенностями данных пород являются: преобладание цветных минералов над бесцветными и преобладание пироксена, обычно явно щелочного, над другими цветными минералами. Различия заключаются в характере пироксена, разных ассоциациях других цветных минералов и в структурных и текстурных особенностях.

Меланократовые ортороговики с наиболее щелочным, ярко-зеленым пироксеном (фиг. 42) имеют неравномернозернистую гетеробластовую структуру. Пироксен в них образует скопления из крупных (до 0,5 мм) и мелких (до 0,1 мм) зерен и наиболее идиобластичен. Оптические свойства пироксена: $Ng-Np = 0,025$; $cNg = 25^\circ$; $+2V = 78^\circ$. Окраска по Ng—Np — желто-зеленая, а по Np — зеленая, приблизительно такой же интенсивности. Судя по этим свойствам, пироксен является эгирин-авгитом с содержанием эгириновой молекулы около 40%.

Кроме пироксена в описываемых ортороговиках находится небольшое количество желто-бурого и красновато-бурого граната и довольно много биотита. Последний близок к лепидомелану, так как плеохроирует от ярко-желтого до темно-бурого, почти черного. Магнетит и апатит встречаются в единичных зернах.

Бесцветные минералы представлены калиевым полевым шпатом и нефелином примерно в равных количествах. Полевой шпат в изометрических мелких (0,2 мм) зернах вместе с такими же зернами пироксена и биотита образует равномернозернистую мозаику, составляющую большую часть горной породы. Нефелин присутствует большей частью в виде крупных (до 4–5 мм) ойкокристаллов с неправильными очертаниями, переполненных пойкилитовыми включениями пироксена. В центре таких кристаллов нефелин слегка помутневший и поэтому легко отличается от калиевого полевого шпата даже без анализатора.

В другой разновидности меланократовых ортороговиков пироксен менее щелочный, бледно-зеленый, без ясного плеохроизма. Угол

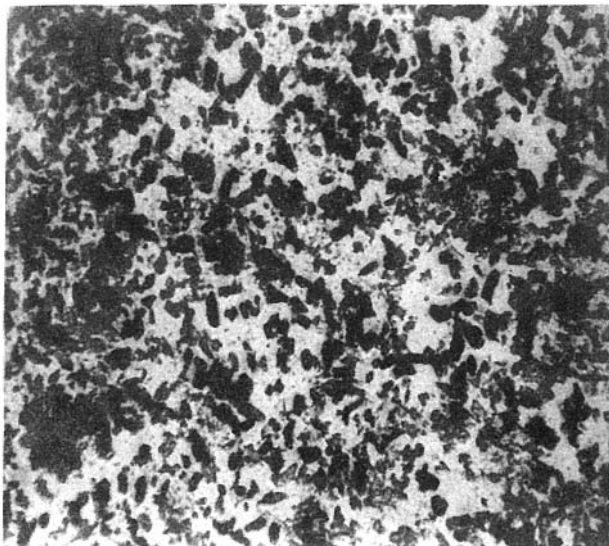


Фиг. 42. Пироксеновый ортороговик третьего типа. Неравнозернистая роговиковая структура и неравномерное распределение пироксена, который образует небольшие скопления зерен. Обр. 241, вершина "Каменного бугра" (п. VI). Без анализатора, увел. 20

погасания (cNg) равен уже 36° ; $+2V = 70^\circ$, что соответствует диопсиду с 20% эгириновой молекулы.

Пироксен находится здесь в изометрических зернах одинакового размера (до 0,3 мм) и составляет 60–70% всей массы горной породы. Между его зернами расположены помутневший нефелин и свежий полевой шпат примерно в равных количествах. Биотита в этой разновидности почти нет; встречаются лишь отдельные таблички. Довольно много неправильных зерен магнетита.

В третьей разновидности пироксен наименее щелочной. Светло-зеленая окраска наблюдается у него только по краям зерен. В центре он почти бесцветный, и оптические свойства его здесь близки к свойствам диопсида: $cNg = 35^\circ$; $+2V = 60^\circ$; $Ng-Np = 0,030$. Пироксен образует довольно правильные короткопризматические кристаллы размером до 0,8–1,0 мм. Эти зерна составляют до 40% всей массы горной породы. Между ними находится микрогранобластовый агрегат калиевого полевого шпата и нефелина с очень небольшим количеством биотита. Размеры зернышек в нем 0,2–0,3 мм. Описываемая разновидность имеет некоторое сходство с "метапорфиритами".



Фиг. 43. Меланократовый роговообманковый ортороговик. Равномернозернистая гранобластовая структура. Бесцветные минералы — полевой шпат и нефелин. Обр. 239, "Каменный бугор" (п. VI). Без анализатора, увел. 20

Почти бесцветный пироксен вместе с большим количеством биотита и гастингситовой роговой обманкой встречен еще в одной разновидности меланократовых ортороговиков. Кроме этих цветных минералов здесь много красно-бурого граната. Зерна цветных минералов образуют скопления, среди которых зерна пироксена выделяются большими размерами (более 0,5 мм), более правильной формой и меньшим количеством пойкилитовых вростков других минералов.

