



А. А. Глаголев
А. М. Корчагин
А. Г. Харченков

ЩЕЛОЧНО-
УЛЬТРАОСНОВНЫЕ
МАССИВЫ
АРБАРАСТАХ
И ИНАГЛИ

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР
Институт геологии рудных
месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии

552, 33.

А. А. Глаголев
А. М. Корчагин
А. Г. Харченков

ЩЕЛОЧНО- УЛЬТРАОСНОВНЫЕ МАССИВЫ АРБАРАСТАХ И ИНАГЛИ

1156



Издательство
«Наука»
Москва
1974



В книге получили подробную характеристику два малоизвестных щелочно-ультраосновных массива Алданского щита: Арбаастах и Инагли. Оба массива относятся к массивам центрального типа и состоят из центрального ультраосновного ядра и периферийного кольца щелочных пород. Несмотря на сходство эти массивы представляют две различные разновидности щелочно-ультраосновных комплексов. Инагли относится к массивам, в которых сохранилось ядро магматических дунитов, лишь частично затронутых более поздним изменением. Арбаастах представляет массивы с сильным проявлением метасоматических процессов. В отличие от Инагли там развиты карбонатиты и апатит-магнетитовые породы.

В книге описано геологическое положение обоих массивов и роль глубинных разломов и тектонических движений в их размещении на Алданском щите. Дана характеристика внутреннего строения и тектонических особенностей массивов. Детально описаны слагающие их горные породы — от ультраосновных и щелочных магматических пород до разнообразных метасоматических пород и карбонатитов. Большое внимание уделено полезным ископаемым, встречающимся в массивах, которые, по сути дела, являются комплексными месторождениями различных видов минерального сырья.

Представлены соображения авторов о генезисе отдельных разновидностей пород и массивов в целом.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов, так или иначе связанных с изучением щелочно-ультраосновных массивов, карбонатитов, флогопитовых и редкометальных месторождений, а также петрографов широкого профиля. Табл. 50. Илл. 50. Библ.: 87 назв.

Ответственный редактор
доктор геол.-мин. наук, профессор В.П. ПЕТРОВ

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	4
Инаглинский щелочно-ультраосновной массив.	
А.М. Корчагин	7
Тектоника и внутреннее строение массива	10
Возрастные соотношения пород	16
Породы массива	22
Метосоматиты	51
Изверженные породы, обрамляющие массив	59
Происхождение пород массива	63
Полезные ископаемые массива	76
Арбараастахский щелочно-ультраосновной массив.	
А.А. Глаголев, А.Г. Харченков	95
Геологическое положение массива	95
Внутреннее строение массива	99
Петрография массива	104
Полезные ископаемые массива	153
Заключение	166
Литература	172

ВВЕДЕНИЕ

Глубокий интерес, проявляемый геологическими кругами к щелочно-ультраосновным массивам центрального типа, связан с рядом теоретических и практических проблем. Наиболее важным обстоятельством является то, что они сложены породами, значительная часть которых может рассматриваться как полезные ископаемые. Массивы центрального типа известны как источники редких металлов, железа, апатита, флогопита, вермикулита, форстеритовых огнеупоров и т.д. Кроме того, следует иметь в виду возможность обнаружения в некоторых из них платины, хромитов, меди, плавикового шпата, щелочного амфибол-асбеста и других полезных ископаемых.

С другой стороны, генезис почти всех разновидностей пород, входящих в щелочно-ультраосновные массивы, до конца не выяснен и обычно вызывает острые дискуссии на конференциях и в печати. Это касается многих силикатных пород, а также апатитовых и карбонатных. В связи с этим большое значение приобретают новые фактические данные, собранные на конкретных массивах такого рода. Хотя за последние 15 лет появилось много оригинальных и обобщающих работ, в том числе и экспериментальных, дискуссионность многих положений, касающихся щелочно-ультраосновных массивов и до сих пор остается достаточно острой.

Предлагаемая книга освещает строение, петрографический состав и полезные ископаемые двух щелочно-ультраосновных массивов Алдана — Инагли и Арбарастиха. Эти массивы освещены в литературе явно недостаточно. Публикации касались только отдельных вопросов их состава и строения. Оба массива расположены в пределах Алданского щита и входят в одну провинцию щелочно-ультраосновных массивов.

Алданская провинция объединяет несколько массивов центрального типа, большинство из которых располагается в пределах одной линейной зоны, протягивающейся на 400 км в север-северо-восточном направлении. Зона пересекает краевую часть Алданского щита и частично уходит в пределы Джугджуро-Становой (на юге) и Верхоянской (на севере) складчатых областей. Инаглинский массив, правда, занимает несколько отличное положение. Он обособляется от других массивов в центральной части Алданского щита. Можно предположить, что массив Инагли представляет другую, менее хорошо выраженную и, вероятно, недостаточно изученную зону проявления щелочно-ультраосновного магматизма.

Образование всех массивов щита связано с однотипными тектоническими деформациями. Массивы расположены в присводовых частях пологих куполовидных поднятий, в ядрах которых обнажаются породы докембрийского фундамента, а на крыльях – осадочные породы верхнего структурного этажа. Углы залегания осадочных пород изменяются от почти горизонтальных и пологих вдалеке от массивов до крутых и вертикальных у непосредственного контакта с интрузиями.

Внутреннее строение массивов провинции имеет много общего. В центральных частях массивов обычно залегает более или менее изометричное ядро ультрабазитов (иногда метасоматически измененных), а вокруг него расположено одно или несколько кольцевых или неполнокольцевых тел щелочных пород. В некоторых массивах это строение осложнено появлением тел карбонатитов в виде центрального штока или кольцевых тел.

Несмотря на структурную аналогию и близость петрографического состава слагающих пород Алданские массивы не принадлежат к единой формации. Так, массивы Инагли и Арбаастах характеризуются комплексом пород, многие из которых не встречаются в массивах Инагли, Кондер, Чадский и др. Для первой группы характерны следующие породы (в возрастном порядке): пироксениты (вероятно, большей частью метасоматические) – ийолит–мельтейгиты – нефелиновые и щелочные сиениты – карбонатиты – кимберлиты. Массивы другой группы сложены таким рядом пород: дуниты – пироксениты – щелочные габброиды и диориты–сиениты. Таким образом, массивы Абаастах и Инагли, охарактеризованные в настоящей книге, являются представителями двух формаций встречающихся на Алдане массивов центрального типа.

Массивы обеих групп гетерогенны; они содержат два ряда пород, которые не являются комагматичными: ультраосновные и щелочные. Для многих массивов Алданской и других провинций показано, что между этими рядами существует разрыв во времени. Для некоторых массивов доказан мезозойский возраст щелочных пород при протерозойском возрасте ультраосновных ядер (Богомолов, 1967; Ельянов, 1968). В других массивах такой разрыв можно предполагать.

Появление кольцевых тел щелочных пород вокруг ультраосновных ядер связано с экзоконтактовыми зонами разломов, образовавшимися при внедрении ультрабазитов. Эти зоны и послужили каналами для внедрения щелочной магмы.

Между массивами обеих формаций существует значительное геохимическое различие. Некоторые одинаковые свойства, выраженные в совпадении некоторых типоморфных элементов, как, например, железа и титана, в меньшей мере хрома и никеля, обусловлены сходством друг с другом первичных ультрабазитов, которые в какой-то мере близки ультрабазитам габбро–пироксенит–дунитовой формации. Повышенные содержания редких земель и стронция в одинаковой мере свойственны щелочным и щелочноземельным породам. Частичная общность геохимических свойств той и другой формации приводит к появлению в их составе некоторых похожих рудопроявлений, в част-

ности магнетита, апатита и флогопита. Более важную роль играют геохимические различия формаций.

Для формации ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов типоморфными элементами являются ниобий, tantal, редкие земли, титан, уран, торий и некоторые другие. Ей не свойственны платиноиды, хром, никель, ванадий, постоянно присутствующие в массивах формации дунитов в повышенных количествах. С алданскими массивами связаны многочисленные рудопроявления различных видов минерального сырья. Появление каждого рудного типа, отличающегося от предыдущего по составу минералов и их количеству, связано с определенными этапами магматической или постмагматической деятельности. Иначе говоря, каждой из вновь возникающих пород свойственны характерные ассоциации рудных минералов. Алданские массивы принципиально не отличаются от массивов аналогичных формаций в других провинциях, но имеют довольно много индивидуальных особенностей, и это заметно сказывается на величине и характере рудных проявлений. Эти особенности делают массивы Аргаастах и Инагли очень благоприятными объектами для исследований с практическими и научными целями.

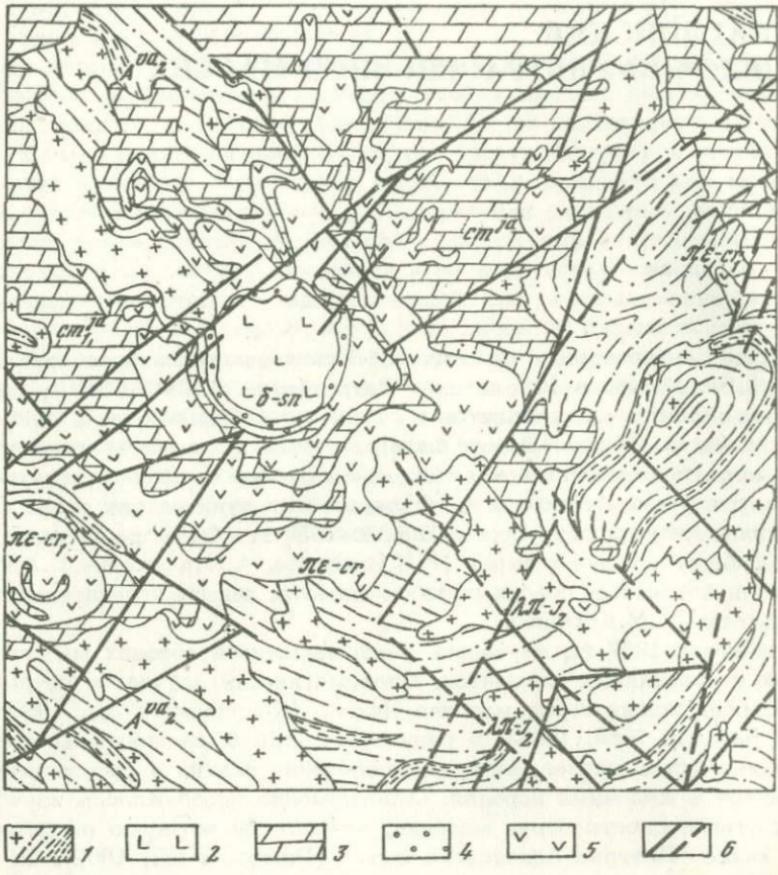
ИНАГЛИНСКИЙ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОЙ МАССИВ

Первые литературные сведения об Инаглинском массиве приведены Ю.А.Билибины в 10 выпускe "Петрографии СССР" (1940), где описаны образцы ультрабазитов и сиенитов, собранных им в 1936 г. в верховьях р. Инагли. Позже были разведаны россыпи платиноидов и хромита, произведена приблизительная оценка скоплений вермикулита и изучена возможность использования дунитов как сырья для форстеритовых оgneупоров. В 1956—1959 гг. были разведаны запасы форстеритового сырья (А.И.Никитина, А.М.Корчагин, В.А.Ерошенко) и проведены поиски амфибол-асбеста, давшие строительные результаты (А.М.Корчагин).

Начиная с 1957 г., изучалось распределение в породах массива редких и рассеянных элементов. Систематически изучались петрография и минералогия пород массива Инагли (Кравченко и др., 1960, 1962; Ефимов, 1959, 1963), в результате чего были получены данные о геохимических особенностях распределения редких и рассеянных элементов в щелочных породах. Одновременно продолжалось изучение платиноносности пород массива, результаты которого подытожены в книге "Платина Алданского щита" (Рожков и др., 1962). В 1960—1964 гг. произведена разведка и определены запасы вермикулитового месторождения в массиве (А.М.Корчагин, Н.И.Крук). Особенности строения, петрография и генезис пород Инаглинского массива затронуты в ряде статей (Богомолов, 1969; Корчагин, 1964, 1966, 1967; и др.).

Инаглинский массив находится в северной краевой части Алданского щита, в верховьях р. Инагли — правого притока р. Алдана, в 30 км к западу от г. Алдана. Он расположен в узле пересечения двух региональных долгоживущих систем глубинных разломов северо-западного (Юхтинский) и северо-восточного (Инаглинский разлом) простирания, прослеживающихся во всем Центрально-Алданском золотоносном районе (фиг. 1). Для массива характерны кольцевое строение и серия концентрических разломов, окаймляющих его ультраосновную — щелочную часть, а также развитых в его внутренней части.

Массив залегает среди гравелитов и песчаников вёрхнего протерозоя, доломитов и доломитизированных известняков юдомской свиты нижнего кембрия и прорывает кристаллические породы фундамента Алданского щита. В этом районе фундамент сложен сильно дислоци-



Фиг. 1. Геологическая схема района Инаглинского массива (Шапошников и др., 1962)

1 – архейские образования; 2 – синийские дуниты; 3 – нижне-кембрийские карбонатные породы; 4 – мезозойские щелочные породы; 5 – мезозойские сиенит-порфиры и порфириты; 6 – разломы

рованными кристаллическими сланцами, гнейсами, кварцитами и мраморами архейского комплекса, инъецированного гранитами. Стратифицированная толща архейских пород расчленяется на отдельные серии. В составе нижней из них, иенгрской, серии выделяются: верхнеалданская свита мощностью до 4000–4500 м (кварциты, силлиманитовые и гранитовые гнейсы, реже пироксеновые и биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы), федоровская свита мощностью до 5800 м (существенно диопсидовые кристаллические сланцы с прослойками кальцифиров и мраморов) и иджекская свита мощностью до 4200 м (биотитовые, пироксеновые и амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы). Тимптонская серия подразделяется на: улунчинскую свиту мощностью до 1300 м (силлиманит-гранатовые, гипер-

стеновые и биотитовые гнейсы, прослои карбонатных пород), суннагинскую свиту мощностью 1700–1900 м (преимущественно гиперстенсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы) и кюриканскую свиту мощностью 1600–1800 м (силлиманитовые гнейсы и пироксеновые кристаллические сланцы). Самая верхняя, джелтулинская, серия представлена низами сутамской свиты мощностью до 1500 м (диопсидовые, биотит-гранатовые и гиперстеновые гнейсы с прослойми мраморов и кальцифиров).

Породы фундамента перекрываются горизонтально залегающим чехлом осадочных пород верхнего протерозоя (песчаники, гравелиты, аргиллиты и песчанистые доломиты) общей мощностью около 40–45 м, нижнего кембрия (карбонатные морские осадки – доломиты, мергелистые доломиты, доломитизированные известняки) общей мощностью 700–800 м и средней юры (континентальные отложения – аркозовые песчаники с прослойями конгломератов и глинистых сланцев) видимой мощностью до 450 м.

Проявления магматизма в районе относятся к геологическим эпохам от архея до верхнего мела. Широко проявлены архейские граниты трех фаз (биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, так называемые "серые" граниты и аляскитовые граниты) и их мигматиты. В верхнем протерозое произошло внедрение дунитов и оливинитов, в том числе в пределах Инаглинского массива. Дайки диабазов датируются палеозоем. Широко развитые в районе мезозойские щелочноземельные и щелочные породы являются характерной составной частью Инаглинского массива.

В плане массив имеет форму, близкую к изометричной. Площадь его около 20 км². Обнажается он в циркообразной котловине, выработанной верховьями р. Инагли (фиг. 2). Центральная часть массива площадью 16 км² сложена форстеритовыми дунитами, отороченными узкой (5–25 м) прерывистой каймой пироксен-оливиновых пород с различным количеством слюды, по составу отвечающих перидотитам и слюдосодержащим пироксенитам (фиг. 2).

Ультраосновное ядро окаймлено зонами пород, по минеральному составу близкими щелочным габброидам (шонкинитам), с залегающими среди них меланократовыми щелочными сиенитами и пуласкитами. Все эти породы со всех сторон, за исключением северо-западной части, окружены пластовой интрузией порфировидного сиенита (по составу изменяется от граносиенита до сиенито-диорита), а также более ранней интрузией сиенит-диорит-порфирита. Сиенитовые породы в той или иной степени претерпели процессы альбитизации. Меланократовые щелочные сиениты и пуласкиты сопровождаются жильной фацией: полевошпат-амфиболовыми жилами с различным количеством моноклинного пироксена и многочисленными акцессорными минералами (щелочные пегматиты). Жилы залегают как в дунитах, так и в щелочных породах.

С формированием щелочных пегматитов связано образование хромдиопсид-слюдяных метасоматитов, развившихся в зонах контактов ультраосновных пород с пегматитами.

Массив является резко разновозрастным образованием – его центральная часть (дунитовый шток) сформирована в протерозое; сиениты, шонкиниты, щелочные пегматиты и связанные с ними метасоматиты были образованы в верхнеюрское – нижнемеловое время.

ТЕКТОНИКА И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Инаглинский массив является представителем платформенных интрузий центрального типа. Он имеет концентрически зональное строение с центральным дунитовым ядром. Внедрение пород массива сопряжено с двумя этапами тектогенеза, имевшими место: а) в конце протерозоя (внедрение дунитов) и б) в конце мезозоя (формирование щелочных пород массива).

Верхнепротерозойский этап ознаменовался в основном дислокациями по разрывным нарушениям, которые унаследовали план более древних дислокаций – архейских региональных разломов глубокого заложения северо-западного и северо-восточного простирания (см. фиг. 1), а также образованием кольцевого разлома в узле пересечения упомянутых систем региональных разломов, по которому произошло внедрение дунитов.

Верхнемезозойский этап тектогенеза характеризуется наличием как пликативных дислокаций, так и дислокаций по разрывным нарушениям, причем разрывные нарушения также унаследовали план структурной клетки, существовавшей в предыдущий этап тектогенеза.

Карбонатные породы нижнего кембрия и залегающие среди них силлы сиенит-порфиров и порфиритов имеют весьма пологое падение на северо-запад под углом $1,5-2^{\circ}$. Вокруг же Инаглинского массива они приподняты ("задраны"), в результате чего создается впечатление, что ранее над массивом существовал купол, образованный толщами пород верхнего структурного яруса (синийскими, никнекембрейскими и, вероятно, юрскими осадочными породами). Апикальная часть этого купола в настоящее время эродирована. На ее месте находится циркообразная котловина, в которой обнажен массив ультраосновных и щелочных пород. Этим ограничиваются пликативные дислокации. В районе массива устанавливаются дизъюнктивные нарушения пяти различных порядков.

К первому порядку нарушений относятся зоны региональных, видимо очень глубоких, разломов северо-западного (Юхтинский) и северо-восточного (Инаглинский) простираций, имеющие крутое ($80-90^{\circ}$) падение и прослеживающиеся во всем Центрально-Алданском районе (Максимов, Угрюмов, 1966). В узле пересечения этих двух систем разломов расположен Инаглинский массив.

Второй порядок нарушений – система разломов субмеридионального простирания с падением, близким к вертикальному. Они рассекают массив и затухают за его пределами на расстоянии 5–10 км.

Третий, порядок нарушений – кольцевые, конические и радиальные разломы. Кольцевые разломы имеют падение от центра массива к его периферии. Располагаются концентрически внутри массива.

Наиболее крупными из них являются вертикальный внешний разлом, окаймляющий массив, и самый внутренний кольцевой разлом, радиус которого равен примерно половине радиуса массива. Между отмеченными разломами имеется несколько более мелких концентрически расположенных кольцевых разломов.