Бесцветные минералы представлены тем же помутневшим нефелином и калиевым полевым шпатом. Нефелина относительно немного. Пироксен в этой разновидности имеет зеленую окраску только в узкой периферической зоне. Оптические свойства бесцветного пироксена из центральной и большей части зерна соответствуют свойствам диопсида.

Присутствие амфибола в ортороговиках типа "Каменного бугра" не характерно, но нужно иметь в виду, что эти породы находятся среди других ортороговиков и возможны все переходы между ними. В одном месте встречен меланократовый ортороговик, состоящий из амфибола (до 60%), полевого шпата (25%) и нефелина (15%), имеющий равномернозернистую гранулитовую структуру и поэтому более похожий на ортороговики второго типа (фиг. 43).

Химический состав

Данных о валовом химическом составе ортороговиков всех трех типов и, главное, наиболее распространенного первого типа мы не имеем. Анализировался лишь образец меланократового пироксенового ортороговика типа "Каменного бугра". Результаты анализа, проведенного в лаборатории Московского геолого-разведочного института в 1937 г., такие (в %):

SiO ₂	48,13	Na ₂ O	3,04
TiO ₂	0,80	K ₂ O	7,28
Al ₂ O ₃	15,82	P ₂ O ₅	0,84
Fe ₂ O ₃	4,07	F ⁻	0,09
FeO	5,29	S	0,10
MnO	0,24	H ₂ O ^{+110°}	0,10
MgO	4,74	П.п.п.	1,10
CaO	9,05		

Сумма ... 100,69

Вычисленные из этих данных числовые характеристики и дополнительные параметры:

a	17,2	f'	33,0	Q	26,17
c	1,9	m'	32,5	a/c	9,0
b	25,6	c'	35,5		
S	55,03	n	39,0		

Как и следует ожидать, валовой химический состав этой породы резко отличается от состава нефелинового сиенита и эпидейцитового порфира. Характерно, что он близок к составу роговообманкового шонкинита, т.е. той изверженной горной породы, которая образует меланократовые обособления в нефелиновых сиенитах.

Парароговики

Эти породы слагают ряд значительных по размерам ксенолитов или остатков кровли в северной части массива нефелиновых сиенитов (около пункта X1). В их минеральном составе главную роль играет кварц, и поэтому взаимные отношения этих пород с интрузивными породами особенно интересны. К сожалению, плохая обнаженность не позволила собрать необходимый материал, и этот вопрос остался нерешенным.

Макроскопически парароговики представляют собой серые, даже светло-серые или желтовато-серые, плотные, тонкозернистые или мелкозернистые ("кварцитовидные") породы. Мелкозернистые разновидности имеют неровный, шероховатый излом, но у тонкозернистых излом ровный, иногда раковистый. Очень характерна сильная трещиноватость. Эти породы легко распадаются на остроугольную щебенку, которой усеяны вершины бугров около пункта X1.

В некоторых тонкозернистых, почти скрытокристаллических парароговиках наблюдаются округлые пустотки диаметром 10–12 мм. Стенки этих пустот покрыты корочкой полупрозрачного кварца; иногда кварц почти целиком заполняет пустоту. В некоторых местах хорошо заметны брекчиевидная текстура или реликты обломочной структуры первичных пород, особенно на выветрелой поверхности отдельных кусков парароговика.

Под микроскопом видно, что не во всех образцах минеральный состав парароговиков совершенно одинаковый. Кварц, калиевый полевой шпат и альбит присутствуют всегда и составляют главную массу горной породы. Однако цветной минерал – в одних случаях моноклинный пироксен, а в других – густо окрашенный буровато-зеленый амфибол с биотитом, или хлорит, или уралитовая роговая обманка, очевидно, полностью замещившая пироксен. Хлорит развевается по биотиту, частично замещая его.

Кварц находится в виде либо относительно крупных (до 0,5 мм) зерен, частично сохранивших форму угловатых обломков первоначальной породы, либо мелких (до 0,1 мм), изометрических, округлых зернышек, образующих мозаику вместе с полевым шпатом.

Калиевый полевой шпат встречается тоже в неодинаковых зернах, хотя более или менее крупные его зерна попадают значительнее реже, чем кварца. Слабая пелитизация калиевого полевого шпата наблюдается во всех образцах. Широко развиты и тонкие пертитовые вроски альбита. Последний бывает и в самостоятельных мелких зернах в гранобластовом мозаичном агрегате, заключающем крупные зерна кварца и калиевого полевого шпата.

Моноклинный пироксен образует исключительно мелкие (0,05 – 0,1 мм) изометрические зернышки и распределен в горной породе неравномерно. Он бесцветный или слегка буроватый, без заметного плеохроизма. Угол погасания $cNg \approx 40^\circ$, но другие оптические свойства из-за незначительных размеров зернышек определить не удалось.

Буровато-зеленый амфибол наблюдается в редких ксенобластовых зернах, часто с пойкилитовыми включениями полевого шпата. Размер зерен несколько больше, чем у пироксена, но не превышает 0,2 мм.

Биотит встречается приблизительно в таких же формах. Окраска его красновато-бурая. В большей части табличек он частично или полностью замещен хлоритом. Уралит образует параллельно-волокнистые псевдоморфозы по мелким зернышкам пироксена. Возможно, что в него переходит и буровато-зеленый амфибол.