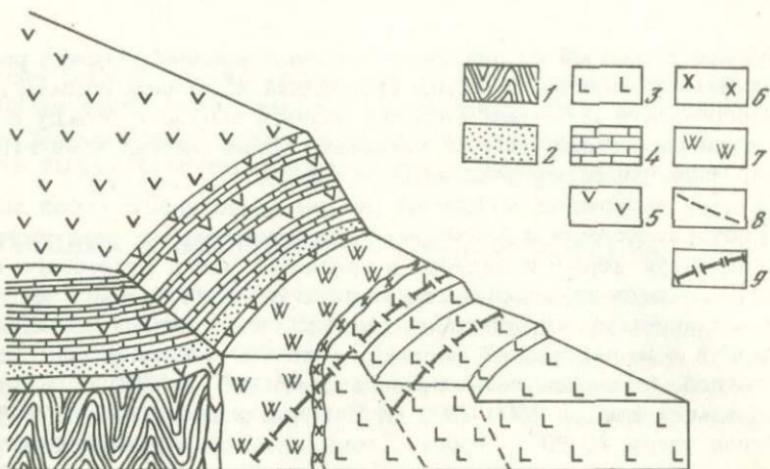
Самый внутренний кольцевой разлом представляет собой зону сильнотрещиноватых и брекчированных дунитов. Эта зона имеет коносообразную форму и развита в срединной части дунитового ядра массива в виде эллипсовидного кольца. Внешняя граница зоны удалена от контакта аподунитовых пород с сиенитами на 500–800 м в западной и южной частях массива и на 800–1200 м в северной и восточной. Мощность зоны изменяется от 100 до 300 м. Внутренний диаметр кольца 1500–2000 м. Падение зоны от центра к периферии под углом 40–50°. Строение зоны сложное. Сравнительно крупные дугообразные трещины расположены кулисообразно по концентрическим окружностям. Они бывают собраны в серии чешуй, как бы наложенных друг на друга с различным перекрытием по окружности кольца. Падение их от центра к периферии под углом 25–70°.

Другой системой трещин, развитых в пределах описываемой зоны, является система радиальных кругопадающих (80–90°) трещин. Как дугообразные, так и радиальные крупные трещины сопровождаются множеством оперяющих маломощных трещин, количество которых увеличивается вблизи мест пересечения. К описанной зоне кольцевого разлома приурочено Инаглинское месторождение слюды.

Второй кольцевой разлом концентрически окаймляет описанную кольцевую зону на расстоянии от центра массива, равном примерно 0,7–0,9 радиуса. Фиксируется этот разлом пуласкитовыми дайками и телами шелочных пегматитов. Строение его более простое. Он состоит из протяженных (иногда длиной 5 км) дугообразных трещин, расположенных пунктирно вдоль окружности. Тектоническая брекчия обычно отсутствует. Этот разлом рассекает как дуниты, так и шелочные габброиды. Падение разлома всегда от центра к периферии массива под углом 50–80°.

Конические разломы имеют крутые углы падения (50–70°) к центру массива. Они ограничены хорошо выраженным плоскостями скольжения, на которых развиты черный серпентин и темно-зеленый офит с бороздами, направленными вниз. По этим трещинам наблюдается ступенчатое опускание центральных частей массива.

Помимо кольцевых и конических разломов, в пределах массива имеются кругопадающие (80–90°) разрывные нарушения, расположенные, в первом приближении, по радиусам структуры – радиальные разломы. Кольцевые и конические разломы в совокупности с радиальными обусловили наличие секториальных блоков, обычно смещенных относительно друг друга в вертикальном, а иногда и в горизонтальном направлениях. Острая часть сектора, находящаяся ближе к центру массива, бывает наиболее опущенной (фиг. 3). На участках, тяготеющих к местам пересечения кольцевых и радиальных разломов, последние нередко бывают заполнены хромдиопсид–слюдяными метасоматитами и шелочными пегматитами.



Фиг. 3. Строение секториального блока

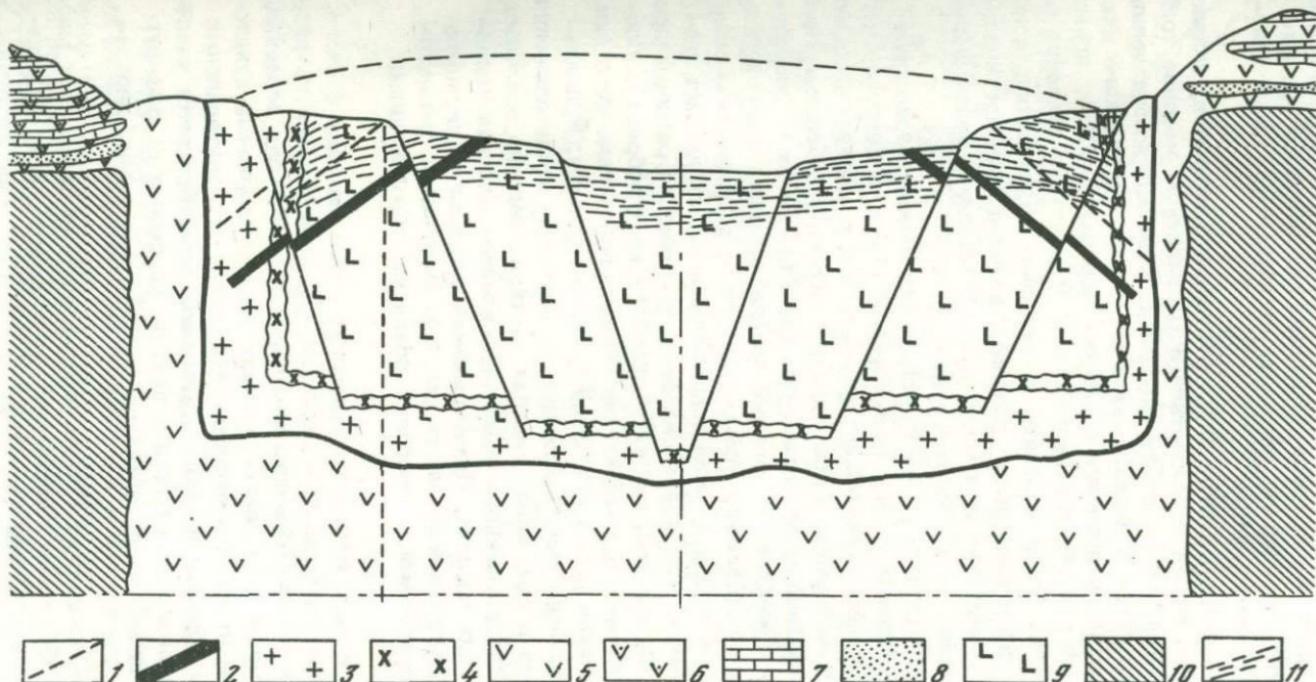
1 – архейские породы; 2 – синийские гравелиты и песчаники; 3 – дуниты; 4 – нижнекембрийские карбонатные породы; 5 – сиенит–порфирьи и порфириты; 6 – породы состава перидотита и пироксенита; 7 – шонкиниты и малиньиты; 8 – конические разломы, кольцевые разломы, 9 – кольцевые разломы, выполненные матасоматитами и пегматитами

Четвертый порядок нарушений – трещины, оперяющие кольцевые и радиальные разломы. Азимуты и углы падения этих трещин варьируют в весьма широких пределах.

Пятый порядок – субгоризонтальные мелкие трещины и различно ориентированные крутопадающие трещины отдельности, в совокупности обусловливающие тонкоплитчатую и скорлуповатую отдельность дунитов. Субгоризонтальные трещины в средней части массива залегают горизонтально. С приближением к kontaktам массива углы падения этих трещин увеличиваются до $7-10^{\circ}$ с направлением падения в сторону kontaktов. Эти трещины, по-видимому, отражают куполовидную структуру кровли массива. Мощности субгоризонтальных трещин увеличиваются при приближении к дневной поверхности массива от долей миллиметра на глубине 100 м до 1,5–2 см, что хорошо видно в штольне. Это говорит о близости ранее существовавшей кровли массива к современному эрозионному срезу.

Крутопадающие трещины на глубине порядка 100 м и более заполнены щелочными пегматитами, а субгоризонтальные трещины – либо зияющие, либо заполнены гипергенными минералами (сепиолит, халцедон, карбонат, монтмориллонит, гидроокислы железа). Наличие субгоризонтальных трещин в дунитовом штоке свидетельствует о том, что последний испытывал нагрузку (давление) в вертикальном направлении.

Расположение дизъюнктивных нарушений в массиве показано на фиг. 4 и 5. Их расположение напоминает схему, предложенную Андер-



Фиг. 4. Схема строения Инаглинского массива в разрезе

1 – пегматитовые жилы; 2 – метасоматиты, выполняющие кольцевые разломы; 3 – шонкиниты и пуласкиты; 4 – породы состава перидотита и пироксенита; 5 – сиенит-порфиры; 6 – сиенит-диорит-порфириты; 7 – нижнекембрийские карбонатные породы; 8 – синийские гравелиты и песчаники; 9 – дуниты; 10 – архейские породы; 11 – конические разломы

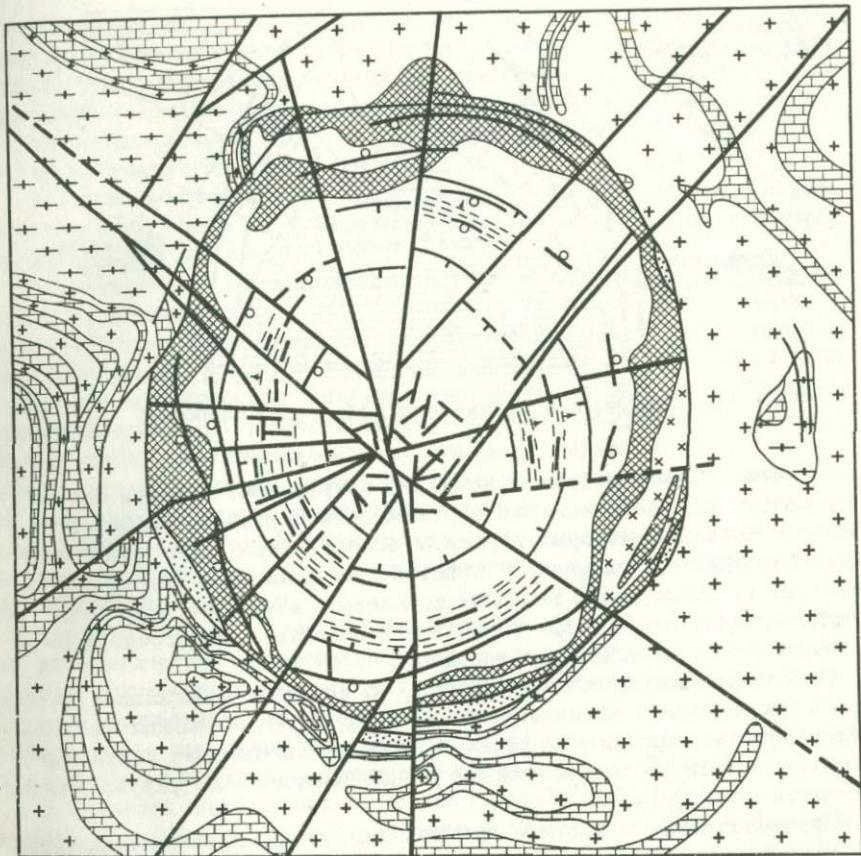
соном (Anderson, 1986) для интрузий центрального типа (фиг. 6). При имеющемся внешнем сходстве схемы дизьюнктивных нарушений Инаглинского массива со схемой Андерсона генезис и возрастные взаимоотношения Инаглинских разломов отличны от таковых одногодичных разломов Андерсона.

Трещины кольцевых, конических и радиальных разломов, являясь трещинами скола, могли образоваться в Инаглинском массиве только после того, как дуниты стали твердыми. К моменту образования магматического очага в начале мезозойского магматического цикла дунитовый шток представлял собой своеобразную пробку, игравшую роль кровли новообразованного очага. Вследствие давления магмы снизу вверх на твердые дуниты в последних образовались кольцевые, конические и радиальные разломы, впоследствии частично заполнившиеся магматическим материалом (кольцевые дайки шонкинитов, пуласкитов и щелочных пегматитов).

Давление магматического очага, вероятно, вызвало некоторое перемещение дунитовой пробки (как поршня) вверх, вследствие чего произошло "задирание" синийской терригенной и кембрийской карбонатной толщи, образовавших куполовидную структуру. Поскольку имело место перемещение дунитового штока (пробки) вверх по цилиндрическому каналу с жесткими стенками кристаллических пород фундамента, могли приоткрываться только кольцевые разломы, имеющие падение от центра штока к периферии, которые и заполнялись щелочными магмами в виде кольцевых даек. Конические разломы при этом были как бы зажаты, так как основания конусообразных блоков дунитов упирались в кембрийские породы, вследствие чего они оказались не заполненными магматическим материалом. Радиальные разломы частично приоткрывались на конечном этапе движения дунитового штока вверх, когда верхняя часть последнего оказалась выше подошвы платформенного чехла, т.е. в менее жестких синийских и кембрийских породах. Приоткрывание радиальных разломов зафиксировано выполнением части из них щелочными пегматитами и метасоматитами — наиболее поздними образованиями массива.

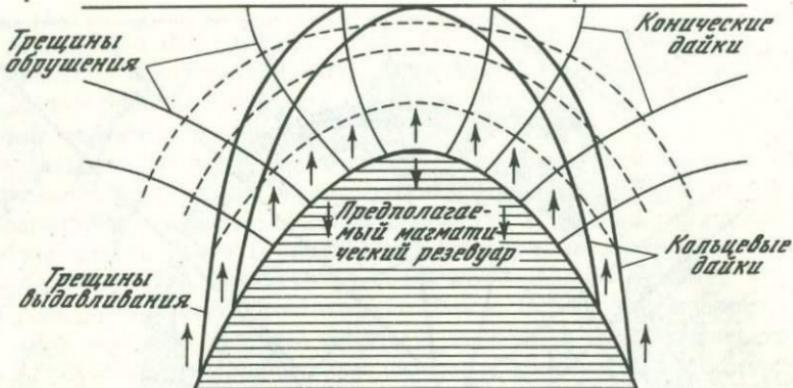
После консолидации всех магматических пород массива в очаге, вероятно наиболее верхнем из нескольких, располагавшихся на различных глубинах в трубообразном канале, произошел спад давления. В результате уменьшения давления снизу на штокообразный дунитовый массив происходило ступенчатое проседание его секторальных блоков, главным образом по коническим разломам. При этом участки массива, расположенные ближе к центру, проседали на большую глубину, в результате чего структура массива имеет вид, изображенный на фиг. 5 и 6.

Не исключена возможность того, что вследствие проседания массива произошло обрушение кембрийских, а возможно, и юрских пород куполовидной структуры (кальдера проседания), впоследствии эродированных до циркообразной котловины, со склонов которой берут начало многочисленные притоки р. Инагли, в основном текущие вдоль радиальных разломов. Проседание массива сопровождалось



Фиг. 5. Тектоническая схема Инаглинского массива

1 – радиальные разломы; 2 – конические разломы; 3 – кольцевые разломы, выполненные пуласкитами и их пегматитами; 4 – кольцевые трещины, выполненные метасоматитами; 5 – внешний кольцевой разлом; 6 – шонкиниты; 7 – пуласкиты; 8 – сиенит-порфириты и порфириты; 9 – синийские гравелиты и песчаники; 10 – дуниты; 11 – нижнекембрийские карбонатные породы; 12 – архейские породы



Фиг. 6. Кольцевые и конические дайки по Андерсону

некоторым поворотом (вращением) его вокруг вертикальной оси, о чём можно судить по наличию вертикальных цилиндров альбит-эгириновой породы, в которых агрегаты волосовидных кристаллов эгирина закручены по спирали, а также по расположению полосчатости тектонитов, согласной с внешним кольцевым контактом массива. Альбит-эгириновые породы и тектониты развиты в непосредственном контакте с вмещающими породами.

Основными подводящими каналами, по которым происходило внедрение пегматитов и проникновение растворов, обусловивших метасоматоз дунитов, являлись кольцевые разломы (кольцевые дайки Андерсона, пунктирно расположенные по концентрическим окружностям внутри массива).

Периферические кольцевые трещины выполнены пулласкитами, ближе к центру кольцевые трещины заполнены существенно альбитизированными калишпат-арфведсонитовыми пегматитами, наконец, наиболее четко выраженная кольцевая структура — зона дробленых дунитов, расположенная примерно на расстоянии половины радиуса дунитового штока, выполнена пегматитами и метасоматитами. Для центральной части штока кольцевые разломы не характерны. Здесь развиты радиальные и оперяющие их трещины, выполненные ортоклаз-диопсидовыми пегматитами.

Из всего изложенного напрашивается вывод, что Инаглинский массив является своеобразной долгоживущей структурой центрального типа, возникшей в протерозое (синии) и окончательно сформировавшейся в нижнем мелу.

ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ ПОРОД

Инаглинский массив сложен магматическими и метасоматическими породами. Магматическими являются дуниты, псевдолейцитовые и плагиоклазовые шонкиниты, пулласкиты и их пегматиты. Метасо-

матические породы представлены "перидотитами" и "пироксенитами", метасоматическими калишпат-пироксеновыми шонкинитами и малинитами, меланократовыми щелочными сиенитами, маломощными симметрично-зональными пуласкитовыми пегматитами, а также хромдиопсид-слюдяными и другими метасоматитами, развитыми по дунитам на контактах с пегматитами.

К метасоматическим образованиям относятся и альбиты, развитые в зоне внешнего контакта массива и выполняющие некоторые из радиальных разломов.

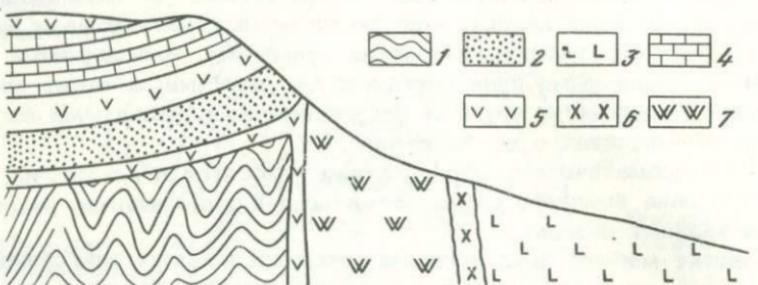
Контакт массива с архейскими породами повсюду тектонический, через зону тектонитов — мелко раздробленных архейских пород, скементированных магматическим материалом, по составу отвечающим шонкиниту. Часто цементирующий материал носит следы альбанизации и эгиринизации. Текстура тектонитов полосчатая, структура гранулобластовая. Полосчатость обусловлена чередованием полос, обогащенных темноцветными минералами (главным образом гиперстеном и волосовидным эгирином, реже диопсидом и паргаситом), со светлыми полосами, имеющими полевошпатовый состав (микроклин-пертит, альбит). Полосчастость ориентирована согласно с контактом. Контакты зоны тектонитов вертикальные. Мощность зоны колеблется от 1 до 5 м.

Контакт дунитов с гравелитами, залегающими в основании разреза протерозойских терригенных отложений, горизонтальный без видимого воздействия дунитов на гравелиты. Обычно по контакту дунитов с гравелитами отмечается внедрение юрского сиенит-порфирового сугла или очень маломощной дайки (несколько сантиметров) пуласкитового состава, залегающей горизонтально (фиг. 7).

В пределах массива нигде не наблюдается непосредственного контакта дунитов с карбонатной толщей нижнего кембрия. Юдомские доломиты и доломитизированные известняки контактируют либо с протерозойскими терригенными отложениями, либо с шонкинитами, причем как в том, так и в другом случае контакт обычно вертикальный.

На контакте юдомских карбонатных пород с протерозойскими песчаниками присутствует зона эруптивной брекции, в которой гальки песчаников и гравелитов, как и изредка встречаемые в брекции гальки дунита, скементированы шонкинитовым материалом. Контакт карбонатных пород с зоной эруптивной брекции четкий. Вблизи контакта доломиты мраморизованы, а непосредственно в плоскости контакта имеется маломощная зонка (до 10 см), выполненная мраморной сильно лимонитизированной мелкообломочной брекцией (сыпучкой). Контакт же карбонатных пород с шонкинитами нерезкий, постепенный с заметным воздействием шонкинитов на доломиты.

Контакты дунитов с шонкинитами нечеткие, обычно через зону перидотитов, в которые дуниты постепенно переходят за счет обогащения последних пироксеном; перидотиты, обогащаясь полевым шпатом, постепенно переходят в шонкиниты. Падение контактов как дунитов с перидотитами, так и перидотитов с шонкинитами крутое.



Фиг. 7. Взаимоотношения пород Инаглинского массива с вмещающими породами и интрузивными породами его обрамления

1 – архейские породы; 2 – синийские гравелиты и песчаники;
3 – синийские дуниты; 4 – нижнекембрийские карбонатные породы;
5 – сиенит–порфиры и сиенит–диорит–порфириты; 6 – породы состава перидотита и пироксенита; 7 – шонкиниты, малиньиты и пуласкиты

ближкое к вертикальному. Иногда на контакте перидотитов с шонкинитами залегает крутопадающая дайка пуласкита.

Взаимоотношения Инаглинского массива с пластовой интрузией сиенит–порфиров и последних с архейскими и протерозойскими образованиями, как и с карбонатными породами нижнего кембра, выглядят следующим образом.

Непосредственного контакта как дунитов, так и перидотитов массива с сиенит–порфирами и сиенит–диорит–порфиритами не наблюдается. Всегда между ультраосновными породами и интрузией щелочноземельных сиенитов присутствует различной мощности (от нескольких метров до 500 м) зона развития щелочных пород габброидного состава (шонкинитов, реже малиньитов) с прожилками пуласкитов или меланократовых пироксенитовых сиенитов.

Контакт упомянутых щелочных пород с интрузией щелочноземельных сиенитов (сиенит–порфиров и сиенит–диорит–порфиридов) нечеткий. Контактная зона представлена породой полосчатой текстуры, в которой темные полосы имеют шонкинитовый состав, а светлые – сиенитовый. Ширина такой зоны колеблется от нескольких сантиметров до 1,5 м. Падение зоны близко к вертикальному.

Контакт щелочноземельных сиенитов обрамления с архейскими метаморфическими породами либо горизонтальный, либо слабо наклонный (не более 10°). В самом контакте развита маломощная (до 10 см) зонка тектонитов – мелко раздробленных перетертых архейских пород, скементированных сиенитовым материалом, имеющих тонкополосчатую текстуру. Полосчатость параллельна плоскости контакта.

Контакты пластовой сиенит–порфировой интрузии как с протерозойскими, так и с нижнекембрийскими породами активные. Сиениты метаморфизуют как песчаники, так и доломиты. Песчаники фенитизируются, доломиты превращаются в кальцифиры.

Толщи протерозойских песчаников и нижнекембрийских карбонатных пород слабо ($5-7^{\circ}$) наклонены от центра Имаглинского массива к периферии, в непосредственной близости от него, и полого падают на восток или горизонтально залегают вдали от упомянутого массива. Таким образом, создается впечатление, что интрузия сиенит-порфиров имеет пластовую форму и согласное залегание с осадочными толщами синяя и нижнего кембра. Она также участвует в куполовидной структуре.

Образование магматических пород массива происходило в три фазы. Первая фаза – формирование дунитов – имела место в верхнем протерозое; две другие фазы, в которые были сформированы щелочные породы массива (щелочные габброиды – вторая фаза – и пулласкиты – третья фаза), принадлежат к мезозойскому циклу магматизма. Становление массива происходило в течение длительного времени, на протяжении двух резко разорванных во времени магматических циклов.

С каждой из магматических фаз связано возникновение метаморфических пород: с дунитами – автометаморфизм (серпентинизация), с щелочными габброидами – образование аподунитовых метасоматических пород состава перidotитов и пироксенитов, с щелочными сиенитами – формирование остальных метасоматических пород.

О том, что первыми были образованы дуниты, говорят следующие факты:

- а) дуниты сильно дислоцированы;
- б) в дунитах залегают дайки всех разновидностей щелочных пород;
- в) имеются дунитовые ксенолиты среди шонкинитов – наиболее ранних щелочных пород мезозойского цикла магматизма.

Таким образом, относительный возраст дунитов как наиболее ранних пород массива, устанавливается вполне определенно. Абсолютный же возраст дунитов остается невыясненным. Образование дунитов отнесено к верхам синяя по аналогии с образованием подобных пород массивов Алданского щита (Кондерского, Чадского), а также с образованием интрузий несколько отличающегося состава (Арбаратской, Инглийской, Горноозерской). Так же, как Кондерская и Чадская, они залегают в ядрах диапировых куполовидных структур достоверно позднесинийского возраста, перекрытых горизонтально залегающими нижнекембрийскими (юдомскими) доломитами. В.И.Кишул (1960, 1962) обосновывал докембрийский возраст имаглинских дунитов залеганием их самых верхних выходов в массиве гипсометрически ниже подошвы юдомских карбонатных пород. А.А.Ельянов и В.М.Моралев (1961) опубликовали данные определения абсолютного возраста по флогопиту слюдосодержащего перidotита Кондерского массива, согласно которым возраст указанной ультраосновной породы равен 600 ± 50 млн. лет.

Отсюда как будто бы следует, что возраст алданских кольцевых интрузий ультраосновных и щелочных пород позднесинийский. Одна-

ко, хотя Инаглинский массив расположен в пределах куполовидной структуры, возраст образования этой структуры никак нельзя считать докембрийским, так как нижнекембрийские карбонатные породы принимают участие в ее строении, на что указывает приподнятость ("задранность") доломитов вокруг массива. Далее, при рассмотрении детальных топографических карт района массива выявляется, что некоторые выходы дунитов располагаются гипсометрически на несколько десятков метров выше уровня подошвы юдомских карбонатных пород. Л.В.Разин (1965) обосновывает посленижнекембрийский-доверхнеюрский возраст дунитов не только залеганием массива в посленижнекембрийской структуре, но и присутствием в экзоконтакте массива форстерит-хромшпинелид-гранатовых кальцифиров, образованных, по его мнению, вследствие воздействия дунитов на юдомские карбонатные породы.

Приведенные различные точки зрения на возраст инаглинских дунитов могут дополнять одна другую, если считать, что консолидация дунитового расплава происходила в позднесинийское время, а внедрение дунитов в юдомскую карбонатную толщу отмечалось в начале мезозойского магматического цикла - единственного на Алданском щите магматического цикла, имевшего место после позднесинийского магматизма, достоверно доказанного на примерах Инглийской, Кондерской, Горноозерской и Арбараастахской интрузий.

Для пород Инаглинского массива делались определения абсолютного возраста калий-argonовым методом. Так, А.А.Ельянов и В.М.Моралев (1961) опубликовали данные определения абсолютного возраста инаглинского щелочного сиенита, проведенного по калиевому полевому шпату (140 млн. лет), и шонкинита (в целом по породе) - 105 млн. лет. С.М.Кравченко и Е.В.Власова (1962) приводят результаты определения абсолютного возраста инаглинского меланократового щелочного сиенита (по ортоклазу) - 136 млн. лет, пуласкита (по ортоклазу) - 135 млн. лет - и сиенит-порфира из силла, обрамляющего Инаглинский массив (по ортоклазу), - 158 млн. лет.

Два наших образца (флогопит из хромдиопсид-слюдяного метасоматита и микроклин из пегматита) были проанализированы в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР. Определения содержания радиогенного аргона производились на аргоновой установке конструкции ИГЕМ и масс-спектрометре МИ-1301 методом изотопного разбавления с применением в качестве эталона Ar^{38} . Калий определяли методом пламенной спектрофотометрии.

Возраст рассчитывали по константам, принятым Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций на 1964 г., а именно: $\lambda_K = 0,557 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $\lambda_\beta = 4,72 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, $K^{40} = 0,000122$ К (по весу). Результаты определений приведены в табл. 1.

Абсолютный возраст ультраосновных пород массива не определяли, поскольку в дунитах содержание калия, свинца и углерода весьма незначительно и не позволяет сделать достаточно надежные определения возраста каким-либо из известных изотопных методов.

Таблица 1

Результаты определения абсолютного возраста пород Инаглинского массива

№ обр.	Порода	Минерал	Калий, %	$\text{Ar}_{\text{рад}}^{\text{?}}$ нг/г	$\frac{\text{Ar}_{\text{рад}}^{40}}{\text{Ar}_{\text{общ}}^{40}}$, %		Возраст, млн. лет
					71-76	144 ± 7	
33-к	Метасоматит	Флогопит	$8,34 \pm 1,6$	$84,6 \pm 1,6$	71-76	144 ± 7	
49-г	Пегматит	Микроклин	$9,76 \pm 0,07$	$81,00 \pm 1,6$	74-77	118 ± 6	

1 нг (нанограмм) равен 10^{-9} г, 1 нмм³ Ar^{40} равен 1785 нг.

Флогопит- и калишпатсодержащие перидотиты и пироксениты являются продуктами метасоматической переработки дунитов, связанной с мезозойскими щелочными породами. Вследствие этого значение их возраста не отвечало бы действительному значению возраста дунитов.

Подытоживая сказанное об абсолютном возрасте инаглинских пород, можно говорить и об их мезозайском (верхнеюрском - нижнемеловом) возрасте и весьма небольших возрастных интервалах в становлении различных щелочных фаз, поскольку данные абсолютного возраста пород разнятся в пределах ошибки метода определения.

Возрастные соотношения щелочных габброидов и щелочных сиенитов (пуласкитов) в массиве устанавливаются вполне определенно по пересечению пуласкитовыми дайками псевдолейцитовых шонкинитов, т.е. пуласкиты моложе шонкинитов. Меланократовые щелочные сиениты также залегают среди шонкинитов.

Возрастные соотношения между щелочными породами массива и щелочноzemельными (сиенит-порфирами и сиенит-диорит-порфиритами) породами, обрамляющими Инаглинский массив, характеризуются наличием ксенолитов шонкинитов среди сиенит-порфиров. В приконтактовой зоне таких ксенолитов шонкинитов диопсид замещается эгирином и полностью исчезает биотит, порода становится мелкозернистой и приобретает полевошпат-эгириновый состав. Таким образом, сиенит-порфириты метаморфизировали шонкиниты и, следовательно, являются более поздними. Сиенит-порфириты Ю.А. Билибин (1941) также относил к более молодой возрастной группе по сравнению со щелочными породами мезозайского магматизма на Алданском щите.

Таким образом, порядок становления магматических пород Инаглинского массива следующий: первыми были сформированы дуниты, затем щелочные габброиды, последними формировались пуласкиты и их пегматиты. Обрамляющие массив сиенит-порфириты и сиенит-диорит-порфириты относятся к самостоятельной фазе магматизма, формировавшейся после щелочных пород массива.

ПОРОДЫ МАССИВА

ДУНИТЫ

Дуниты представляют собой средне- или мелкозернистые породы темно-серого цвета со стальным оттенком. Характерны для дунитов почти горизонтальная трещиноватость, создающая впечатление их рассланцованныности, и неясно выраженная сфероидальная отдельность.

Под микроскопом в дунитах устанавливается панидиоморфно-зернистая структура в слабо серпентинизированных и петельчатая в сравнительно сильно серпентинизированных разностях (фиг. 8). Минеральный состав дунитов следующий: оливин (85–40%), серпентин (60–15%), хромшпинелиды (3–0,5%), хромдиопсид (0,3–3%), флогопит (0,1–3%), магнетит (до 3%), актинолит (доли процента). В выветрелых разностях содержится кальцит (до 3%), монтмориллонит, нонtronит, галлуазит, вермикулит, сунгуллит, опал и халледон (спорадически). В весьма незначительных количествах (доли процента) встречаются хлорит, брусит и сульфиды. По данным Л.В.Разина (1966), среди сульфидов имеются следующие минералы: пирит, пентландит, бравоит и миллерит. В выветрелых разностях дунитов присутствует повышенное количество (до 3%) гидроокислов железа. Количество-минералогические подсчеты дали следующие результаты (табл. 2) (в %).

Совершенно свежие дуниты состоят из форстерита, содержащего от 2 до 11% фаялитовой молекулы, и хромовой шпинели. В серпентинизированных разностях добавляются серпентин и магнетит (фиг. 9). В метасоматически измененных дунитах появляются магнезиально-железистые слюды (в основном флогопит), хромдиопсид, актинолит и карбонат. Химические составы дунитов приведены в табл. 3.

Таблица 2

Количество-минеральный состав дунитов (в объемн. %)

Минералы	Слабо серпентинизированный дунит	Серпентинизированный дунит	Дунит из зоны дробления	Свежий дунит из ядра массива
Оливин	73,5	60,5	61,5	85,5
Серпентин	21,5	33,0	30,0	12,0
Слюды	2,5	3,5	3,0	0,5
Хромдиопсид	1,5	0,7	3,0	–
Магнетит	0,5	0,3	0,5	0,3
Хромшпинелид	0,5	1,0	0,5	1,7
Кальцит	–	1,0	1,5	–
Сумма	100	100	100	100

Фиг. 8. Дунит серпентинизированный, петельчатой структуры

Светлые участки — оливин, участки серого цвета — серпентин; шлиф 653а, увел. 70, николи ×



Фиг. 9. Пластинчатый магнетит, развитый по трещинам спайности оливина от темненного дунита

Увел. 365, шлиф 58-к, с одним николем



Таблица 3

Химический состав дунитов

Компоненты	48*	91-к	217	24б	Ср.
SiO ₂	39,02	38,00	37,91	36,83	40,49
TiO ₂	Сл.	Сл.	0,06	Сл.	0,02-
Al ₂ O ₃	0,15	0,62	1,39	0,57	0,86
Fe ₂ O ₃	2,42	3,16	2,35	3,47	2,84
Cr ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	-	0,14	-
FeO	3,43	2,26	6,50	4,42	5,54
MnO	0,12	0,11	0,21	0,14	0,16
MgO	46,77	46,77	42,04	46,45	46,32
CaO	0,39	0,31	0,45	0,16	0,70
Na ₂ O	0,38	0,08	0,20	0,08	0,10
K ₂ O	0,13	0,08	0,20	0,08	0,04
P ₂ O ₅	0,04	0,08	-	0,07	0,05
SO ₃	0,03	0,03	-	0,14	-
H ₂ O ⁺	6,72	7,06	0,72	Не обн.	-
H ₂ O ⁻	0,15	0,43	-	0,15	-
П.п.п.	0,14	0,56	8,12	7,68	2,88
Сумма . . .	99,89	99,55	99,43	99,24	-

* Номер образца. 48 - свежий дунит (скв. 4, глубина 100 м), Лаборатория ЯТГУ; 91-к - дунит, слабо серпентинизированный (скв. 1, глубина 48 м), Лаборатория ЯТГУ, аналитик Брагинец; 217 - дунит, сильно серпентинизированный с хромдиопсидом, Лаборатория Иркутского геологического управления, аналитик Э.И.Ермакова; 24б - дунит свежий (скв. 1, глубина 150 м), Лаборатория ЯТГУ, аналитик Брагинец; Ср - средний состав дунита по Дэли.

Таблица 4

Зависимость пористости от содержания серпентина в дуните

Глубина, м (скв. 1)	35	42	50	85	100
№ образца	5-К	6а-К	8-К	17-К	21а-К
Эффективная пористость, %	7,46	4,77	3,24	1,02	0,30
Валовое содержание серпентина, %	60-65	50-55	35-40	30	20

Оливин образует полигональные зерна размером от десятых долей миллиметра до 5–6 мм, достигая иногда 1–1,5 см. Как правило, катаклизирован, обладает неодновременным угасанием и имеет псевдодвойниковое строение: Ng – от 1,662 до 1,696, Nm – от 1,658 до 1,675, Np – от 1,642 до 1,658, $Ng - Np$ – от 0,033 до 0,038, $2V$ – от +85 до +90°. Непостоянство оптических констант свидетельствует о некоторых различиях химического состава оливина. По мелким трещинкам, рассекающим оливиновые зерна, а также на границах между оливиновыми зернами, располагается серпентин.

Среди дунитов, особенно в пределах зон дробления, встречаются прожилки скрытокристаллического фарфороподобного сунгулита. Мощность таких прожилков колеблется от долей сантиметра до 10–15 см, и лишь в единичных случаях встречаются сунгулитовые жилы мощностью 20–40 см. Кроме того, на дневной поверхности почти всегда сунгулит слагает большую часть призальбандовых оторочек пегматитовых жил, рассекающих дуниты. Показатели преломления сунгулита около 1,55.

Хромшпинелиды, образующие идиоморфные кристаллы октаэдрической формы, беспорядочно рассеяны в дунитах в количестве до 3% объема породы. Обычно они заключены в оливине, но нередко встречаются их более крупные выделения неправильной формы, включающие в себя каплевидные выделения оливина, что говорит о длительности процесса кристаллизации хромшпинелидов, проходившего и до начала кристаллизации оливинов и одновременно с ней. По данным И.С. Рожкова, В.И. Кицула, Л.В. Разина и С.С. Борицанской (1962), хромшпинелиды относятся к феррихромиту с формулой $(Mg_{0,4} Fe_{0,6})_{1,00} (Cr_{1,5} Al_{0,3} Fe_{0,2})_2 O_4$. Хромшпинелид при низком содержании алюминия обогащен хромом и железом и содержит небольшое количество марганца. Химический состав хромшпинелида следующий (Рожков и др., 1962):

SiO_2	2,75	MgO	10,63
TiO_2	0,84	CaO	0,08
Al_2O_3	6,28	NiO	Не опр.
Cr_2O_3	49,78	V_2O_5	"
Fe_2O_3	19,55	H_2O^-	-
FeO	9,38	H_2O^+	-
MnO	0,60		
		Сумма	99,88

Серпентинизация, по данным буровой разведки, уменьшается с глубиной. Наиболее серпентинизированные разности вблизи поверхности содержат до 60% серпентина. На глубине 100 м содержание серпентина падает до 20% и на глубине 200 м – до 15–20%. Пористость дунитов прямо пропорциональна степени серпентинизации и выветрелости породы и уменьшается с глубиной (табл. 4).

АПЭДУНИТОВЫЕ ПОРОДЫ (ПЕРИДОТИТЫ И ПИРОКСЕНИТЫ)

Перидотиты и пироксениты – породы, образованные метасоматически по дунитам.

Перидотиты – это пироксен–оливиновые породы с флогопитом. Они развиты по периферии дунитового штока в виде узкой прерывистой оторочки от нескольких метров до 50 м мощности и имеют постепенные переходы, с одной стороны, к дунитам, с другой – к шонкинитам как в пространственном расположении, так и по минеральному составу. Минеральный состав породы изменяется от дунитов до пироксенитов. На границе дунитов и пород состава перидотитов нередко возникает узкая зонка сильно серпентинизированного дунита черного цвета с большим содержанием пластинчатого магнетита (см. фиг. 9). Затем к периферии массива дунит обогащается моноклинным пироксеном (диопсид и салит), постепенно переходя в почти мономинеральную пироксеновую породу с небольшим количеством слюды. При удалении от дунитового ядра пироксеновая порода постепенно обогащается магнезиально–железистой слюдой, содержание которой в приконтактовых частях с шонкинитами достигает 50–60%, и здесь же появляется калишпат, т.е. возникают постепенные переходы в шонкинит. На контактах перидотитов с дунитами встречены линзовидные участки, выполненные биотит–пироксеновой



Фиг. 10. Ослюденелый перидотит. Шлиф 158/64, увел. 70, николи ×

Таблица 5

Химические составы перидотита (в %)

Компоненты	130 *	98	85	131
	калишпатизированый перидотит	нормальный диопсидовый перидотит	сильноослюденелый перидотит	слюдосодержащий перидотит
SiO ₂	48,41	45,65	39,21	45,30
TiO ₂	0,70	Сл.	1,41	0,56
Al ₂ O ₃	8,08	2,50	5,70	3,75
Cr ₂ O ₃	0,06	Не опр.	0,07	Не опр.
Fe ₂ O ₃	2,72	2,24	7,63	4,35
FeO	4,17	0,18	7,90	2,91
NiO	0,07	Не опр.	0,03	Не опр.
SO ₃	0,03	0,05	0,06	0,09
MnO	0,11	0,05	0,15	0,11
MgO	12,40	32,46	13,71	18,14
CaO	13,79	0,33	15,24	16,96
Na ₂ O	0,56	1,51	0,72	0,55
K ₂ O	5,75	0,40	2,98	2,12
P ₂ O ₅	1,58	0,03	2,58	2,28
CO ₂	0,73	Не опр.	0,58	Не опр.
F	0,71	"	0,76	"
H ₂ O ⁻	0,04	3,21	0,48	0,89
H ₂ O ⁺	Не обн.	9,04	Не обн.	0,21
П.п.п.	0,61	2,03	0,02	0,88
Сумма	99,95	99,68	99,23	99,10

* Номер образца. 130 – калишпатизированный перидотит из контакта с шонкинитами; 98 – перидотит (верлит) диопсидовый; 85 – перидотит сильноослюденелый; 131 – перидотит слюдосодержащий. Анализы выполнены в лаборатории ЯГГУ.

породой с различным соотношением пироксена и биотита: от пироксенита до мономинеральной биотитовой породы.

Минеральный состав образцов, взятых из срединной части полосы развития перидотитов, следующий (в %): моноклинный пироксен – 45–50, оливин – 37–40, серпентин – 7–10, биотит – 2–3, апатит –

2-3, кальцит - доли процента, рудный минерал - 0,5-2, рутил и циркон - доли процента, обыкновенная роговая обманка - до 1. Характерно, что оливин в этих породах более железистый, чем в дуните. Он содержит до 15% фаялитовой молекулы.