Структурные и текстурные особенности парароговиков наиболее привлекают внимание. Отчетливо видны реликты обломочной (псаммитовой) структуры первоначальной породы, которая, по-видимому, была неравномернозернистым, полимиктовым песчаником или туфопесчаником. Кроме обломков кварца и полевого шпата, составляющих не более 40–50%, в ней присутствовали крупные (1–2 мм) угловатые обломки основной массы эффузивных пород. Реликты этих обломков представлены в парароговике в виде

многочисленных небольших участков с угловатыми очертаниями, имеющих различную микроструктуру и различные количественные соотношения минералов.

Различие в структуре заключается главным образом в неодинаковой величине зерен полевого шпата и кварца в разных участках. Иногда видны следы первоначальной микролитовой структуры в отдельных участках, но в подавляющем большинстве случаев во всех участках структура типично микрогранобластовая, роговиковая.

Различие в составе заключается в том, что некоторые участки обогащены цветным минералом, например пироксеном, другие, наоборот, почти его не содержат.

В некоторых образцах участки с однородной роговиковой структурой достигают размера 10–20 мм, имеют угловато-округлые очертания и довольно резкие границы с цементирующей их массой, обогащенной цветным минералом и содержащей крупные угловатые зерна кварца. Очевидно, первоначальная порода кроме псаммитовых частиц содержала некоторое количество псефитовых обломков.

"Метапорфириты"

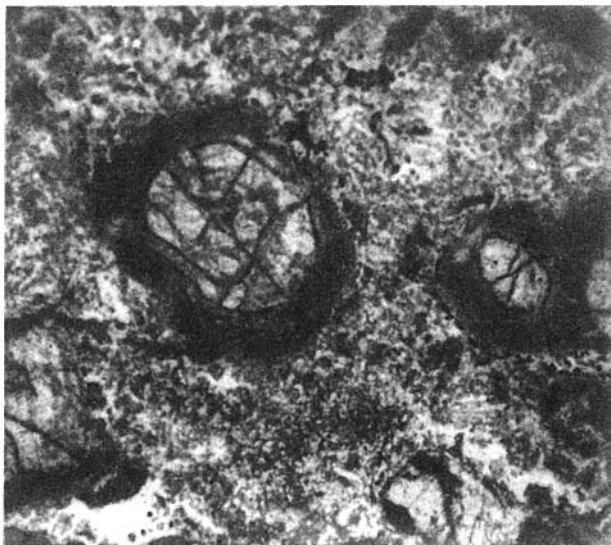
Ксенолиты этих оригинальных метаморфических пород в нефелиновых сиенитах являются очень характерной чертой Ишимского массива. Размеры ксенолитов варьируют в широких пределах; от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров, но независимо от этого "метапорфириты" в них более или менее одинаковые.

"Метапорфириты" отличаются от всех других пород массива своей темной буровато-черной окраской, обилием крупных вкрапленников пироксена и тонкозернистой, богатой биотитом основной массой. Макроскопически несколько отличаются от остальных "метапорфиритов" только наименее перекристаллизованные их разновидности. Они имеют вид обычного авгитового порфирита с афанитовой темно-буровато-серой основной массой и сравнительно немногочисленными (до 30–40% всей массы горной породы) вкрапленниками пироксена.

Вкрапленники представляют собой хорошо образованные кристаллы с гранями призмы и пинакоидов. Размер их здесь около 3–6 мм.

В наиболее распространенном типе "метапорфиритов" количество вкрапленников пироксена доходит до 60–70%, а размеры их до 7–8 и даже 10–12 мм. Иногда вкрапленников настолько много, что макроскопически горная порода кажется крупнозернистой. Заключенная между кристаллами пироксена основная масса – мелкозернистая, с зернышками, едва различимыми в лупу (менее 0,5 мм). Хорошо видно, что в основной массе преобладают чешуйки биотита, но иногда заметны светлые зерна полевого шпата.

Под микроскопом крупные, хорошо образованные кристаллы авгита имеют очень характерный вид благодаря резко выраженной



Фиг. 44. "Метапорфирит". Многочисленные крупные фенокристаллы зонального авгита. Зональность подчеркивается включениями рудного минерала. Основная масса состоит из пироксена, биотита и калиевого полевого шпата и имеет микрогранобластовую структуру. Обр. 330, между п. XI и XII. Без анализатора, увел. 15

зональности, которая подчеркивается обильными тончайшими включениями рудного минерала, вероятно ильменита (фиг. 44). Распределяясь в кристалле зонами, эти включения развиваются главным образом ближе к периферическим частям вкрапленника и являются, очевидно, продуктами распада пироксена при метаморфических реакциях. Некоторые более мелкие вкрапленники почти целиком переполнены рудными включениями.

Оптические свойства авгита в центре и в периферических зонах различны. В центре показатель преломления $N_m = 1,693 \pm 0,003$; по краям он может доходить до 1,700. Двупреломление меняется мало: $N_g - N_p = 0,037 - 0,039$; в центре $cNg = 43^\circ$, по краям $cNg = 48^\circ$ в центре $+2V = 66^\circ$, по краям 72° .