Пироксен почти бесцветный с легким зеленоватым оттенком, не плеохроирует. Кристаллы его имеют призматическую форму, содержат мелкие включения рудного минерала, апатита и оливина. Судя по углам угасания, в инаглинских породах перидотитового состава присутствуют две разновидности моноклинных пироксенов: диопсид и авгит. Диопсид, содержащий до 10% геденбергитовой молекулы, имеет угол угасания $c:Ng = 39-40^\circ$, $2V = 60^\circ$, $Ng = 1,697$, $Np = 1,671$, $Ng - Np = 0,025$. Угол угасания авгита $c:Ng = 49-55^\circ$. Пироксен присутствует в виде короткостолбчатых призматических зерен, которые часто зональны. Внутренняя часть зерен богата включениями апатита, ориентированными по граням роста кристаллов, а также флогопита и магнетита. Чешуйки флогопита мелкие, имеют неправильную форму и обычно ориентированы параллельно удлинению зерен пироксена. Включения магнетита мелкие, пылевидные. На некотором расстоянии от внешнего контура зерен пироксена часто расположена зона, в которой развиваются пластинчатые вrostки титаномагнетита. Вростки эти следуют двум направлениям отдельности в зернах пироксена, образуя характерную тонкую решетку.

Между зернами оливина и пироксена наблюдаются ксеноморфные выделения магнетита, чешуйки и листочки флогопита и неправильные зерна апатита (фиг. 10).

Оливин в шлифах бесцветен. Форма зерен округлая, с изъеденными краями. Размер оливиновых индивидуумов от 0,2 до 2 мм с преобладанием зерен диаметром 0,5 мм.

Очень редко в шлифах можно наблюдать сидеронитовую структуру, когда оливиновые зерна скементированы аллотриоморфными выделениями магнетита. Химический состав перидотита приведен в табл. 5.

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Гипербазиты окаймлены прерывистой полосой пород, близких по составу к щелочным габброидам (шонкинитам, малинитам) и щелочным сиенитам. Ширина полосы этих пород достигает 0,5 км. Переход их в перидотиты постепенный. В перидотитах между зернами пироксена и оливина появляются струйчатые выделения нерешетчатого, пертитового кали-натрового полевого шпата и нефелина. Эти выделения, разрастаясь, расчленяют зерна пироксена, отделяя их друг от друга. Одновременно с разрастанием нефелин-полевошпатового агрегата уменьшается количество оливина. Он остается лишь в виде включений в пироксене и в конце концов исчезает. В результате порода приобретает состав шонкинита, состоящего из моноклинного пироксена, нефелина, плагиоклаза, кали-натрового полевого

шпата, лейцита, замещенного нефелин-калишпатовым агрегатом (псевдолейцит), и акцессорных — апатита, рутила, циркона и магнетита. Кроме того, присутствует золотисто-бурая слюда, ассоциирующаяся с лейкократовой частью породы и замещающая полевой шпат и пироксен. Кроме перечисленных минералов, в шонкинитах встречаются натролит, анальцим, содалит, хлорит. Моноклинный пироксен в этих породах очень похож на пироксен перидотитов. В нем также наблюдаются зональность и ильменитовые вrostки. Отмечается лишь более ясный плеохроизм в зеленых тонах. Количество нефелина — от долей процента до 5–6%, количество кали-натрового полевого шпата в большинстве случаев 2–3%. Часто нефелин присутствует в неправильных вростках в калишпатае, похожих на ихтиоглипты. Иногда эти минералы образуют симплектические срастания (фиг. 11). В некоторых участках нефелин преобладает, и тогда в нем устанавливаются неправильные вростки кали-натрового полевого шпата. Нефелин почти повсеместно замещен цеолитами, содалитом или анальцимом.

По количеству содержащегося в породе нефелина выделяются шонкиниты и малиньиты. В зависимости же от соотношения количества полевых шпатов и пироксенов в пределах кольцевой зоны развития щелочных пород выделяются участки щелочных, меланократовых (пироксеновых) сиенитов и пуласкитов. Взаимопереходы между шонкинитами, меланократовыми сиенитами и лейкократовыми щелочными сиенитами-пуласкитами всегда постепенные; нигде не наблюдалось резких контактов. Во всех таких случаях присутствует зона переходных пород, по соотношению в них калишпата и пироксена соответствующая меланократовым пироксеновым сиенитам. Мощности таких зон весьма различны — от нескольких сантиметров до 1' м, иногда достигают нескольких метров.

Среди шонкинитов можно выделить лейцитовые и безлейцитовые разности. Лейцитовые шонкиниты распространены в западной части массива, безлейцитовые — в восточной и северо-восточной частях. В лейцитовых шонкинитах лейцит замещен нефелин-полевошпатовым агрегатом, образующим пятнистые выделения в форме правильных многоугольников либо округлой и эллипсовидной формы (фиг. 12). Кроме лейцитовых шонкинитов, в восточной части массива имеются и плагиоклазовые безлейцитовые шонкиниты (фиг. 13) и бесплагиоклазовые и безлейцитовые пироксен-калишпатовые шонкиниты с небольшими количествами нефелина. И, наконец, следует выделить оливиновые шонкиниты, главными минералами которых являются оливин, пироксен и калиевый полевой шпат (фиг. 14).

В пределах габброидной оторочки массива пуласкиты и окаймляющие их меланократовые сиениты образуют серию жил, часто сближенных, ветвящихся и не выдержаных по мощности, которые заполняют кольцевые трещины, окаймляющие центральную часть гипербазитового штока.

Безлейцитовые и бесплагиоклазовые шонкиниты встречаются и во внутренних частях дунитового штока, выполняя мощные радиаль-



Фиг. 11. Микропегматитовое срастание калишпата с нефелином в шонкините
Шлиф 36/62, увел. 70, николи ×

ные зоны разломов в дунитах. В этих случаях наблюдается четкая метасоматическая зональность. Дуниты обогащаются моноклинным пироксеном (диопсидом), превращаясь в перидотит, который по направлению к осевой части зоны разлома переходит в шонкинит за счет увеличения количества полевого шпата. Центральная, осевая часть зоны может быть представлена меланократовым пироксеновым сиенитом с тонкими прожилками лейкократового пуласкита. Пе́рфё́ды между перечисленными разностями, так же как и в пределах габброидной оторочки, постепенные.

Породы, близкие по составу шонкинитам, залегают также за пределами массива — в 2,5 км к северо-востоку от него. Эти породы имеют часто порфировидную текстуру. Они слагают небольшое пластовое тело (150×50 м) на контакте подстилающих их доло-



Фиг. 12. Шонкинит псевдолейцитовый

Глубина 154, увел. 70, николи ×

митизированных известняков нижнего кембрия и перекрывающего их сиена сиенит-порфиров, внедрившегося в известняки.

В случае внедрения пуласкитов по концентрическим трещинам во внутренние части дунитового ядра возникают также метасоматические оторочки по обе стороны пуласкитовой дайки: дунит-перидотит-шонкинит — меланократовый пироксеновый сиенит.

Взаимоотношение метасоматических аподунитовых пород с дунитами, с одной стороны, и сиенит-порфирами пластовой интрузии, — с другой, следующее:

1. Вследствие замещения оливина моноклинным пироксеном дуниты постепенно переходят в перидотиты, а затем — в пироксениты. Дальше пироксен начинает замещаться магнезиально-железистой слюдой и калиевым полевым шпатом, в результате чего происходит



Фиг. 13. Шонкинит плагиоклазовый. Шлиф 36/62, увел. 70, с одним николем



Фиг. 14. Шонкинит оливиновый. Шлиф 47/62, увел. 70, с одним николем

превращение в породу, по минеральному составу отвечающую шонкиниту. При дальнейшем развитии процесса замещения пироксенов калишпатом порода переходит по составу в пироксеновые сиениты. Пироксеновые сиениты, а иногда и шонкиниты, когда они контактируют с сиенит-порфирами, в контакте обогащаются красноватым калишпатом, амфиболом и флогопитом, превращаясь в щелочной сиенит грубо полосчатой текстуры, сменяющейся эгириин-альббитовой породой, развитой в контакте с сиенит-порфирами.

2. Среди площадей развития шонкинитов наблюдаются участки неизмененных дунитов. Вокруг таких участков наблюдаются такие же зоны переходных разностей пород, следующие в том же порядке, что и при переходе от дунитового штока к шонкинитам: перидотит-пироксенит-шонкинит.

3. Мощности оторочек аподунитовых пород (перидотитов, шонкинитов метасоматического генезиса, пироксеновых сиенитов) увеличиваются там, где развиты пуласкиты и сиенит-порфиры. На контакте с нижнекембрийскими доломитами, где дунитовый шток не окаймлен сиенит-порфирами, мощности аподунитовых пород резко уменьшаются (до 1–2 м).

4. В периферической северо-западной части штока среди дунитов имеются участки, сложенные шонкинитами. В центральных частях таких участков залегают сравнительно мощные (15–20 м) дайки пегматитов пуласкитового состава. На контактах шонкинитов и пуласкитов всегда развита зона меланократовых щелочных пироксеновых сиенитов.

5. При контактировании нижнекебрийских доломитов с шонкинитами последние воздействуют на доломиты, в которых появляется форстерит, хромит, хлорит, серпентин, магнетит, диопсид, сфен и циркон.

М.А.Богомолов (1964) считает щелочные породы массива контаминационными образованиями. По нашему мнению, лейцитовые шонкиниты, безусловно, магматические породы, как и плагиоклазовые шонкиниты, но в массиве есть шонкиниты и метасоматического происхождения.

Шонкиниты – меланократовые породы с различным содержанием слюды. В составе массива имеются несколько разновидностей, отвечающих по составу шонкинитам. Текстура породы наиболее часто полосчатая из-за чередования параллельных лейкократовых (калишпатовых) и меланократовых (пироксеновых и слюдистых) полос, реже порфировидно-пойкилитовая; в последнем случае порфиробласты калишпата пойкилитически включают мелкие кристаллы пироксена и слюды. Еще реже встречаются разновидности массивной текстуры. В полосчатых разностях кристаллы калишпата обладают совершенной линейно-плоскостной ориентировкой, а пироксены и слюды ориентированы хуже.

Минеральный состав шонкинитов (в объемн. %): калиевый полевой шпат – 20–50, пироксены – 35–45, оливин присутствует только

в некоторых разновидностях, где его содержание колеблется от 3-15, биотита - от 1 до 25, апатита - от 1,5 до 7, магнетита - от 1 до 5, нефелина - до 3, псевдолейцита (в лейцитовых разновидностях) до 7-10 и плагиоклаза (андезина) в плагиоклазовых разностях - до 5-7. Аксессорные представлены сフェном, меланитом, рутилом, рамзаитом, бадделеитом, флюоритом, торитом, ринколитом, батиситом¹ хромитом, пиритом, молибденитом и галенитом. Последний иногда замещается церусситом. Вторичные минералы развиваются по оливину (иддингсит), нефелину (цеолиты), лейциту (агрегат калишпата и нефелина) и пироксену (хлорит и магнетит).

В большинстве случаев калишпат образует крупные совершенно свежие кристаллы. Среди них встречаются небольшие участки, состоящие из нефелина и калиевого шпата правильной восьмиугольной или округлой формы. Такие выделения, несомненно, являются псевдоморфозами агрегата нефелина и калишпата по лейциту (псевдолейцит). В сравнительно крупных кристаллах калишпата (5 мм и более) нередко наблюдаются пойкилитовые включения оливина, пироксена и рудного минерала. В некоторых образцах шонкинитов встречаются микропегматитовые срастания ортоклаза и нефелина (см. фиг. 11). По нашему мнению, перечисленные микропегматоидные структуры указывают на одновременность окончания процесса кристаллизации нефелина и калишпата. Рост полевошпатового кристалла начался раньше, когда нефелин еще не образовывался, и лишь в конце процесса роста калишпатовых кристаллов выделялся нефелин. В одном шлифе был обнаружен анальцим, замещающий калишпат. Калишпат представлен в основном ортоклазом, реже анортоклазом. Оптические константы калишпата: $N_g = 1,528$, $N_m = 1,525$, $N_p = 1,522$, $2V$ колеблется от -30 до -52° ; причем в изредка встречающихся зональных кристаллах их центральные части обладают большим $2V$ ($52-47^\circ$) а периферические зоны - меньшим ($30-40^\circ$).

По данным С.М.Кравченко (1962), содержание натрия в калиевом шпате лейкоракратовых разностей шонкинитов намного больше (3,23%), чем в их меланократовых разностях (0,34%). Калишпат шонкинитов содержит Ba 0,32, Sr 0,038 и Ca 0,097%. Спектральным анализом дополнительно установлено присутствие Ti, Mg, Ya, V, Pb.

Пироксены в породе трех разновидностей: диопсид, авгит и эгирин. Наиболее часто встречается диопсид, который образуют призмы или зерна размером до 5 мм. Обычно содержит хром и поэтому обладает зеленой или светло-зеленой окраской и не плеохроирует. Угол угасания с: $N_g \approx 44^\circ$, $2V$ от 48 до 54° . Иногда встречаются зональные кристаллы с густо окрашенной зеленой каймой. Авгит отличается от диопсида светло-зеленым цветом с буроватым оттенком. Размер его зерен от 0,06 до 3 мм. Угол угасания с: $N_g = 48^\circ$. По авгиту иногда развивается вторичный биотит, плеохроирующий от красно-бурового до желтого. Местами по краям зерен авгита или диопсида наблюдается узкая каемка эгирина, окрашенного в травя-

¹ Батисит - новый титаносиликат бария. (Кравченко и др., 1960).

Таблица 6

Химический состав шонкинитов (в вес. %)

Компоненты	129 *	128	221	234	223
SiO ₂	49,48	48,63	47,04	49,60	52,72
TiO ₂	0,84	0,99	0,78	0,57	0,21
Al ₂ O ₃	9,59	10,51	9,33	11,04	7,98
Fe ₂ O ₃	9,38	8,25	4,06	3,53	1,22
FeO	4,85	4,86	7,15	5,51	2,35
MnO	0,16	0,17	0,12	0,50	0,056
MgO	5,54	5,53	11,60	9,00	14,48
CaO	10,12	10,35	14,60	11,21	10,63
Na ₂ O	1,70	1,37	1,02	0,90	1,46
K ₂ O	5,44	6,10	4,60	6,40	5,03
H ₂ O ⁺	0,53	0,64	0,16	0,30	0,62
H ₂ O ⁻	0,14	0,18			
P ₂ O ₅	0,98	0,92	Не опр.	Не опр.	Не опр.
SO ₃	0,04	0,11	"	"	"
CrO ₃	0,04	0,02	"	"	"
F	0,17	0,18	"	"	"
П.п.л.	0,08	0,26	0,57	1,69	3,59
Сумма . . .	99,08	99,07	100,87	99,95	99,72

* Номер образца.

129, 128 - шонкиниты диопсидовые, лаборатория ЯГГУ; 221, 234 - шонкиниты лейшитовые, лаборатория Иркутского геологического управления, аналитик Э.И. Ермакова; 223 - шонкинит с составом, переходным к меланократовому щелочному сиениту, лаборатория Иркутского геологического управления, аналитик Э.И. Ермакова.

но-зеленый цвет. Иногда эгирин встречается в виде мелкокристаллического агрегата, как бы нарастающего на диопсид или авгит. Диопсидовые и авгитовые разности шонкинитов не образуют самостоятельных зон, а в виде небольших, часто перемежающихся участков присутствуют повсеместно в периферической зоне массива.

Оlivин обычно бесцветный, слагает неправильные зерна размером от 0,1 до 1 мм. Olivин Имаглинских шонкинитов является форстерт-хризолитом ($2V=84^{\circ}$, $N_g-N_p=0,038$), содержащим до 16% фаялитовой молекулы. Нефелин встречается в неправильных выделениях размером от 0,2 до 2 мм; $N_g = 1,544$, $N_p = 1,539$. В значительной

мере замещен цеолитами, имеющими волнисто-пятнистое угасание, низкие показатели преломления и бурый цвет. Апатит слагает идиоморфные призматические кристаллы размером 0,5–1,2 мм. Обычно он приурочен к периферическим частям кристаллов пироксенов. Оптические константы апатита: $N_g = 1,636 \pm 0,001$, $N_p = 1,633 \pm 0,01$, $N_g - N_p = 0,003$. Химический состав образцов шонкинитов из нашей коллекции приведен в табл. 6.

Как видно из сопоставления химических составов инаглинских шонкинитов с данными Дэли, инаглинские шонкиниты содержат меньше натрия при большем содержании калия. Это объясняется тем, что описываемые породы относятся преимущественно к лейцитовым разновидностям.

Малиньиты – это пятнистые, массивного облика породы темно-серого цвета. Структура гипидиоморфнозернистая. Порода состоит из авгита или диопсида (до 55%), калишпата (30–35%), нефелина (от 3 до 8%), биотита (до 15%), псевдолейкита (2–3%), оливина (1–3%), апатита (до 3%), магнетита (1–2%) и цеолита (до 1%). Малиньиты весьма близки к шонкинитам, от которых отличаются повышенным содержанием нефелина, достигающим в некоторых случаях 8%. В остальном малиньит Инаглинского массива почти идентичен шонкиниту.

Меланократовые пироксеновые сиениты весьма близки к шонкинитам, от которых отличаются повышенным содержанием калишпата, пониженным содержанием диопсида и отсутствием оливина. Отмечены они в виде двух сравнительно крупных тел линзовидной формы среди шонкинитов в северной и юго-восточной частях массива, тяготеющих к контакту шонкинитов с сиенит-порфирами и в виде зон различной мощности на контактах шонкинитов и пулласкитов. Размеры этих тел в длину 350 и 500 м при мощности 50–100 м. Пироксеновые сиениты представляют собой меланократовые крупно-зернистые массивные или трахитоидные породы серого цвета. Главными минералами являются калиевый полевой шпат (50–65%), диопсид с с: $N_g = 39-59^{\circ}$ и $2V = 50-68$ (20–30%), биотит (до 10%), акцессорные – сфен, апатит и рудный минерал, а также редкоземельные минералы, которые обнаружены в шонкините.

Калиевый полевой шпат представлен удлиненными кристаллами размером до 6 мм в длину. Обычно он замутнен. Местами в калишпата отмечаются перититовые вrostки и участки микропегматитовых срастаний с нефелином. Оптические константы и состав калишпата идентичны калишпатам шонкинита. Пироксен слабо окрашен в зеленый цвет, не плеохроирует. Зерна его призматической, реже неправильной формы. Угол угасания диопсида с: N_g – от 39 до 52° , $2V = 50 - 68^{\circ}$. Замещается он бурым биотитом. В более лейкократовых разностях наблюдается тенденция увеличения с: N_g и $2V$ и густоты окраски пироксенов в зеленый цвет. Относятся они к группе авгита. Рудный представлен единичными ксеноморфными зернами магнетита. Апатит образует мелкие зерна шестиугольной формы с прямым угасанием и низкими цветами интерференции. Сфен



Фиг. 15. Меланократовый пироксеновый сиенит

Шлиф 405, увел. 70, с двумя николями

окрашен в светло-бурый цвет с очень слабым плеохроизмом. Встречается в виде единичных кристаллов ромбической формы.

Химические составы меланократовых пироксеновых сиенитов приводятся в табл. 7.

Пуласкиты (пиroxен-амфиболовые щелочные сиениты) образуют две крупные дайки в северной и юго-восточной частях массива среди шонкинитов и множество более мелких часто ветвящихся жил и прожилков, создающих в совокупности кольцевой штокверк среди щелочных габброидов, окаймляющих дунитовое ядро.

Пуласкиты — лейкократовые средние- и крупнокристаллические породы светло-серого цвета. Их главными породообразующими минералами являются калиевый полевой шпат с $2V = -68^\circ$ (60–90%) и пироксены (5–10%), представленные плеохроирующим салитом, эгирином-авгитом и зональным эгирином. Вторичные минералы представлены альбитом, игольчатым эгирином, арфведсонитом (с: $Ng = 20-25^\circ$), эккерманитом, биотитом, хлоритом, магнетитом, эпидотом и цеолитом. Аксессорные минералы — нефелин, апатит, сфен, магнетит, циркона, меланит, рутил, антаз, ильменит, батисит, ураноторит, монацит, молибденит, галенит и гематит.