Авгит почти бесцветный или слегка буроватый, без заметного плеохроизма. Во внешних зонах окраска может быть интенсивнее и иногда приобретает зеленоватый оттенок. Особенно это характерно для вкрапленников в "метапорфиритах", находящихся в непосредственном контакте с нефелиновым сиенитом. Это же наблюдалось и в шлифах, взятых в нескольких сантиметрах от контакта.

Характерно, что вблизи контакта во вкрапленниках в значительной мере исчезают включения ильменита и вкрапленники выделяются из основной массы только своими размерами.

В некоторых кристаллах авгита отчетливо видна "структура песочных часов". В секторах по оси призмы всегда значительно меньше включений ильменита. Иногда вкрапленники образуют гломеропорфиновые или крестообразные двойниковые сростки (фиг. 45).

Несмотря на то, что вкрапленники авгита представлены хорошо образованными кристаллами, границы их с основной массой извилистые. Зернышки биотита и полевого шпата врастают в пироксен, и нередко во вкрапленнике можно видеть обильные пойкилитовые включения биотита.

Основная масса "метапорфиритов" состоит из пироксена, биотита, плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Количественные соотношения этих главных минералов могут варьировать в широких пределах, но обычно цветные минералы преобладают над бесцветными.

Структура основной массы полностью кристаллобластическая, микрогранобластовая, мозаичная, похожая на структуру роговиков. Все минералы находятся в изометрических зернах более или менее одного размера, который в зависимости от степени перекристаллизованности горной породы колеблется в разных шлифах от 0,05 до 0,5 мм. Все минералы распределяются в основной массе равномерно. Только биотит изредка образует скопления, в которых его толстые таблички в 2-3 раза крупнее, имеют более неправильные очертания и содержат пойкилитовые включения полевого шпата. Калиевый полевой шпат иногда тоже находится в более крупных зернах, но резко ксенобластических и переполненных пойкилитовыми включениями других минералов.

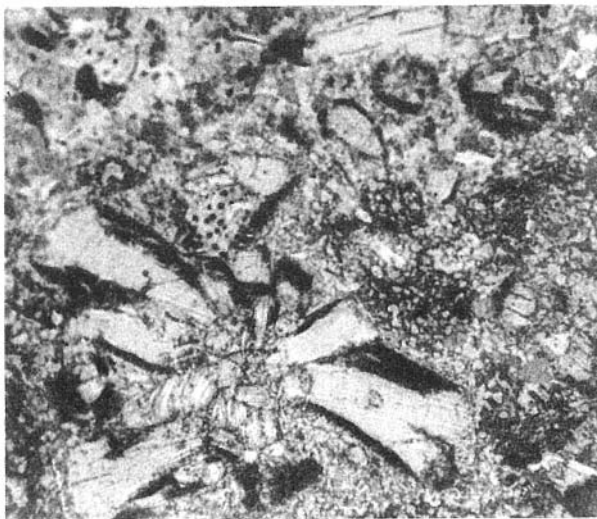
Пироксен в основной массе существенно не отличается от авгита внешних зон вкрапленников. Включений ильменита в нем почти нет, или они немногочисленны и образуют решетку в центре зерен. В шлифах, взятых близко от контакта с нефелиновыми сиенитами, пироксен заметно зеленоватый.

Биотит чаще всего имеет бурую, красновато-бурую и реже зеленовато-бурую окраску. Иногда небольшими участками развивается зеленый биотит, который по мере удаления от этих участков постепенно становится бурым.

Характерно, что зеленый биотит встречался чаще в шлифах, взятых вблизи контакта с нефелиновыми сиенитами. В очень слабой степени бурый биотит по краям замещается хлоритом.

Из бесцветных минералов обычно преобладает плагиоклаз, но он так сильно серицитирован, что наблюдаются лишь псевдоморфозы по нему из очень тонкодисперсного серицита-пелитового агрегата. В отдельных шлифах встречается довольно свежий плагиоклаз, который, судя по максимальным углам симметричного погасания в зоне \perp (010), определяется как основной андезий (40-45% An).

Калиевый полевой шпат присутствует в небольшом количестве, но непосредственно у контакта с нефелиновым сиенитом он почти полностью вытесняет плагиоклаз и составляет до 40% всей



Фиг. 45. Крестообразные двойниковые сrostки вкрапленников пироксена в "метапорфирите". Обр. 345, севернее п. XII. Без анализатора, увел. 20

массы горной породы. Калиевый полевой шпат обычно свежий, однородный; только в более крупных зернах он частично пелитизирован.

Из второстепенных минералов постоянно присутствует в небольших количествах магнетит, мелкие (до 0,1 мм), изометрические зерна которого неравномерно распределяются в основной массе, концентрируясь около вкрапленников пироксена. В биотите нередко мельчайшие кристаллики циркона, окруженные "плеохроичными двориками". Иногда довольно много апатита и сфена. Последний образует скопления небольших (до 0,1 мм) неправильных зернышек.

Иногда наряду с совершенно свежим пироксеном в основной массе встречаются псевдоморфозы из зеленого, высокодвупреломляющего, тонкодисперсного минерала, по-видимому, по оливину.

В единичных случаях наблюдались минералы из группы эпидота, бурый гранат и густо окрашенная буровато-зеленая роговая обманка. Гранат и амфибол появляются чаще в шлифах, взятых непосредственно из контакта "метапорфирита" с нефелиновым сиенитом.