Калиевый полевой шпат находится в микроперититовом срастании с альбитом. Форма зерен таблитчатая, неправильная. Размер зерен от долей миллиметра до 8 мм, в среднем 3–3,5 мм. Калишпатовые кристаллы свежие и не содержат включений. В сильно альбитизированных пуласкитах кристаллы калиевого полевого шпата прорастают

Таблица 7

Химический состав меланократовых щелочных сиенитов (в вес. %)

Компоненты	123 *	241	226	278
SiO ₂	52,73	49,37	55,02	52,84
TiO ₂	0,52	0,95	0,20	0,69
Al ₂ O ₃	13,94	13,41	6,34	12,79
Fe ₂ O ₃	1,78	5,87	2,06	3,16
FeO	4,87	3,64	2,47	4,94
MnO	0,33	0,14	0,06	0,096
MgO	4,61	6,65	17,10	7,38
CaO	14,24	9,97	4,01	7,67
Na ₂ O	1,74	1,30	4,50	2,05
K ₂ O	0,58	7,25	6,20	7,50
H ₂ O ⁺	1,88	0,05	0,21	Не обн.
H ₂ O ⁻	1,12			
P ₂ O ₅	0,44	Не опр.	Не опр.	"
SO ₃	0,03	"	"	"
П.п.п.	0,26	1,23	2,53	0,40
Сумма	99,07	99,79	100,49	99,51

* Номер образца.

123 – щелочной сиенит на контакте с кембрийскими карбонатными породами, лаборатория ЯТГУ; 241 – щелочной сиенит меланократовый, лаборатория Иркутского геологического управления, аналитик Э.И. Ермакова; 226 – щелочной сиенит, эгиринизированный и альбитизированный, лаборатория Иркутского геологического управления, аналитик Э.И. Ермакова; 278 – щелочной сиенит меланократовый, лаборатория Иркутского геологического управления, аналитик Э.И. Ермакова.

игольчатым эгирином и лейстами альбита. Цвет в образце слегка зеленоватый.

Салит образует бесцветные короткостолбчатые кристаллы размером 0,1–0,2 мм (угасание $c:N_g = 40^\circ$). Эгирин–авгит ($c:N_g = 76-74^\circ$, $2V = 76-80^\circ$) встречается чаще, чем салит. Эгирин встречается в виде игольчатых волосовидных кристаллов внутри альбитизированных калишпатовых выделений. Арфведсонит ($N_g = 1,685$, $N_m = 1,680$, $N_p = 1,670$) зеленовато–синего цвета, причем синева гуще по краям кристалла. Плеохроизм резкий с обратной схемой абсорбции. Наблюдаются аномальная интерференционная окраска (нет полного погасания). Угол угасания $c:N_g = 20-25^\circ$. Эккерманит

($Ng = 1,648$, $Np = 1,640$, с: $Ng = 35^\circ$) замещает моноклинный пироксен и обыкновенную роговую обманку (с: $Ng = 25^\circ$, 2 V = -52° , $Ng = 1,658$, $Np = 1,646$, формула абсорбции: $Ng > Nm > Np$), оставшуюся в виде редких реликтов. Биотит развивается по пироксену и амфиболу. Нефелин весьма редок, его мало, он аллотриоморфен по отношению к калишпату.

Химический состав пуласкитов приведен в табл. 8. Инаглинский пуласкит по сравнению со средним пуласкитом по Дэли содержит повышенное количество магния при недостатке кальция и железа, а также повышенное количество калия при недостатке натрия.

Таблица 8

Химический состав пуласкитов (в вес. %)

Компоненты	121*	246
SiO ₂	60,21	61,46
TiO ₂	0,51	0,13
Al ₂ O ₃	11,84	18,48
Fe ₂ O ₃	3,40	0,96
FeO	2,19	1,26
MnO	0,09	0,01
MgO	4,04	2,52
CaO	4,62	0,54
Na ₂ O	6,79	5,70
K ₂ O	3,86	8,00
H ₂ O ⁺	0,14	0,20
H ₂ O ⁻	Не обн.	
P ₂ O ₅	0,46	Не опр.
SO ₃	0,04	*
Cr ₂ O ₃	Не опр.	*
F	0,17	*
П.п.п.	0,62	1,38
Сумма	98,78	100,42

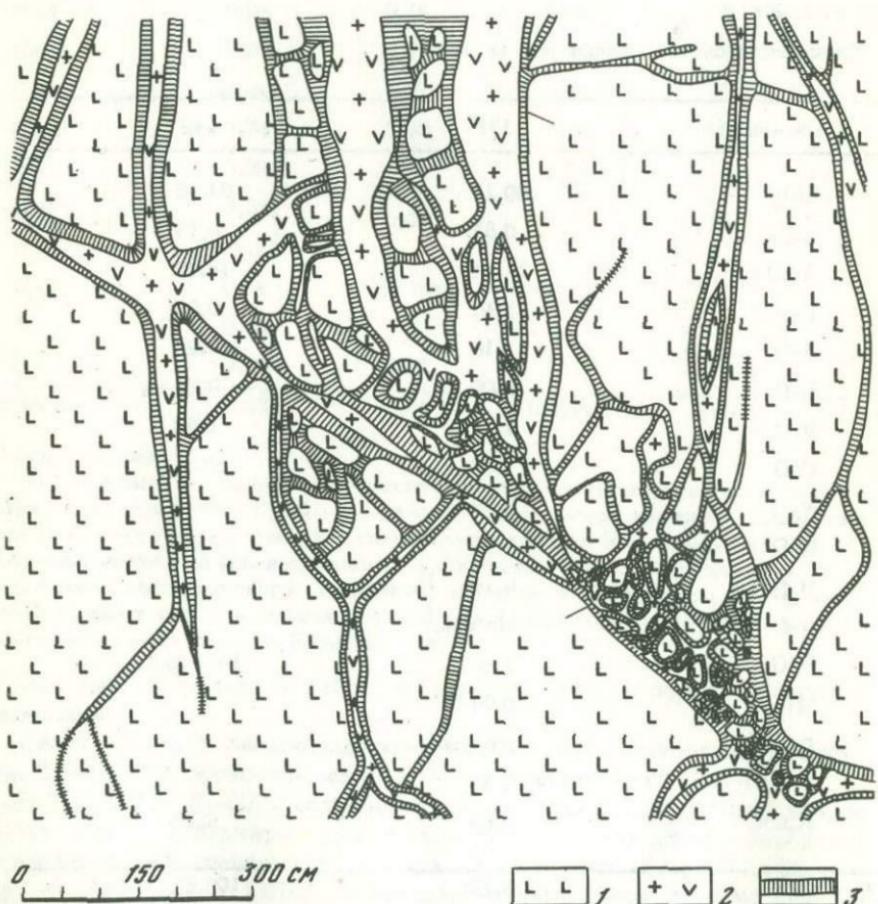
* Номер образца.

121 – альбитизированный пуласкит, лаборатория ЯТГУ, аналитик Брагинец; 246 – пуласкит, лаборатория Иркутского геологического управления, аналитик Э.И. Ермакова.

ЩЕЛОЧНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

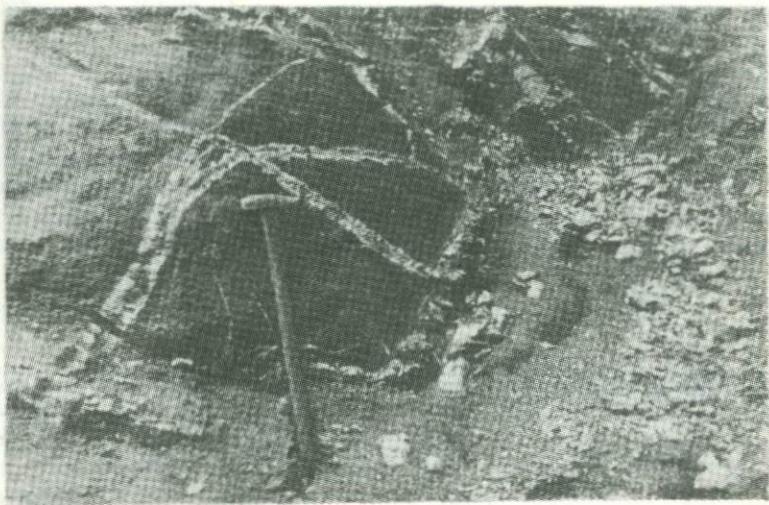
В массиве среди ультраосновных и частично основных пород широко развиты жильные аналоги щелочных сиенитов — щелочные пегматиты. Пегматитовые жилы выполняют кольцевые и радиальные трещины на периферии дунитового ядра, частично вдаваясь в зону развития габброидов, и радиальные трещины во внутренней части дунитового ядра массива.

По минеральному составу инаглинские пегматиты можно подразделить на три типа: диопсид-ортоклазовые (I тип), ортоклаз-рогообманковые (II тип) и микроклин-альбит-амфиболовые с эгирином



Фиг. 16. Сетчатые инъекции пегматитов I типа на участках пересечения нескольких систем трещин, рассекающих дуниты

1 — дуниты; 2 — пегматит; 3 — серпентин-вермикулитовые оторочки с хромдиопсидом



Фиг. 17. Пегматитовые прожилки (светлое) с разнообразной ориентировкой в зоне трещиноватых дунитов

и натролитом (III тип). Среди пегматитов III типа выделяются два подтипа. К 1-му подтипу относятся пегматиты микроклин-арфведсонит (или эккерманит)-альбитового состава, ко 2-му подтипу — пегматиты микроклин-альбит-арфведсонит (эккерманит)-эгирин-натролитового состава, т.е. существенно натриевые.

I тип представляют диопсид-ортоклазовые пегматиты. Они залегают в центральной части дунитового ядра массива, рассекая последнее во всевозможных направлениях. Часто они располагаются сериями сближенных жил, обычно соединяющихся апофизами и более мелкими прожилками. Жилы часто разветвляются на серии более мелких прожилков и, наоборот, на отдельных участках, соединяясь в одну, образуют раздувы. Особенno это характерно для мест пересечения систем трещин, выполненных пегматитами. На участках пересечения трещин дуниты приобретают брекчированный характер. Дунитовые обломки различной крупности цементируются пегматитовым материалом (фиг. 16). Вблизи брекчированных дунитов, где трещиноватость проявлена менее интенсивно, пегматиты образуют сетку различно ориентированных прожилков, имеющих мощность от долей сантиметра до 20 см (фиг. 17).

Мощности одиночных жил колеблются от долей сантиметра до 2 м, составляя в среднем 20–30 см. По простиранию жилы прослеживаются на несколько десятков метров.

Строение пегматитовых тел этого типа простое. Это недифференцированные жилы следующего минерального состава: полевой шпат (30–80%), хромдиопсид (20–70%), слюда, представленная близ поверх-

ности вермикулитом, а на глубине флогопитом (2–3%), амфибол (3–5%) и селиолит (1–2%).

В центральных частях жил наблюдается увеличение размеров кристаллов хромдиопсида и ксеноморфных выделений полевого шпата. Кристаллы хромдиопсида здесь нередко достигают 5–6 см по длиной оси при 2–3 см в сечении в то время, как в призальбандовых частях жилы размеры их – от долей миллиметра до нескольких миллиметров. Химический анализ хромдиопсида из пегматита I типа приведен в табл. 9, а оптические константы пироксенов из пегматитов – в табл. 10.

Таблица 9

Химический состав хромдиопсидов из пегматитов I типа и метасоматитов (в вес. %)

Компоненты	0302*	К	149
SiO ₂	50,72	52,80	53,29
TiO ₂	0,01	Не опр.	0,14
Al ₂ O ₃	1,53	1,72	Не обн.
Fe ₂ O ₃	3,73	0,11	0,58
FeO	2,27	1,51	1,19
MnO	0,02	0,10	0,03
MgO	16,75	17,90	17,97
CaO	16,05	25,10	25,07
Na ₂ O	2,63	0,26	0,45
K ₂ O	1,87	0,04	0,05
H ₂ O ⁺	1,79	0,40	Не обн.
H ₂ O ⁻	0,69		
Cr ₂ O ₃	1,31	0,36	0,48
CO ₂	0,15	Не опр.	–
SO ₃	Не обн.	"	–
P ₂ O ₅	"	0,08	–
F	"	Не опр.	Не опр.
П. п.п.	0,24	–	0,13
Сумма...	99,76	100,38	99,53

* Номер образца. 0302 – хромдиопсид из пегматита, лаборатория ИГЕМ АН СССР, аналитик М.Г. Замуруева; К – хромдиопсид из пегматита (Кицул, 1962); 149 – хромдиопсид из метасоматита, лаборатория ИГЕМ АН СССР, аналитик М.Г. Замуруева.

Таблица 10

Оптические свойства пироксенов из пегматитов

Тип пегматитов	Наименование минералов	Ng	Np	$2V$	$c:Np$
I	Хромдиопсид	1,708			
II	Хромдиопсид с примесью геденбергитовой молекулы	1,717	1,685	Большой 77°	43°
III	Эгирин	1,777	1,737		5-6°

Хромдиопсид-ортоклазовые пегматитовые жилы всегда окружены призальбандовыми оторочками серпентин-слюдяного состава с мелкоэзернистым диопсидом, развивающимися по оливинам дунитов. Мощности призальбандовых оторочек иногда достигают 10-12 см, составляя в среднем 2-3 см.

Интересно отметить, что крутопадающие жилы вблизи дневной поверхности нередко бывают рассечены горизонтальными сериями параллельных маломощных (от 1 мм до 1 см) прожилков сепиолита, причем каждый из таких прожилков рассекает как самую пегматитовую жилу, так и окружающие ее призальбандовые оторочки.

Пегматиты II типа (ортоклаз-рогообманковые) по составу являются промежуточными между ортоклаз-хромдиопсидовыми (I тип) и калишпат-арфведсонитовыми существенно альбитизированными (III тип) пегматитами. Основным отличием их от ортоклаз-хромдиопсидовых пегматитов является повышенное содержание обыкновенной и полущелочной роговой обманки - рихтерита ($Ng = 1,639$, $Np = 1,628$, $c:Ng = 24^{\circ}$, $2V = -58-60^{\circ}$). Пегматиты эти - существенно полевошпатовые породы светло-серого цвета с легким зеленоватым оттенком. Структура ортотектитовая, реже пегматоидная, среднезернистая, с размером индивидуумов 0,5-1 см. Минеральный состав породы довольно однообразен - ортоклаз ($2V$ колеблется от 67 до 78°) (40-60%), обыкновенная роговая обманка (или рихтерит) (30-50%), диопсид (5-10%). Какой-либо зональности в распределении минералов подметить не удается за исключением лишь некоторой приуроченности мелких рогообманковых кристаллов к зальбандам жил, где они ориентированы примерно перпендикулярно зальбанду. В некоторых жилах на небольших участках зальбанды выполнены мелкокристаллической роговой обманкой, причем ее кристаллы ориентированы в плоскости зальбанда беспорядочно. Вмещающие дуниты у контактов с жилами этого типа обогащены магнетитом и серпентинизированы. Обычно вокруг жил развиты хромдиопсид-слюдяные оторочки мощностью 0,5-3 см. Вблизи дневной поверхности, в зоне развития коры выветривания, оторочки представлены серпентином (часто сунгулитом) с вермикулитом и редкими мелкими кристалликами хромдиопсида.

Пегматиты III типа — существенно альбитизированные калишпат-арфведсонитового или экерманитового состава с эгирином и натролитом — отличаются от пегматитов II типа более сложной минерализацией и зональным строением, а также характером залегания. Жилы этого типа выполняют концентрические кольцевые трещины, располагающиеся в периферической части дунитового ядра и реже среди кольцевой зоны развития шонкинитов и меланократовых сиенитов. Нередко они встречаются и в кольцевой зоне разломов брекчированных дунитов, где залегают хромдиопсид-слюдяные метасоматиты. Эти пегматиты образуют крупные (до 20 м мощностью) жилы с простиранием в несколько километров. Наиболее мощная жила, так называемая Главная, прослеживается в зоне контакта ультраосновных и основных пород с небольшими перерывами вокруг гипербазитового ядра массива на расстоянии порядка 10 км. Для пегматитов этого типа характерна невыдержанная мощность. В подавляющем большинстве случаев падение жил этого типа от центра массива к его периферии под крутыми углами (50 – 80°). Нередко от сравнительно мощных жил отходят апофизы, а в местах пересечения кольцевых трещин радиальными образуются сетчатые инъекции пегматитовых прожилков, разделяющих дунитовые блоки различной крупности между собой. По дунитам, вмещающим жилы этого типа, развиваются маломощные (от долей до 1–2 см) флогопитовые и флогопит-диопсидовые, реже флогопит-арфведсонитовые оторочки. Вблизи дневной поверхности они имеют серпентин-вермикулитовый состав. Вокруг пегматитов 2-го подтипа III типа развиваются сравнительно мощные (до 30–40 см) оторочки в той или иной степени асбестизированного щелочного амфибала — магнезиоарфведсонита. Его химический состав охарактеризован в табл. 11.

Для большинства жил пегматитов III типа характерна четкая симметричная зональность строения (фиг. 18); ее нет лишь в сравнительно мощных телах (более 2–3 м). Зальбандовые оторочки состоят из мелкокристаллического агрегата черного амфибала (эккерманит или арфведсонит), затем следуют микроклиновые зоны с амфиболом, сменяющиеся альбитовыми зонами с амфиболом и редкоzemельными аксессорными минералами. Центральной (осевой) зоной жилы являются эгирин-амфибол-альбитовая зона с цеолитами (натролит, томсонит); причем эгирин и амфибол образуют игольчатые (до волосных) кристаллы, собранные в спутниково-локистые, реже радиальнолучистые агрегаты. Такая зональность сохраняется в жилах мощностью от 1 см до 3 м. В маломощных прожилках (1 см и менее) центральная (осевая) часть часто бывает выполнена сплошь мелкокристаллическим агрегатом амфибала, а эгирин и цеолиты отсутствуют. Более крупные тела (3 м и более мощности) такой четкой зональности не имеют (фиг. 19). В схеме их строение таково: основная масса жилы (до 80%) сложена гигантозернистым агрегатом микроклина зеленовато-серого цвета с размером индивидуумов до 10 см. В интерстициях микроклиновых блоков развиты крупные кристаллы эккерманита или арфведсонита (фиг. 20). Кристаллы амфи-

Таблица 11

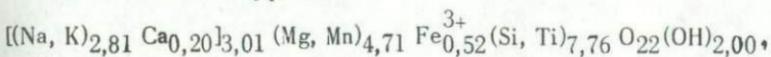
Химический состав щелочных амфиболов из пегматитов (в вес. %)

Компо-ненты	0301к *	237	86а	Компо-ненты	0301к	237	86а
SiO ₂	55,56	55,29	56,85	H ₂ O ⁺	0,64	1,00	0,71
TiO ₂	0,32	0,10	0,48	Li ₂ O	-	-	-
Al ₂ O ₃	Не обн.	1,44	0,73	Cr ₂ O ₃	0,17	-	0,25
Fe ₂ O ₃	5,01	3,95	3,44	NiO	0,14	-	-
FeO	Не обн.	0,21	0,21	F	0,40	-	0,15
MnO	0,40	0,35	0,19	П.п.п.	-	1,01	1,29
MgO	22,52	23,08	22,87	Итого	100,40	-	99,23
CaO	1,29	0,51	0,72		-0,16	-	-0,01
SrO	0,12	-	0,04	Сумма	100,24	100,01	99,22
Na ₂ O	8,68	7,80	7,80	Анали-тиक	М.Г.Замуруева (ИГЕМ АН СССР)	Э.И.Ер-макова (Иркутское гео-логическое управление)	Брагинец (ЯТГУ)
K ₂ O	2,67	3,27	2,15				
H ₂ O ⁺	2,48	2,62	1,35				

* Номер образца.

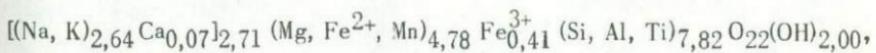
Кристаллохимические формулы проанализированных амфиболов:

0301к – магнезиоарфведсонит:



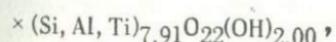
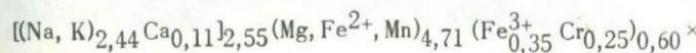
недостаток катионов – 0,77;

237 – магнезиоарфведсонит:

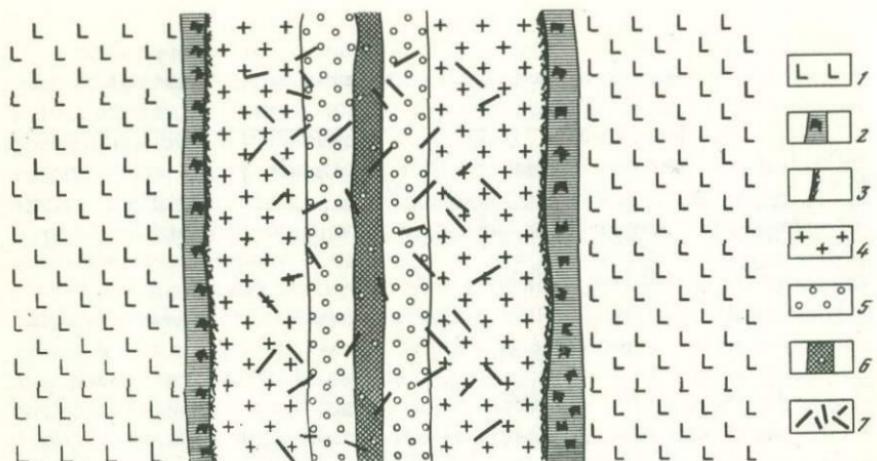


недостаток катионов – 1,11;

86-а – магнезиоарфведсонит:



недостаток катионов – 0,98.