Характер контакта между этими породами может быть различным, но он всегда, даже в шлифе, достаточно резкий. В одних случаях в "метапорфирите" по мере приближения к контакту увеличивается количество полевого шпата, изменяется состав пироксена и появляется роговая обманка, т.е. происходит до некоторой степени "выравнивание" минерального состава. При этом в нефелиновых сиенитах существенных изменений вблизи контакта не видно: зер-

на нефелина могут быть встречены на расстоянии всего 1–2 мм от "метапорфирита". В других случаях в "метапорфирите" у контакта совершенно нет полевого шпата, но очень много (до 60%) зеленого биотита. В нефелиновом сиените непосредственно у контакта нефелина не видно, но много сильно разложенного плагиоклаза. Этот минерал здесь почти полностью замещен серицит–пелитовым агрегатом, но хорошо сохраняются очертания его идиоморфных кристаллов и узкая альбитовая каемка вокруг них.

Существенно отличаются под микроскопом наименее перекристаллизованные разновидности "метапорфирита". В крупных вкраплениях пироксена в них нет или почти нет характерных включений ильменита. Основная масса состоит из альбита, калиевого полевого шпата, зеленого биотита, пироксена и магнетита и имеет очень тонкозернистую микрогранобластовую (роговиковую) структуру. Размер зернышек здесь не превышает 0,05 мм. В некоторых шлифах без анализатора еще видны реликты микролитовой структуры первоначальной породы, но большей частью и в этих случаях метаморфические минералы образуют однородную, равномернозернистую мозаику зерен.

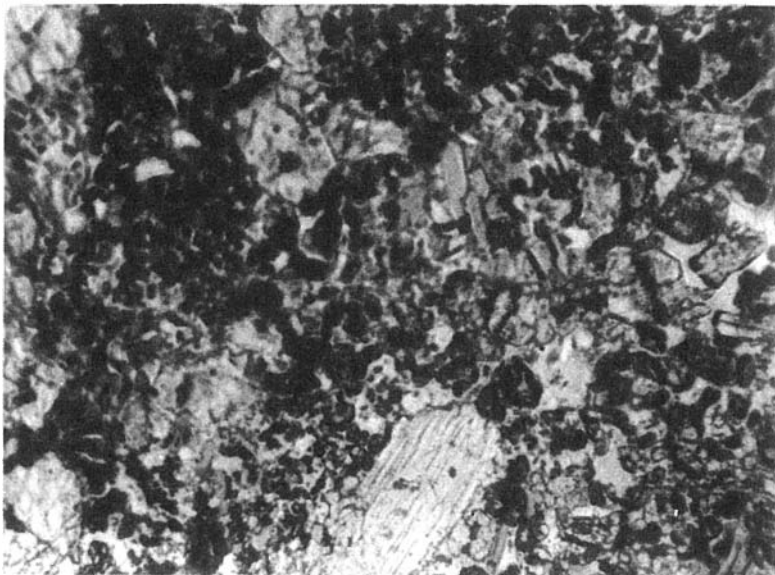
Совершенно необычная по составу и по общему виду под микроскопом горная порода встречена в одном месте. Макроскопически она не отличается от обычных "метапорфиритов", и взаимоотношения ее с ними остались неясными. Залегаet она, по-видимому, тоже в виде ксенолита в нефелиновом сиените, и вблизи этого ксенолита есть много других, сложенных уже обычными "метапорфиритами".

Под микроскопом видно, что эта порода состоит из почти бесцветного авгита, оливина, ярко-рыжего биотита и основного плагиоклаза, встречающихся приблизительно в равных количествах. Плагиоклаз находится между цветными минералами в резко ксенобластических зернах. Местами попадают единичные, также резко ксенобластические зерна калиевого полевого шпата. Вкрапления пироксена здесь невелики (1–3 мм), уже не имеют правильных форм и не содержат включений ильменита. Более мелкие (до 0,5 мм) зерна пироксена правильные, но они входят уже в состав основной массы. В последней главную роль играют небольшие (около 0,1 мм), округлые зерна оливина. Он замещен рудным минералом и небольшим количеством серпентина.

Биотит в толстотаблитчатых зернах размером 0,1–0,2 мм распределен в горной породе неравномерно, образуя почти мономинеральные скопления. Очертания таких скоплений иногда довольно правильные – квадратные или прямоугольные. Возможно, что это псевдоморфозы по какому-то другому минералу.

Структура основной массы в целом отличается от роговиковой тем, что цветные минералы значительно более идиобластичны, чем бесцветные (фиг. 46). Эта оригинальная порода, безусловно, заслуживает более детального изучения, но для этого пока нет необходимого материала.

Представление о валовом химическом составе наиболее типичного "метапорфирита" (см. фиг. 44) можно получить из результа-



Фиг. 46. Меланократовый оливинсодержащий "метапорфирит". Небольшие фенокристаллы авгита без характерных включений рудного минерала. В основной массе много округлых зерен оливина, разложенного по краям зерен в рудный минерал Обр. 331, между п. XI и XII. Без анализатора, увел. 25

тов анализа, проведенного в лаборатории Московского геолого-разведочного института в 1937 г. (в %):

SiO ₂	46,02	K ₂ O	1,54
TiO ₂	1,22	P ₂ O ₅	0,75
Al ₂ O ₃	14,17	F ₂ O	0,05
Fe ₂ O ₃	4,48	S	0,21
FeO	6,74	Cl	0,13
MnO	0,23	H ₂ O ^{+110°}	0,18
MgO	8,21	П.п.п.	1,30
CaO	12,82		
Na ₂ O	2,43		
		С у м м а...100,50	

Вычисленные из этих данных числовые характеристики и дополнительные параметры:

a	7,5	f'	30,5	Q	13,7
c	5,6	m'	40,5	a/c	1,34
b	34,0	c'	29,0		
S	52,9	n	71		

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Одним из самых интересных явлений, с которым мы сталкиваемся при изучении щелочных пород Ишима, можно считать непосредственно наблюдаемый непрерывный переход от интрузивных пород (нефелиновых сиенитов) к вмещающим породам вулканического происхождения (фонолитовым порфирам и их туфам). Если взять в целом весь ряд горных пород Ишимского комплекса: среднезернистые нефелиновые сиениты – пятнистые псевдолейцитовые сиениты – гранулитовые нефелиновые микросиениты – ортороговики – эпилейшитовые порфиры, то границы, определяющие отдельные члены этого ряда, совершенно условны. Всегда можно найти такие горные породы, которые займут промежуточное положение между соседними членами этого ряда, обладая петрографическими особенностями как того, так и другого. Процессы, в результате которых возник этот непрерывный переход между разновозрастными, хотя и близкими по составу, изверженными горными породами, достаточно сложные и, очевидно, заслуживают обсуждения.

Непрерывный переход от интрузивных к вмещающим породам вообще распространен, по-видимому, шире, чем это до сих пор отмечалось. В случаях интрузии гранитов в вулканические породы кислого состава, интрузии диоритов в андезитовые порфиры и т.п. вполне возможны явления, аналогичные тем, которые наблюдались в Ишимском массиве. Соображения, высказанные относительно наших пород, вероятно, будут иметь некоторое более общее петрологическое значение.

Возможными процессами, обусловившими непрерывный переход от нефелиновых сиенитов к фонолитовым порфирам, следует считать:

частичную ассимиляцию нефелиново-сиенитовой магмой вмещающих пород, т.е. процесс, происходивший во время внедрения интрузии, до и во время кристаллизации магмы;

эндо- и экзоконтактовый метаморфизм, происходивший после кристаллизации магмы, в период остывания отвердевшей интрузии нефелиновых сиенитов.

Связывать наблюдаемые явления с каким-либо иным или только с одним из указанных процессов нет никаких оснований.

На то, что ассимиляция нефелиново-сиенитовой магмой вмещающих вулканических пород действительно имела место, указывает существование в краевых частях интрузии горных пород, обладающих явными признаками гибридного происхождения. Результатом взаимодействия жидкой, кристаллизующейся нефелиново-сиенитовой магмы с вулканическими породами следует, по-видимому, считать:

ксенолиты вмещающих пород, наблюдавшиеся в приконтактовой зоне интрузии нефелиновых сиенитов и постепенно исчезающие в удалении от контакта;

кристаллы лейцита, впоследствии превратившегося в псевдолейцит, встречающиеся в нефелиновых сиенитах вблизи контакта с вмещающими породами;

неоднородность состава и структуры нефелиновых сиенитов в приконтактной зоне, что характерно для гибридных и контаминированных пород вообще. Типично гибридными породами в Ишимском комплексе будут псевдолейцитовые и пятнистые нефелиновые сиениты, встречающиеся в приконтактных северных частях массива. Эти породы следует рассматривать как результат паулопоступного нормального гибридизма, так как нефелиново-сиенитовая магма ассимилировала, во-первых, вулканические породы, образовавшиеся задолго до ее внедрения, и, во-вторых, состав этих пород в целом был несколько более основной, чем состав нефелиново-сиенитовой магмы. Последнее доказываетея тем, что кроме фонолитовых порфиров среди вмещающих пород известны порфириты андезитового или базальтового состава, а также и эпидейцитовые порфириты.

Присутствие ксенолитов и то, что пятнистые нефелиновые сиениты в целом более меланократовые и более неоднородные по составу и структуре, чем среднезернистые нефелиновые сиениты, не является необычным для продуктов нормального гибридизма. Сложнее объяснить нахождение в них псевдолейцитов. Появление кристаллов лейцита в кристаллизующейся нефелиново-сиенитовой магме вблизи контакта можно было бы объяснить, во-первых, тем, что эти кристаллы "унаследованы" магмой от фонолитовых порфиров, которые она ассимилировала, и, во-вторых, тем, что увеличение основной магмы в приконтактной зоне вызывает начало кристаллизации при более высоких температурах, так что вместо калиевого полевого шпата неизбежно начнет кристаллизоваться лейцит. Последнее объяснение, как нам кажется, более вероятно.

Таким образом, выравнивание состава интрузивных и вмещающих пород началось, по-видимому, до завершения кристаллизации в результате частичной ассимиляции. При этом мы имеем в виду не ассимиляцию на глубине, в магматическом очаге, или во время прохождения магмы к месту образования интрузии, а ассимиляцию на месте, непосредственное взаимодействие уже внедрившейся магмы с вмещающими породами. По-видимому, только в этом случае возникают те явления, которые представляются как известные признаки гибридизма.