Фиг. 18. Строение жилы пегматита III типа

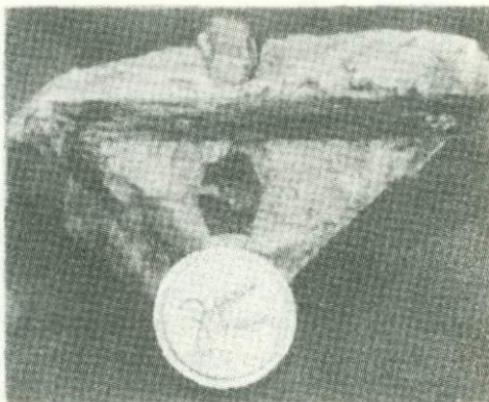
1 – дунит; 2 – серпентин–вермикулитовая оторочка с хромдиопсидом; 3 – амфиболовая призальбандовая корочка; 4 – калиевый полевой шпат; 5 – альбит; 6 – альбит–эгириновая просечка, иногда с натролитом; 7 – арфведсонит и эккерманит



Фиг. 19. Жила "Главная" – пегматит III типа (слева) с апофизой (справа)

У апофизы, имеющей мощность 1 м, четко видны вермикулит–серпентиновые (на глубине флогопит–амфиболовые) оторочки; вокруг самой жилы (слева), мощность которой около 4 м, таких оторочек нет

Фиг. 20. Пегматит III
типа с крупными перекре-
щающимися кристаллами
эккерманита (темное) сре-
ди микроклина (светлое)



болов достигают 20 см в длину при толщине 1–2 см. На отдельных участках внутри жилы по калиевым шпатам метасоматически развиваются альбитовые зоны и гнезда. Внутри альбитовых зон в свою очередь развиваются натролитовые гнезда. Иногда эти натролитовые гнезда встречаются непосредственно в микроклине, заполняя трещинки и интерстиции между кристаллами. Размеры альбитовых зон и гнезд 1 × 0,5 × 0,3 м и мельче. Альбитовые зоны сложены альбитом (50–90%), эккерманитом или арфведсонитом (10–30%), эгирина-авгитом или эгирином (5–15%), апатитом (до 3%), лампрофиллитом (до 5%), эвдиалитом (до 1%) и другими титаносиликатами бария и стронция. По данным А.Ф. Ефимова (1959, 1963), изучавшего редкometальное оруденение инаглинских пегматитов, в альбитовых зонах в незначительном количестве присутствуют батисит, иннэлит, рамзант и лейкосфенит.

Натролитовые гнезда и прожилки, находящиеся среди калишпатовых зон пегматита, имеют размер 10×10×5 см и мельче. Минеральный состав натролитовых гнезд следующий: натролит (80–90%), эгирин (до 10%), эккерманит и арфведсонит (до 10%), эвдиалит (до 1%) и редкие минералы – иннэлит, томсонит, гармотом, рамзант, нептунит, анкерит, катаплеит, рабдофанит, ураноторит, галенит, сфalerит и пирит, цирфесит и галлуазит. Альбит, натролит и зеленый эгирин вместе с другими сопровождающими минералами выполняют мелкие трещинки, а также осевые зоны дифференцированных пегматитов (см. фиг. 18).

Наиболее характерной геохимической особенностью инаглинских пегматитов по сравнению со щелочными пегматитами других щелочных массивов Союза (в частности, Ловозерским) является резкое преобладание магния над железом (табл. 12). В пегматитах Ловозерского массива отношение магния к железу (Mg/Fe) равно 1/3, а в пегматитах Инаглинского массива от 0,74 до 9,00; причем характерно, что это отношение уменьшается от пегматитов I типа (наиболее магнезиальных) к пегматитам III (наименее магнезиаль-

Таблица 12

Химические составы пегматитов Инаглинского массива (в вес. %)

Компоненты	"А" *	177	"Б"	228	222	213
SiO ₂	63,70	49,89	62,56	59,92	57,25	58,55
TiO ₂	0,16	0,15	0,16	0,08	0,05	0,50
Al ₂ O ₃	16,62	7,87	16,00	16,06	17,29	13,68
Fe ₂ O ₃	2,00	5,50	1,54	0,90	0,32	6,64
FeO	0,85	1,24	0,65	1,21	0,89	1,64
MnO	0,02	Сл.	0,02	0,02	0,02	0,048
MgO	1,11	18,01	2,36	5,42	5,86	3,14
CaO	2,00	8,07	1,73	1,27	1,14	2,00
Na ₂ O	3,89	3,00	2,14	1,75	0,82	7,15
K ₂ O	8,55	1,31	10,70	12,00	13,00	5,00
H ₂ O	0,93	3,70	1,72	0,15	-0,34	0,08
Cr ₂ O ₃	-	1,46	-	-	-	-
П.п.п.	-	-	-	1,27	2,79	1,00
Сумма . . .	99,63	100,20	99,53	99,84	99,43	99,94
Na/(Al-K)	0,86	0,77	0,80	0,92	0,40	1,40
Si/Al	3,26	5,48	3,25	3,16	2,80	3,64
Mg/Fe	0,82	5,28	2,08	4,62	9,00	0,74

* Номер образца.

"А" - микроклин-амфиболовая зона из жилы симметрично-зонального строения пегматита III типа, лаборатория ИМГРЭ, аналитик Н.Т.Короткова (Ефимов, 1964); 177 - пегматит I типа, обогащенный хромдиопсидом, лаборатория ИГЕМ АН СССР, аналитик М.Г.Замуруева; "Б" - пегматит III типа, калишпат-амфиболовый, альбитизированный, лаборатория ИМГРЭ, аналитик Н.Т.Короткова (Ефимов, 1964); 228, 222 - пегматит диопсид-полевошпатовый I типа, лаборатория Иркутского геологического управления, аналитик Э.И.Ермакова; 213 - эгирин-альбитовая просечка в осевой части жилы пегматита III типа, лаборатория Иркутского геологического управления, аналитик Э.И.Ермакова.

ным). Эта зависимость четко выражается в смене диопсида пегматитов I типа эгирином пегматитов III типа (существенно натриевых), в смене ортоклязов пегматитов I типа альбитом и затем натролитом пегматитов III типа, как и калиевой роговой обманки пегматитов I типа натриевым эккерманитом пегматитов III типа. Таким образом, при переходе от пегматитов I типа к пегматитам III типа (через пегматиты II типа) наблюдается увеличение железистости и увеличение содержания натрия за счет соответственно

уменьшения магнезиальности и уменьшения содержания калия (см. табл. 13).

Коэффициент агпантности $\text{Na}/(\text{Al}-\text{K})$ инаглинских пегматитов I типа равен 0,80, а пегматитов III типа - 0,90, а Si/Al - от 2,0 до 9,0, т.е. значительно больше, чем для пород классических щелочных массивов, по своему значению приближается к соответствующему отношению, характерному для щелочных гранитов.

Наличие титаносиликатов бария и примеси бария в ортоклазах, в пегматитах так же, как и широкое развитие стронциевых минералов (стронций-апатит, лампрофиллит, стронциевый томпсонит, содержащий 5,76 SrO), указывает на характерную для инаглинских пегматитов и всех постлеюрских пород Алданского шита барий-стронциевую специализацию.

В инаглинских пегматитах наблюдается довольно низкая концентрация редких элементов: ниобия, циркония и редких земель. Лишь в наиболее полно дифференцированных телах, на конечных стадиях пегматитового процесса (альбититовые и натролитовые гнезда и зоны), выделялись минералы, содержащие эти редкие элементы. Редкоземельные минералы инаглинских пегматитов обладают в основном

Таблица 13

Химический состав виноградовита

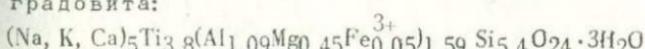
Компоненты	Ловозерский массив	Инаглинский массив	
	вес. %	вес. %	атомн. колич.
SiO_2	40,83	45,43	757
Al_2O_3	4,88	3,68	72
Fe_2O_3	-	0,68	8
TiO_2	35,86	31,57	395
MgO	0,42	1,56	39
CaO	0,62	0,27	5
Na_2O	10,39	6,08	196
K_2O	2,10	3,05	66
H_2O^+	5,50	0,73	-
H_2O^-	-	7,09	-
Сумма . . .	100,64	100,14	-

Аналитик

В.А. Молеева

М.Е. Казакова

Кристаллохимическая формула инаглинского виноградовита:



или $(\text{Na}, \text{Ba}, \text{K})_3 \text{Ti}_2 \text{O}_2 \text{Si}_4 \text{O}_{12}$.

цериевым составом, менее цериевый состав характерен для эвдиалитов и торитов. В силикатах бария и стронция наблюдается преобладание лантана над церием.

Краткое описание редких минералов, встречающихся в пегматитах Имаглинского массива, приводится ниже.

Шелочные титаносиликаты присутствуют только в пегматитах III типа в альбитовых зонах, концентрируясь в пограничных участках с натролитовыми гнездами и на участках интенсивной эгиринизации. Титаносиликаты представлены лампрофиллитом, рамзаитом, нептунитом и редким минералом – виноградовитом. Перечисленные титаносиликаты ничем не отличаются от типичных их представителей из других месторождений, за исключением лишь инаглинского нептунита, который содержит 1–1,5% ZrO_2 .

Приведем характеристику виноградовита по данным А.Ф.Ефимова (1963). Он образует либо псевдоморфозы по кристаллам нептунита, либо друзы мелких кристаллов длиною 3–5 мм при ширине 1–2 мм и толщине 0,1 мм на стенах пустот выщелачивания. Границы кристаллов обычно сильно изъедены. Минерал в отдельных кристаллах прозрачен. Агрегаты кристаллов имеют белый цвет. Блеск перламутровый. Удельный вес 2,7. Рентгенограмма порошка инаглинского виноградовита и его химический состав идентичны рентгенограмме и химическому составу ловозерского виноградовита (табл. 13).

Помимо указанных титаносиликатов в инаглинских пегматитах найдены новые титаносиликаты бария – батисит, иннэлит и якутий – и очень редкий титаносиликат бария – лейкосфенит.

Батисит. Батисит впервые описан С.М.Кравченко, Е.В.Власовой и Н.Г.Пиневич (1960). Минерал встречается в трех морфологических видах: крупнотаблитчатый, игольчатый в радиальнолучистых агрегатах и длинношестоватый. Цвет минерала изменчив – красновато-коричневый (крупнотаблитчатые кристаллы с размерами до 10×5×2 см), розовый – игольчатые кристаллы, образующие радиальнолучистые агрегаты размером до 1 см. Цвет шестоватых кристаллов в каком-либо агрегате варьирует от красновато-коричневого до белого. Твердость – 6, удельный вес 3,43. Слайдность средняя, блеск сильный стеклянный, иногда алмазный. Обладает пьезоэффектом. В кислотах не растворим. $Ng = 1,791$, $Nm = 1,735$, $Np = 1,730$, $Ng - Np = 0,061$, $2V = 7^\circ$. Дисперсия оптических осей сильная: $r < v$. Формула: $(Na_{1,63} Ca_{0,03})_{1,66} (Ba_{0,84} K_{0,34})_{1,11} (Ti_{1,66} Nb_{0,02} Zn_{0,09} \times Fe_{0,14} Mn_{0,01})_{1,90} (Si_{3,90} Al_{0,10})_{4,00} (O_{13,60} OH_{0,35})_{13,95}$.

Минерал относится к титаносиликатам. Он представляет собой крайний член изоморфного ряда батисит – щербаковит. От щербаковита батисит отличается повышенным содержанием натрия, бария и титана и пониженным количеством ниобия.

Иннэлит. Иннэлит впервые описан С.М.Кравченко, Е.В.Власовой и другими геологами в 1961 г. Название дано от якутского названия реки Инагли – Иннэли. Является титаносиликатом бария. Цвет минерала коричневый, цвет агрегатов тонкопластинчатых кристаллов желтый.

Блеск стеклянный. Твердость 4,75–5. Спайность совершенная параллельно уплощению. Удельный вес 3,96. Плеохроизм слабый – от светло-желтого по N_p до желтого по N_g . Оптически положителен. $N_g = 1,766$, $N_m = 1,737$, $N_p = 1,726$, $N_g - N_p = 0,040$, $2V = 82^\circ$. Дисперсия оптических осей сильная: $r > v$. Минерал очень слабо растворяется в кислотах. Формула минерала: $\text{Na}_{1,44}(\text{Ba},\text{K})_{2,22} \times (\text{Ti},\text{Fe},\text{Mg})_{2,10}(\text{O},\text{OH},\text{F})_2(\text{Si},\text{Al}\text{O}_4)$. Иннэлит составляет изоморфный ряд с яшмуравитом, в отличие от которого иннэлит – щелочной силикат – содержит меньше железа и не содержит фосфора.

Лейкосфенит впервые в Советском Союзе был обнаружен С.М.Кравченко и Е.В.Власовой в инаглинских пегматитах в 1957 г., но не был ими описан. Описал его А.Ф.Ефимов совместно с З.Т.Катаевой (1959). Лейкосфенит – титаносиликат бария. Он является аксессорным минералом пегматитов III типа и пуласкитов. Образует выделения неправильной формы, ксеноморфен. Цвет минерала светло-голубой до грязно-голубого. Блеск стеклянный, спайность совершенная в двух направлениях. Твердость 6. Удельный вес 3,089. Оптически двусочный, положительный с прямым угасанием и отрицательным удлинением. $N_g = 1,691$, $N_m = 1,664$, $N_p = 1,648$, $N_g - N_p = 0,042$, $2V = 78^\circ$. Дисперсия оптических осей: $r > v$. Формула инаглинского лейкосфенита: $\text{Na}_4\text{BaTi}_2(\text{SiO}_3)_{10}$.

Якутит – новый водный титаносиликат бария – обнаружен в инаглинских пегматитах А.Ф.Ефимовым и им впервые описан. Это вторичный минерал, развивающийся по батиситу. Якутит образует чешуйчатые кристаллы и их агрегаты. Минерал белый с легким желтовато-розовым оттенком. Блеск перламутровый. Твердость 3. Удельный вес 3,28. Формула: $\text{Na}_{0,96}\text{Ba}_{2,16}\text{Ti}_{2,82}[(\text{Si},\text{P},\text{S})_2(\text{O},\text{OH},\text{F})_7] \times \text{H}_2\text{O}$.

Цирконосиликаты представлены эвдиалитом, эльпидитом, катаплелитом и цирфеситом. Эвдиалиты инаглинских пегматитов отличаются от обычных эвдиалитов постоянным содержанием воды (до 8%) и пониженным содержанием щелочей (4–5%) и являются собственно гидроэвдиалитами ($N_e = 1,574$, $N_o = 1,569$).

Стронций-апатит впервые описан А.Ф.Ефимовым и другими геологами (1962). Апатит, содержащий до 46% SrO, широко распространен только в пегматитах. В апатите хромдиопсид-слюдянных метасоматитов содержание SrO не превышает 2,57% (Корчагин, 1967).

МЕТАСОМАТИТЫ

Под этим названием подразумеваются полевошпат-хромдиопсид-слюдянные гигантозернистые породы с тем или иным количеством апатита, возникшие по дунитам на контактах с пегматитами и образующие довольно крупные самостоятельные тела. Распространены они в кольцевой зоне разломов, сложенной трещиноватыми брекчированными дунитами. Эта зона расположена концентрически в центральной части дунитового штока с удалением от контакта дунитов и шонкинитов на 500–800 м. Метасоматиты сильно развиты только

в пределах упомянутой ослабленной зоны, где они представляют Инаглинское месторождение слюды. В других частях дунитового ядра вокруг пегматитовых тел возникают лишь маломощные (1–3 см) оторочки вермикулит–серпентинитового состава с небольшим количеством мелкозернистого хромдиопсида в пределах коры выветривания и флогопит–хромдиопсидового состава на глубине.

Метасоматиты образуют жилы, гнезда и штокверки. Тела их имеют весьма непостоянные элементы залегания и не выдержаны по мощности и падению. Преимущественное падение сравнительно крупных тел отвечает общему падению кольцевой зоны разлома. Реже встречаются случаи падения к центру массива и весьма редко падение тел согласно с падением радиальных трещин. Изредка встречаются горизонтально залегающие тела. Углы падения колеблются в широких пределах: от нескольких градусов до 80°. В основном они находятся в пределах 30–60°. Размеры тел разнообразны. Мощности колеблются от нескольких сантиметров (в пережимах) до 15–17 м (в раздувах). Мощности ветвящихся маломощных прожилков, имеющих широкое развитие на участках пересечения радиальных и концентрических трещин, находятся в пределах от дюйма сантиметра до 5–8 см, составляя в среднем 2–3 см. Длина жил измеряется первыми десятками метров, иногда достигая 200 м. Обычная длина тел не превышает 50 м.

Распределение метасоматитов в зоне неравномерное. Количество и размеры их зависят от степени трешиноватости того или иного участка зоны. Наибольшие концентрации жильных тел приурочены к местам пересечения концентрических и радиальных трещин, где обычно залегают наиболее крупные тела метасоматитов хромдиопсид–слюдяного состава. С удалением от мест пересечений радиальных и концентрических трещин степень трешиноватости уменьшается и, как следствие, насыщенность зоны жильными телами также уменьшается. (фиг. 21, 22).

Метасоматиты хромдиопсид–флогопитового состава разделяются на два вида в зависимости от условий образования:

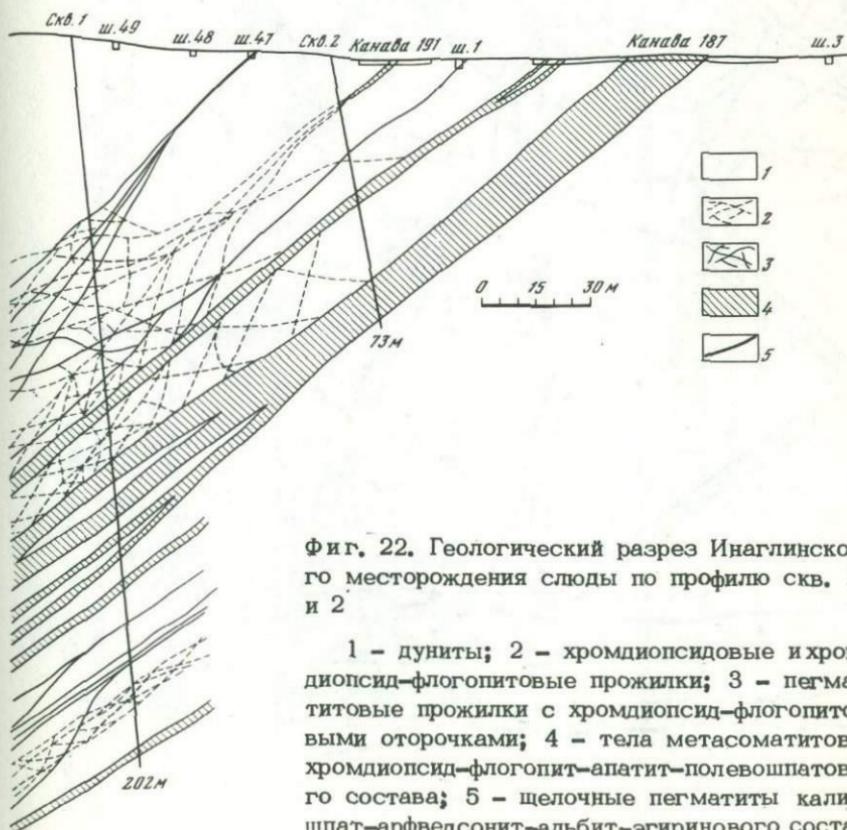
1) метасоматиты, образовавшиеся путем слияния призальбандовых оторочек сетки пегматитовых прожилков в участках интенсивного архобления дунитов – метасоматиты без центральной пегматитовой жилы (фиг. 23);

2) метасоматиты, образовавшиеся за счет переработки дунитов на контактах с пегматитовой жилой, внедрившейся в сравнительно крупную дугообразную (кольцевую) трещину, – метасоматиты с центральной пегматитовой жилой (фиг. 24).

Метасоматиты без центральной пегматитовой жилы имеют нечетко выраженную зональность хромдиопсид–флогопитового типа. В поперечном разрезе метасоматиты этого вида имеют следующее строение (от периферии тела к его центру). Вмещающие дуниты насыщаются маломощными (1–5 см) сетчатыми инъекциями хромдиопсид–ортоклазовых и калишпат–арфведсонитовых альбитизированных пегматитов с оторочками хромдиопсид–флогопитового состава. Вблизи метасоматитового тела сетка пегматитовых инъекций настолько сту-

щается, что оторочки соседних пегматитовых прожилков сливаются между собой, а вмещающие дуниты присутствуют в виде небольших реликтовых участков (фиг. 25, 26), окруженных серпентин-магнетитовыми каймами, т.е. образуется зона "брекчированных дунитов". Затем зона "брекчированных дунитов" сменяется сплошным агрегатом хромдиопсида, слюды, полевых шпатов и амфиболов. Центральные части метасоматитов без центральной пегматитовой жилы обычно сложены хромдиопсидом, слюдой, небольшим количеством калишпата и совсем незначительным количеством неполностью замещенных слюдой амфиболов. Почти всегда здесь присутствуют различно ориентированные прожилки полевошпат-амфиболового состава.

Метасоматиты с центральной пегматитовой жилой имеют четкое симметрично-зональное строение и развиты по обеим сторонам пегматитовых жил; причем мощности метасоматических зон со стороны висячего бока жилы в несколько раз меньше, чем со стороны ее лежачего бока (см. фиг. 24). Внешними зонами являются зоны оттененного дунита с многочисленными более светлыми выделениями изумрудно-зеленого хромдиопсида. Эта порода получила местное



Фиг. 22. Геологический разрез Инаглинского месторождения слюды по профилю скв. № 1 и 2

1 - дуниты; 2 - хромдиопсидовые и хромдиопсид-флогопитовые прожилки; 3 - пегматитовые прожилки с хромдиопсид-флогопитовыми оторочками; 4 - тела метасоматитов хромдиопсид-флогопит-апатит-полевошпатового состава; 5 - щелочные пегматиты калишпата-арфведсонита-альбит-эгиринового состава

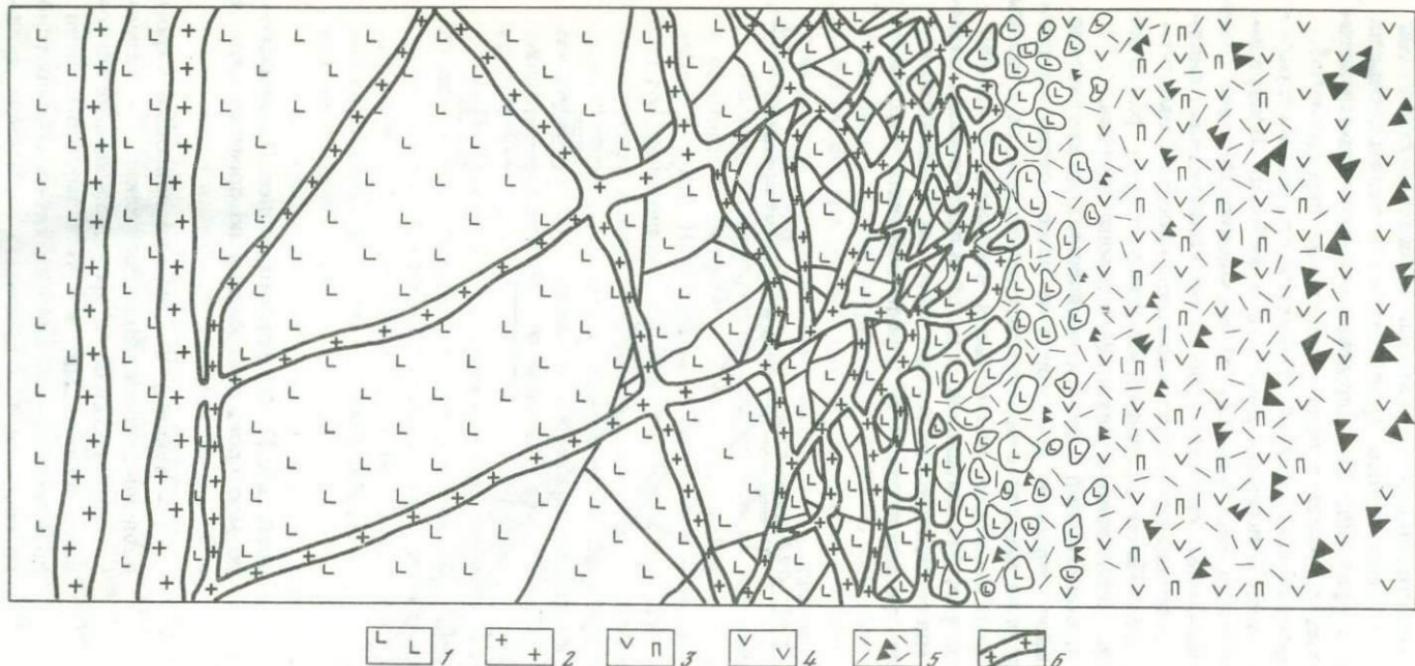
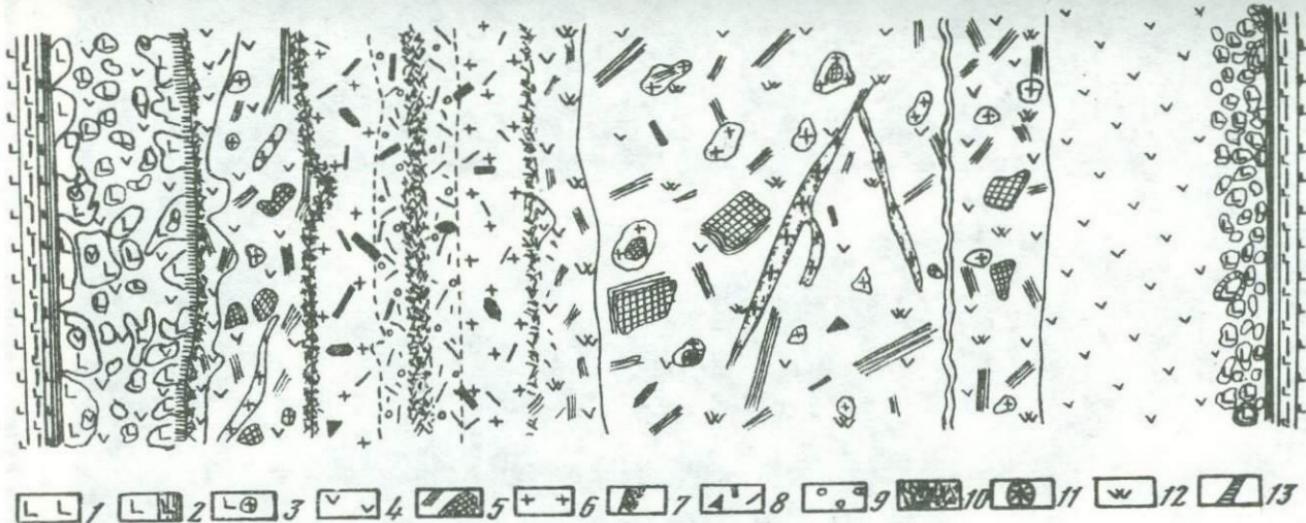


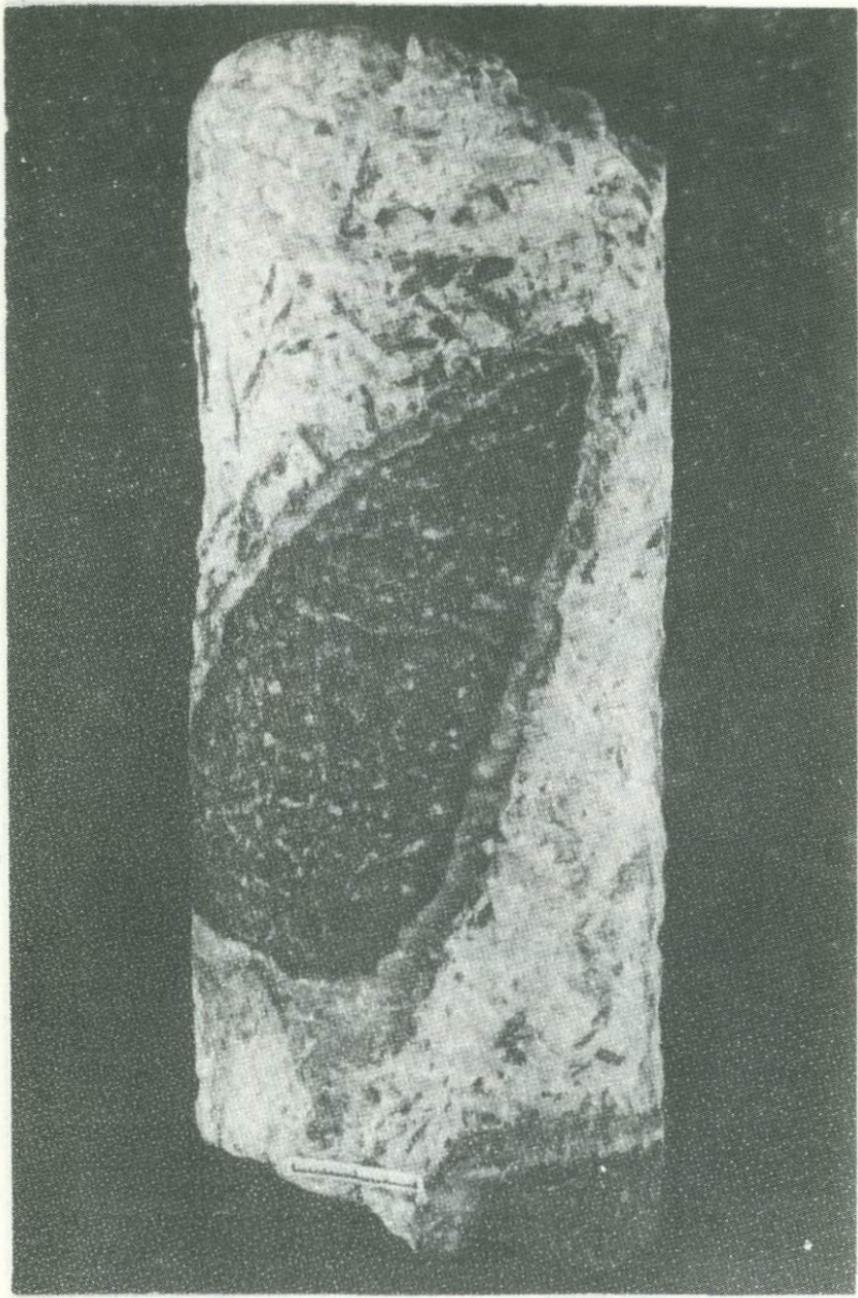
Рис. 23. Схема строения метасоматитов первого вида

1 - дунит; 2 - пегматит; 3 - хромдиопсид-калишпат-флогопитовая порода; 4 - хромдиопсит; 5 - вермикулит (флогопит); 6 - серпентин-вермикулитовая оторочка (на глубине месторождения – флогопит-амфиболовая с мелкими зернами хромдиопсида)



Фиг. 24. Строение метасоматитов второго вида

1 – дуниты; 2 – "отемненный" дунит (обогащенный магнетитом и сильно серпентинизированный); 3 – леопардит; 4 – хромдиопсид; 5 – вермикулит (флогопит); 6 – калиевый полевой шпат; 7 – зальбандовая коркокодобная амфиболовая оторочка пегматитовой жилы; 8 – кристаллы щелочного амфиболя; 9 – альбит; 10 – игольчатые и волосовидные кристаллы эгирина; 11 – кристаллы эвдиалита; 12 – диопсид с небольшим содержанием хрома; 13 – серпентин–слюдяная просечка

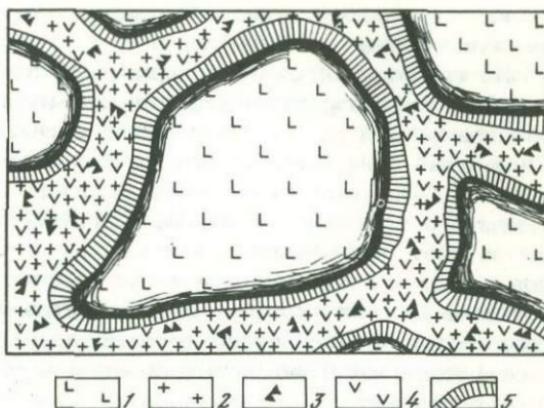


Фиг. 25. Реликтовые участки дунита (дунитовые ядра) среди метасоматической хромдиопсид-флогопит-полевошпатовой породы

Фото штуфа, натур. вел.

Фиг. 26. Реликтовые участки дунита среди метасоматической хромдиопсид-флогопит-полевошпатовой породы

Схема, поясняющая фиг. 25: 1 - дунит; 2 - полевой шпат; 3 - слюда; 4 - хромдиопсид; 5 - серпентиновая оточка



Фиг. 27. Леопардит

Фото отшлифованного штупфа (керна): светлое - хромдиопсид, черное - дунит; натур. вел.



название "леопардит", поскольку она имеет пятнистый облик и внешне напоминает шкуру леопарда (фиг. 27). Порода образована путем метасоматического замещения оливинов и хромшипинелидов хромдиопсидом по мельчайшим трещинкам, в местах пересечения которых развились сравнительно крупные выделения хромдиопсида (до 1-1,5 см.). Выделения этого минерала имеют самую разнообразную форму. Они как бы обтекают округлые и изометричные мелкие останцы дунита, имеющие форму ядер. На контактах дунитовых ядер с хромдиопсидовыми выделениями дунит сильно обогащен пластинчатым магнетитом и значительно серпентинизирован (отмениенный дунит). В незначительном количестве в леопардите на границе дунитовых ядер и хромдиопсидовых выделений присутствует флогопит (не более 1% от массы породы). Внешне порода выглядит очень декоративно: на изумрудно-зеленом фоне хромдиопсида разбросаны черные округлые

пятна отемненного дунита. Она может быть использована в качестве облицовочного материала.

На контакте с зоной леопардита дуниты интенсивно серпентинизированы и обогащены дендритовидным и пластинчатым магнетитом, развивающимся по спайности оливинов и по серпентину (см.фиг. 9). Следующая зона представлена мономинеральным агрегатом хромдиопсида. Она сменяется зоной диопсид- или хромдиопсид-апатит-слюдянного состава, нередко переходящей вблизи пегматитовой жилы за счет постепенного увеличения размеров и количества кристаллов слюды в почти мономинеральную слюдянную зону. В непосредственной близости от пегматитовой жилы обычно размещаются полевошпат-хромдиопсидовые слюдосодержащие зоны. Они могут развиваться и по пегматитовой жиле, часто также имеющей зональное строение.

Иногда встречаются тела, в которых зоны леопардита не получили развития. В таких случаях наблюдается резкий контакт дунитов с хромдиопсидовой зоной, причем дуниты сильно обогащаются пластинчатым и дендритовидным магнетитом, а оливин серпентинизируется. Далее к жиле мономинеральная хромдиопсидовая зона постепенно переходит в хромдиопсид-апатит-флогопитовую с калиевым полевым шпатом. Вблизи пегматитовой жилы количество полевых шпатов увеличивается и в метасоматите появляется плохо выраженная полевошпат-флогопитовая зона с хромдиопсидом, контактирующая через узкую (1-2 см) серпентин-слюдянную оторочку с жилой пегматита III типа. Пегматит обычно имеет также зональное строение. Здесь описана полная зональность. В некоторых телах иногда выпадают одна или две зоны, но порядок их смены сохраняется.

Довольно часто отсутствует почти мономинеральная слюдянная зона. В таких случаях хромдиопсид-слюдянная зона имеет небольшую мощность (в несколько раз меньше мощности мономинеральной хромдиопсидовой зоны) и граничит с хромдиопсид-полевошпат-слюдянной зоной с реликтами амфиболов, развившейся по пегматиту.

В процентном отношении мощности зон в среднем выглядят следующим образом: 1) зона леопардита - 5-10%, 2) мономинеральная зона хромдиопсида - 20%, 3) хромдиопсид-слюдянная зона с полевым шпатом - 60%, 4) почти мономинеральная слюдянная зона - 3%, 5) хромдиопсид-полевошпат-амфибол-слюдянная зона - 7%.

Как видно из процентного соотношения мощностей зон, основная часть метасоматитов бывает представлена хромдиопсид-слюдянной породой (на 60%) и мономинеральным гигантозернистым агрегатом хромдиопсида (на 20-25%), на долю остальных зон приходится 15-20% объема тела. Здесь приведены средние для месторождения в целом процентные соотношения, от которых в отдельных телах бывают отклонения.

Основными слюдосодержащими зонами являются хромдиопсид-слюдянная зона с полевым шпатом и хромдиопсид-полевошпат-амфибол-слюдянная зона. Выделение этих двух зон обусловлено различными

соотношениями количеств содержащихся в них полевых шпатов и диопсида. В первой количество хромдиопсида резко преобладает над количеством полевошпатовых выделений, во второй количество полевого шпата несколько больше или равно количеству диопсида. Содержания слюды в обеих зонах одни и те же.

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ, ОБРАМЛЯЮЩИЕ МАССИВ

Под породами, обрамляющими массив, подразумеваются пластовые интрузии сиенит-диорит-порфиритов и сиенит-порфиров, залегающие среди толщи карбонатных пород нижнего кембрия и протерозойских песчаников, или породы интрузий, внедрившихся на контакте архейских и верхнепротерозойских толщ. Более древними являются сиенит-диорит-порфириты. Сиенит-порфириты внедрились несколько позже. Они прорывают сиенит-диорит-порфириты. Временной интервал между внедрением сиенит-диорит-порфиритов и сиенит-порфиров незначительный, и эти две группы пород весьма близки по составу, что заставляет предполагать их образование из одного и того же магматического очага.

СИЕНИТ-ДИОРИТ-ПОРФИРИТЫ

Эти породы распространены к западу и северо-западу от Инаглинского массива. Внедрились они в юдомскую карбонатную толщу, среди которой образуют семь силлов, имеющих мощности от 3 до 15 м. Маломощный (3–5 м) силл присутствует и на контакте архейских и нижнекембрийских пород. Силлы порфиритов залегают согласно с юдомскими карбонатными породами.

Среди сиенит-диорит-порфиритов имеются кварцсодержащие и бескварцевые разновидности. В первых кварц присутствует как в основной массе, так и во вкрацленниках. Кварцевых вкрацленников немного, более широко распространены санидиновые вкрацленники. В основной массе соотношение санидина и кварца обратное. Там больше содержится кварца, чем санидина. Помимо этих двух минералов, в основной массе присутствует роговая обманка.

Бескварцевые разности сиенит-диорит-порфиритов распространены более широко. Самостоятельных тел обе эти разновидности не образуют. В одном и том же силле можно наблюдать небольшие участки, сложенные той или другой разновидностью. Такие участки вследствие их частой перемежаемости выделять затруднительно.

Бескварцевые разновидности сиенит-диорит-порфиритов обладают резко выраженной порфировой структурой. Порфиробласти представлены пелитизированным санидином и роговой обманкой, основная масса — мелкими зернами санидина, роговой обманки, андезина и единичными зернами апатита.

Таблица 14

Химический состав сиенит-диорит-порфириотов (вес. %)

Компоненты	223*	258
SiO ₂	60,53	62,75
TiO ₂	0,48	0,33
Al ₂ O ₃	16,96	17,40
Fe ₂ O ₃	2,32	2,26
FeO	3,34	1,60
MnO	0,10	0,096
MgO	2,10	1,75
CaO	3,46	4,24
Na ₂ O	4,70	4,75
K ₂ O	5,25	3,88
H ₂ O	0,03	0,03
П.п.п.	0,48	1,30
Сумма . . .	99,72	100,35

Анализы выполнены в лаборатории Иркутского геологического управления, аналитик Э.И. Ермакова.

* Номер образца.

223 – бескварцевая разновидность (роговообманковый сиенит-диорит-порфирит); 258 – кварцодержащий роговообманковый сиенит-диорит-порфирит.

По химическому составу сиенит-диорит-порфиры довольно близки ортофирам. В табл. 14 помещены результаты химических анализов двух наших образцов этих пород.