Ассимиляцией на глубине в нашем случае можно объяснить не только общее отклонение состава ишимских нефелиновых сиенитов от состава среднего типа этих пород (высокое содержание Са), но и появление разнообразных щелочных габброидных пород, не говоря уже о том, что она могла явиться причиной возникновения нефелиново-сиенитовой магмы вообще.

Метаморфические процессы, происходившие уже в твердых горных породах, после завершения кристаллизации магмы, имели, по-видимому, еще большее значение в образовании горных пород приконтактной зоны. Явления перекристаллизации как самих нефели-

новых сиенитов, так и вмещающих фонолитовых порфиров распространены в Ишимском комплексе очень широко. Кроме постмагматических, метасоматических процессов, происходивших в связи с остыванием интрузии регрессивно, т.е. с падением температуры, в формировании Ишимского комплекса существенную роль играли, по-видимому, прогрессивные метаморфические реакции и перекристаллизация с дегидратацией низкотемпературных минералов.

Самым распространенным явлением перекристаллизации нефелиновых сиенитов и сопровождающих их жильных пород следует считать "гранулитизацию", т.е. такую перекристаллизацию, в результате которой исчезли первичные гилпидиоморфные структуры изверженных пород и возникла гранулитовая, в сущности гранобластовая, метаморфическая структура. Минеральный состав при этом не изменялся.

Особенно широко развита "гранулитизация" в нефелиновых сиенитах из краевых частей интрузии и в нефелиново-сиенитовых порфирах из небольших жил. Характерно, что в разных местах она проявляется в различной степени.

Перекристаллизация нефелиновых сиенитов около контакта является в сущности эндоконтактовым метаморфизмом, и образующиеся при этом горные породы мы вправе называть "эндоконтактовыми ортогровиками". При описании горных пород мы не употребляли этот термин, но такими породами нужно считать большинство нефелиновых микросиенитов с гранулитовой структурой, пятнистые псевдолейцитовые сиениты и т.п.

Возможность "эндоконтактового ороговикования" горных пород самой интрузии, несомненно, следует учитывать при изучении явлений гибридности. Иногда в гибридных породах только участки с гилпидиоморфнозернистой структурой считают образовавшимися непосредственно из магмы, а участки с гранобластовой структурой рассматривают как следы существовавшей в данном месте твердой вмещающей породы. При допущении "эндоконтактового ороговикования" в гибридных породах нельзя выделять участки, в которых первоначально не было гилпидиоморфной структуры.

Эндоконтактовые изменения интрузивных пород вообще обычно имеют метасоматический характер. При этом возможны и прогрессивные и регрессивные метаморфические реакции. Перекристаллизацию без существенного изменения минерального состава обычно исключают из явлений эндоконтактового метаморфизма, хотя развита она, по-видимому, не менее широко, чем метасоматические эндоконтактовые изменения.

Все эти процессы связаны с повторным прогреванием остывающей интрузии, с проникновением метаморфизирующих растворов и газов и повторным прогреванием их. Образование на месте крупных зерен мелкозернистого агрегата хотя бы того же самого минерала вызывается некоторым кратковременным нагреванием и последующим относительно быстрым остыванием. Поскольку история формирования Ишимского массива в деталях пока неясна, мы не будем останавливаться на причинах этого повторного нагрева-

ния остывающей интрузии. Отметим только, что оно, во-первых, было локальным, так как явления перекристаллизации нефелиновых сиенитов наблюдались только в некоторых местах и даже не во всей приконтактовой зоне. Во-вторых, повторное прогревание было, очевидно, неоднократным, поскольку "гранулитизация" и следы прогрессивных метаморфических реакций наблюдаются не только в нефелиновых сиенитах или жильных нефелиново-сиенитовых порфирах, но и в продуктах их постмагматических изменений - либнеритовых сиенитах и либнеритовых сиенит-порфирах.

Неравномерность и многократность повторного прогрессивного метаморфизма может быть объяснена только участием в нем метаморфизирующих растворов и газов и пульсирующим характером их поступления. Если эти растворы и газы и не вызывали существенных метасоматических реакций, то во всяком случае они прогрели отдельные участки остывающей горной породы и вызывали ее перекристаллизацию.

Если обратиться к экзоконтактовым изменениям вмещающих пород, то допущение влияния растворов также кажется вполне правдоподобным. Локальное распределение ортоговиков, образовавшихся из фонолитовых порфиров, трудно объяснить, исходя из обычных представлений о контактово-термальном метаморфизме.

Таким образом, ороговикование как интрузивных, так и вмещающих пород вызывалось, как нам кажется, не теплом самой остывающей интрузии, а теплом более глубоких ее частей с обязательным участием метаморфизирующих растворов и газов. Поскольку перекристаллизация как интрузивных, так и вмещающих пород вызывалась одними и теми же причинами, происходила в одних и тех же условиях и состав изменяющихся пород был почти одинаков, постольку стиралось различие между эндо- и экзоконтактовыми метаморфическими породами, и непрерывный переход между ними кажется вполне естественным.

Петрографическое изучение щелочных пород Ишимского массива позволяет поставить на обсуждение и другие важные вопросы: происхождение целого ряда оригинальных, исключительно редких щелочных габброидных и других фельдшпатоидных пород; постмагматическое изменение (либнеритизация) нефелиновых сиенитов; отношение нефелиново-сиенитовой интрузии к интрузиям нормальных щелочноземельных пород и т.д. Решение всех этих вопросов требует более полных знаний об истории формирования массива, и поэтому они еще не могут обсуждаться в настоящее время.

ЛИТЕРАТУРА

Заварицкий А.Н. О псевдолейцитовых и эпилейцитовых горных породах. - Докл. АН СССР, 1934, 3, № 8-9.

Заварицкий А.Н. Щелочные горные породы Ишима. - Труды Петрографич. ин-та АН СССР, 1936, вып. 7-8.

Заварицкий А.Н. Петрография Бердяшского плутона. - Труды ЦНИГРИ, 1937, вып. 96.

Заварицкий А.Н. Краткий геологический очерк Ишимского комплекса щелочных горных пород. - Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 4.

Заварицкий А.Н. Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. Изд. Гл. упр. по заповедн., 1939.

Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. 2-е. Изд-во АН СССР, 1950.

Руденко С.А. К вопросу о морфологии пертитовых сростаний полевых шпатов. - Записки Всес. мин. об-ва, 1949, ч. 78, № 4.

Brögger W.C. Die Eruptivgesteine des Christianiagebietes. Vidensk. Skrift., M.-N. Kl., 1895, N 7.

Hill J.B., Kynaston H. On kentallenite and its relation to other rocks. - Quart. J. Geol. Soc. London, 1900, 56.

Ostwald W. Die Farbenfibel. Leipzig, 1926.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Часть 1. <u>Геологическое строение Ишимского массива</u>	5
Глава 1. Местонахождение Ишимского массива, его топография и характер обнажений	5
Глава 2. Общая геологическая характеристика Ишимского массива	7
Глава 3. Геологическое описание Ишимского массива и его отдельных частей	11
Северные холмы массива, центральная часть (пункт XI)	11
Северные холмы массива, юго-западная часть (пункт X)	15
Северные холмы массива, восточная часть (пункт XII)	17
Возвышенность между горой Коркутал и северными холмами, "Туфовая горка" (пункт IX)	18
Холмы к югу от "Туфовой горки"	21
Гора Коркутал	22
Центральная и западная часть Ишимского массива (около пунктов 1, II, VIII)	24
Холмы к югу от горы Коркутал (около пункта VII)	26
"Каменный бугор" (пункт VI) на правой стороне лога Ашил-Сай	28
Участок к северу от "Каменного бугра"	31
Обнажения около колодца Тас-Кудук, в логу Ашил-Сай и в ближайших окрестностях (пункты IV и III)	33
Обнажения к югу от лога Ашил-Сай (пункт V)	36
Обнажения по логу Такпан-Сай и по р. Ишим	37
Площадь к северо-востоку от холмов Ишимского массива, севернее Братолюбовской дороги и восточнее границы массива	38

Часть II. <u>Горные породы Ишимского массива</u>	40
Введение	40
Глава 4. Вулканические породы Ишимского массива	41
Порфириты	41
Эпилейцитовые порфириты (лейцитовые порфириты)	45
Эпилейцитовые и псевдолейцитовые порфиры (фоно- литовые порфиры)	50
Изменения в эпилейцитовых порфирах	62
Туфы эпилейцитовых порфиров	64
Глава 5. Интрузивные и жильные породы Ишимского массива.	68
Нефелиновые сиениты и щелочные сиениты	69
Макроскопическое описание	69
Минеральный состав	70
Структуры и текстуры	82
Главные типы среднезернистых нефелиновых си- енитов	85
Химический состав	87
Нефелиново-сиенитовые порфиры, гранулитовые не- фелиновые микросиениты и пятнистые псевдолейци- товые сиениты	88
Макроскопическое описание	88
Минеральный состав	91
Структуры, текстуры и особенности главнейших разновидностей	96
Химический состав	102
Либенеритовые сиениты	103
Макроскопическое описание	103
Минеральный состав	104
Структура либенеритовых сиенитов	111
Глава 6. Интрузивные и жильные породы Ишимского массива (продолжение)	113
Щелочные габброидные и другие редкие щелочные горные породы	113

Роговообманковые шонкиниты	113
Нефелиновый шонкинит	117
Пироксеновый шонкинит	120
Монцониты, эссекситы и нормальные сиениты	122
Оливиновые монцониты и кенталлениты	128
Кенталленит-порфирит	132
Фергуситы и бороланиты	134
Монмутиты и конгресситы	138
Известково-щелочные интрузивные породы из бли- жайших окрестностей Ишимского массива	140
Жильные породы диоритового и гранитного состава	146
Спессартиты, диоритовые порфиры и жильный кварцевый диорит	146
Жильные граниты, гранит-аплиты и гранитные пегматиты	152
Сиенит-аплиты и щелочные сиенитовые порфиры	154
Глава 7. Метаморфические породы Ишимского массива	156
Ортороговики	156
Макроскопическое описание	157
Микроскопическое описание	158
Химический состав	169
Парароговики	169
"Метапорфиры"	171
Заключение	177
Литература	181