СИЕНИТ-ПОРФИРЫ

Голец Лапчатый сложен сиенитовыми породами, в большей части имеющими порфировидную структуру и различный минеральный состав; от типичных сиенит-порфиров до щелочных эгириновых гранитов. Последние встречаются в краевых частях интрузии в виде небольших участков. Там же развиты мелкие линзовидные тела граносиенит-аплитов. Наиболее распространены в интрузиве роговообманковые, авгитовые и кварцевые сиенит-порфиры. Все эти три разновидности – резко порфировые породы, содержащие в светло-серой или коричневато-серой мелкозернистой массе крупные вкрапленники полевых шпатов (фиг. 28). Минеральный состав роговообманко-

вого сиенита следующий: калиевый полевой шпат — микроклин и санидин (от 75 до 95%), роговая обманка — вытянутые кристаллы до 2,5 мм длины (от 3 до 15%), магнетит (до 5%). Второстепенные минералы: плагиоклаз (до 5%), сфен (до 2%), апатит — призмы 0,1—0,2 мм (до 3%), кварц (до 2%), вторичные: кварц, гранат, хлорит, эпидот и карбонат.

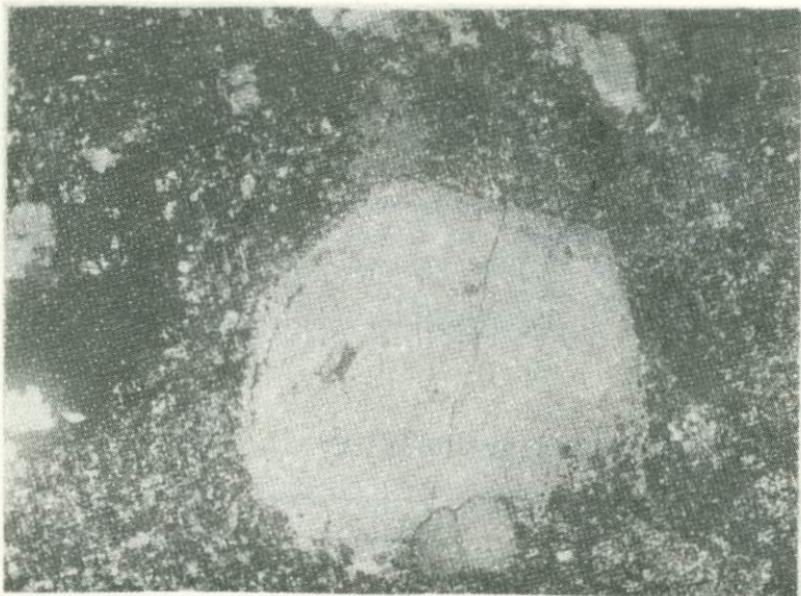
Структура основной массы фельзитовая, реже микропойкилитовая (в кварцевых сиенит-порфирах), когда кварц цементирует все минералы основной массы на участках размером 0,3—0,5 м. Химический состав сиенит-порфиров приведен в табл. 15. Состав инаглинских сиенит-порфиров мало чем отличается от среднего состава сиенит-порфиров по Дэли.

Таблица 15

Химический состав сиенит-порфиров (в вес. %)

Компоненты	36	76	229
SiO ₂	63,55	62,48	65,70
TiO ₂	0,12	0,41	0,23
Al ₂ O ₃	15,16	15,41	17,33
Fe ₂ O ₃	2,42	3,28	1,71
FeO	0,59	2,08	1,60
MnO	0,03	0,18	0,036
MgO	2,19	1,59	0,77
CaO	1,61	3,39	2,77
Na ₂ O	2,64	2,80	4,90
K ₂ O	6,16	6,36	5,25
H ₂ O ⁺	0,09	0,74	0,08
H ₂ O ⁻	Не опр.	0,47	
P ₂ O ₅	0,19	0,20	Не опр.
SO ₃	0,02	0,16	"
F	0,13	Не опр.	"
П. п. п.	0,76	0,53	0,22
Сумма . . .	99,66	100,08	100,51

36 — кварцевый сиенит-порфир, лаборатория ЯГГУ; 76 — роговообманковый сиенит-порфир, лаборатория ЯГГУ, аналитик Брагинец; 229 — граносиенит-порфир, лаборатория Иркутского геологического управления, аналитик Э.И. Ермакова.



Фиг. 28. Кварцевый сиенит-порфир с хорошо ограниченным кристаллом ортоклаза

Увел. 70, с одним николем

АЛЬБИТИЗИРОВАННЫЕ И ОКВАРЦОВАННЫЕ СИЕНИТ-ПОРФИРЫ

Сиенит-порфиры вдоль региональных разломов северо-западного и северо-восточного простираций и в непосредственном контакте с Инаглинским массивом подверглись процессу альбитизации. В результате возникли участки альбитизированных сиенит-порфиров в сравнительно мощных частях интрузии и особенно в его краевой части вблизи кольцевого контакта с шонкинитами. Размеры таких участков невелики — $5 \times 10 - 15 \times 20$ м. Можно выделить альбитизированные сиенит-порфиры и альбитизированные с параллельной эгиринизацией. Первые представляют собой мелкозернистую породу светло-желтого цвета и состоят на 90–95% из альбита с мелкими кристалликами желтого сфена, розового эвдиалита ($No = 1,574$, $Ne = 1,569$) и небольшого количества щелочной роговой обманки и реже игольчатого эгирина.

Эгиринизованные и альбитизированные сиенит-порфиры имеют полосчатую текстуру. Состоят они из чередующихся изогнутых полос и струй молочно-белого с желтоватым оттенком альбита и светло-зеленого агрегата волосовидных кристаллов эгирина. Такие полосчатые эгирин-альбитовые породы развиты по сиенит-порфирам в контакте с шонкинитами. Нередко можно наблюдать здесь небольшие выделения (5 × 10 см) альбит-эгириновой породы, имеющие ци-



Фиг. 29. Эгиринальбитовая порода, образующая выделения цилиндрической формы на контакте шонкинита с сиенит-порфиrom

Светлое — альбит, темное — эгирина, агрегаты игольчатых кристаллов которого закручены по спирали: штуф, натур. вел.

линдрическую форму, в которых волосовидные кристаллы закручены по спирали (фиг. 29). Такие цилиндрические выделения ориентированы вертикально так, что образующие цилиндров согласны с падением контакта массива с вмещающими породами.

В кварцевых сиенит-порфирах отмечаются небольшие ($0,5 \times 2$ м) участки и более мелкие гнезда, выполненные кварцем (на 80%), микроклином (на 10–15%) и эккерманитом (3–4%) с эвдиалитом, сфеном и эльпидитом. Подобная редкоzemельная минерализация отмечена в одном таком существенно кварцевом гнезде. Обычно кварц-микроклиновые гнезда состоят из кварца, микроклина и эккерманита с небольшим количеством сфена и пирита.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОРОД МАССИВА

Инаглинский массив является длительно формировавшимся многофазным плутоном. Его становление происходило в два магматических цикла, первый из которых, по-видимому, имел место в верхнем протерозое, второй — в мезозое.

Так, многие исследователи Алданского щита (Дзевановский, 1952; Моралев, 1959; Рожков, Кицул, 1960; Зленко, 1961; Ельянов, Мора-

лев, 1961; Рожков и др., 1962) связывают образование инаглинских ультраосновных пород (дунитов, перidotитов и пироксенитов) с верхнепротерозойским циклом магматизма, считая их возраст позднесинийским.

Мезозойский цикл магматизма характеризуется формированием щелочноземельных и щелочных пород, развитых как в Инаглинском массиве (щелочные габброиды, щелочные сиениты, пуласкиты и их пегматиты), так и за его пределами (различные сиенит-порфиры и порфириты, диориты, щелочные сиениты, шонкиниты и прочие разновидности щелочных и щелочноземельных пород), где они обычно описывались как "послеюрские" интрузии (Билибин, 1936, 1941; Бородаевская, 1951; Дзевановский, 1956, 1960; Смолин, 1960; Минкин, 1960; Кравченко, Власова, 1962; и др.).

По нашему мнению, к мезозойскому циклу относится и формирование аподунитовых пород (перidotитов и пироксенитов), хромдиопсид-слюдяных метасоматитов, как и перечисленных выше щелочных пород массива, мезозойский возраст которых ни у кого не вызывает сомнения. Внедрение сиенит-порфиров и сиенит-диорит-порфиритов, обрамляющих Инаглинский массив, также относится к мезозойскому циклу. Таким образом, все разновидности пород массива, за исключением позднесинийских дунитов, были образованы во время мезозойского цикла магматизма.

Внедрение расплавов, обусловивших появление различных щелочных пород массива, происходило в два этапа (фазы). Первая щелочная фаза ознаменовалась формированием щелочных габброидов. Затем, во вторую fazu, были сформированы щелочные сиениты (пуласкиты) и их пегматиты.

Выделение магматической фазы щелочных габброидов (шонкинитов и малинитов) обусловлено наличием интрузивных псевдолейцитовых и плагиоклазовых шонкинитов как внутри массива, так и за его пределами. Эти породы встречаются в лакколитах, развитых на территории Центрально-Алданского района и описанных Ю.А.Билибиным (1941).

О магматическом происхождении пуласкитов говорят типично магматическая форма залегания в виде даек, гипидиоморфнозернистая, реже гранитопорфировая структуры, наличие в крупных дайках участков пегматоидных выделений того же состава, что и щелочных пегматитов, сопровождающих пуласкиты. Так как пуласкиты существенно отличаются от шонкинитов по химизму и являются явно более молодыми образованиями, нежели шонкиниты, нами выделяется самостоятельная фаза щелочных сиенитов (пуласкитов).

Меланократовые щелочные сиениты в массиве обычно не образуют самостоятельных тел, а бывают развиты в зонах контактов пуласкитов и шонкинитов. Два дайкоподобных тела, имеющихся в северной части массива и сложенных меланократовыми сиенитами без центральных пуласкитовых частей и залегающих в поле широкого развития шонкинитов, вероятно, являются образованиями гибридными, возникшими либо вследствие биметасоматического преобразования пуласкитов и шонкинитов, либо вследствие гибридизации пуласкито-

вой магмы и шонкинитового материала. Поскольку нет определенной уверенности в самостоятельности этих двух тел меланократовых сиенитов, самостоятельная щелочная фаза меланократовых сиенитов не выделяется.

От расплавов каждой из двух щелочных фаз отделялись растворы, воздействовавшие на дуниты и в меньшей степени на породы, связанные с более ранней (первой щелочной) фазой мезозойского цикла. Так, растворы, связанные с габброидным расплавом, воздействуя на дуниты, обусловили наличие пород, по составу отвечающих перидотитам и пироксенитам и окаймляющих дунитовое ядро массива. Растворы, отделявшиеся от пуласкитового расплава, обуславливали развитие по дунитам метасоматической зональности: дунит - перидотит (пироксенит) - шонкинит - меланократовый щелочный сиенит - пуласкит. При внедрении пуласкитов в породы, занимающие промежуточное положение в указанном ряду метасоматической зональности, возникла зональность от этой породы указанного ряда до пуласкитов. При внедрении пуласкитов в габброидные породы первой щелочной фазы возникла зональность: (малиньит) - меланократовый щелочный сиенит - пуласкит.

На геологической карте Имаглинского массива видно, что наиболее крупные пегматитовые тела непосредственно отходят от пуласкитовых даек. В пуласкитах весьма часто встречаются пегматоидные участки, по составу ничем не отличающиеся от обычных инаглинских пуласкитов. Породообразующие минералы пуласкитов и пегматитов идентичны, акцессорные минералы пуласкитов тождественны редким минералам пегматитов - все это дает основание говорить о связи пегматитов с пуласкитами.

В процессе становления пуласкитовых тел в них образовались участки, обогащенные летучими компонентами (H_2O , F, Cl, P_2O_5), характерными для остаточного расплава-раствора, который частично кристаллизовался на месте, что обусловило наличие пегматоидных участков в пуласкитовых дайках. Другая же часть расплава-раствора в результате дислокационной тектоники устремлялась по трещинам в глубь массива. По мере движения расплава-раствора внутри ультраосновного ядра и частично габброидной оторочки происходили его дифференциация и частичная кристаллизация. Кристаллизовались неупорядоченные калиевые полевые шпаты внешних ортоклазовых зон пегматитов III типа, залегающих в периферической части дунитового ядра и габброидной оторочки и наиболее близко расположенных к материнским пуласкитам, а также произошла кристаллизация амфиболов зальбандовых корочек этих жил (магматическая фаза пегматитов).

Поскольку пегматиты характеризуются высоким коэффициентом агпантитности, недостаточность алюминия обусловила отсутствие высокоглиноземистых минералов - таких, как нефелин и содалит. При дальнейшем удалении расплава-раствора в глубь дунитового ядра массива он обогащался магнием и несколько обеднялся (по сравнению с первоначальным составом) калием и из него кристаллизо-

вались пегматиты сначала II типа — менее удаленные от материнских пуласкитов, а затем I типа — залегающие в центральной части дунитового ядра.

После магматической фазы пегматитового процесса преобладающее значение имели процессы автометасоматоза — образование альбитовых, а на завершающей стадии натриевого метасоматоза и на тролитовых зон. Поскольку натриевый метасоматоз происходил при более низких температурах, чем кальциевый, растворы, богатые натрием, обладали меньшей проникающей способностью, вследствие чего ими были незначительно затронуты пегматиты III типа и практически не затронуты пегматитами I типа, наиболее удаленные от материнских пород — пуласкитов.

Минералогическая специфика инаглинских пегматитов определяется следующими геохимическими особенностями:

- 1) высокой величиной Si/Al, обусловившей невозможность образования высокоглиноземистых минералов (нефелина и содалита);
- 2) необычно высокой концентрацией магния, полученной в результате ассилияции его расплавом-раствором из вмещающих пегматиты форстеритовых дунитов;
- 3) высокой концентрацией стронция и бария в пегматитах (один из факторов, доказывающих связь пегматитов с послеюрскими интрузиями, также обнаруживающими высокие концентрации этих элементов);
- 4) весьма незначительными концентрациями редких элементов.

При воздействии на дуниты растворов, связанных с пегматитами, были образованы контактово-реакционные породы с тремя типами метасоматической зональности:

1) зональность первого типа (дунит-хромдиопсид-флогопит с хромдиопсидом-пегматитом) будем называть зональностью хромдиопсид-флогопитового типа. Метасоматическая колонка описываемого типа выглядит следующим образом:

дунит	хромдиопсид	флогопит	пегматиты I и II типов
		хромдиопсид	

2) зональность второго типа: дунит-флогопит-эккерманит (или арфведсонит) — пегматит; этот тип зональности именуется флогопит-амфиболовым; метасоматическая колонка второго типа зональности следующая:

дунит	флогопит	эккерманит	пегматит
		(арфведсонит)	III типа

3) зональность третьего типа: дунит — магнезиоарфведсонит — существенно натриевый пегматит III типа; указанный тип зональности далее описывается как амфиболовый; метасоматическая колонка, соответствующая этому типу зональности, может быть представлена следующим образом:

дунит	магнезиоарфведсонит	существенно натриевый пегматит
		III типа 2-го подтипа

Три перечисленных типа зональности развиты вокруг определенных трех типов пегматитовых тел. Из этих трех типов контактово-реакционных образований практический интерес представляют только образования с зональностью первого, хромдиопсид-флогопитового, типа. Они подробно описаны ниже.

Следует иметь в виду, что выделенные типы зональности являются несколько идеализированными; обычно они не всегда четко наблюдаются на месторождении. Так, в контактово-реакционных образованиях с зональностью первого типа (хромдиопсид-флогопитового) почти постоянно в мономинеральной хромдиопсидовой зоне содержится в небольших количествах флогопит, а в флогопит-хромдиопсидовых зонах в различных количествах присутствуют калиевый полевой шпат, апатит и амфибол. Зональность второго типа (флогопит-амфиболового) характеризуется постоянством передовой флогопитовой зоны, развивающейся непосредственно по оливинам дунитов, но вторая (тыловая) мономинеральная амфиболовая зона четко наблюдается сравнительно редко. Чаще эта зона слагается как щелочным амфиболом, так и флогопитом в примерно равных количествах. Суммарные мощности метасоматических зон этого типа не превышают 1 см, и флогопит в них практического значения не имеет. Третий тип зональности характеризуется резкой сменой зон и постоянством состава амфиболовой зоны, сложенной магнезиоарфведсонитом. Третий тип зональности (амфиболовый) представляет собой зональность, развивающуюся вокруг пегматитов 2-го подтипа III типа, существенно обогащенных натриевыми минералами, имеющими магнезиоарфведсонитовые оторочки. При образовании амфиболовой зональности флогопит не развивался и магнезиоарфведсонит непосредственно замещал оливины дунита.

Вокруг пегматитов II типа ортоклаз-роговообманкового состава развиваются контактово-реакционные образования с зональностью хромдиопсид-флогопитового типа. Реакционные зоны имеют незначительные мощности — 0,5–2 см.

Метасоматиты хромдиопсид-флогопитового состава образовались kontaktovo-reakcionnym путем в процессе воздействия на дуниты растворов, связанных со щелочными пегматитами I типа. Об этом говорят следующие факты:

1. Метасоматиты имеют зональное строение, при котором наблюдаются резкие границы зон различного минерального состава. Как известно (Коржинский, 1955), резкие границы (контакты) между разнящимися по минеральному составу зонами одного и того же геологического тела говорят о метасоматическом генезисе таких тел.

2. Метасоматиты характеризуются неравномерностью структуры пород в пределах одной и той же зоны какого-либо метасоматического тела. Там, наряду с участками мелкозернистой структуры существуют участки гигантозернистой и среднезернистой структур. Распределение таких участков в пределах какой-либо одной зоны обычно хаотическое; но иногда можно подметить приуроченность

крупнозернистых структур к местам повышенной трещиноватости, что говорит о том, что в таких ослабленных участках более интенсивно циркулировали растворы, обусловившие перекристаллизацию мелкозернистых пород.

3. В метасоматитах наблюдается тенденция к мономинеральности. Так, нередко можно наблюдать метасоматические жильные тела, которые сложены почти целиком хромдиопсидом с незначительным количеством флогопита, а также крупные тела зонального строения, в которых имеются мономинеральные хромдиопсидовые и флогопитовые зоны. В хромдиопсид-флогопитовых зонах метасоматических тел большой мощности (3–10 м) имеются мономинеральные участки (до 1×2–3 м), сложенные только хромдиопсидом, перемежающиеся с участками размером до 0,3×0,5 м, сложенными только флогопитом различной крупности.

4. При залегании пегматитовых жил в монолитных дунитах, т.е. на участках, где трещиноватость развита слабо, метасоматиты практически отсутствуют. В таких случаях по дунитам на контактах с пегматитовыми жилами развиваются маломощные (0,3–1 см) существенно сплюдяные оторочки с незначительным количеством хромдиопсида.

5. Размеры тел метасоматитов находятся в прямой зависимости от степени трещиноватости и пористости дунитов первичной породы, по которой они развивались.

6. Хромдиопсид мономинеральных зон метасоматитов и самостоятельных прожилков содержит массу газовых пузырьков.

Метасоматиты с хромдиопсид-флогопитовой зональностью главным образом связаны с ортоклаз-хромдиопсидовыми пегматитами (I тип пегматитов). О их связи говорят следующие факты:

1) минеральные составы пегматитов и метасоматитов имеют близкое сходство (хромдиопсид-флогопит-ортоклаз с тем или иным количеством апатита);

2) нередко наблюдаемые ответвления от зальбандовой оторочки хромдиопсид-флогопитового состава, окружающей пегматитовое тело хромдиопсид-ортоклазового состава, почти мономинеральных прожилков хромдиопсидового состава с различным количеством флогопита;

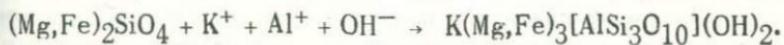
3) отсутствие в массиве взаимных пересечений метасоматитов и пегматитов I типа хромдиопсид-ортоклаз-флогопитового состава;

4) присутствие в кольцевой зоне разлома, где локализуются метасоматиты, жил крупнокристаллического пегматита I типа хромдиопсид-флогопит-ортоклазового состава с зальбандовыми оторочками хромдиопсид-флогопитовых метасоматических реакционных пород, развитых по дуниту.

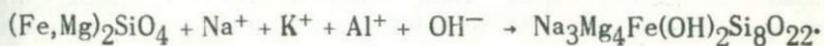
Поскольку пегматиты трех выделенных типов являются образоваными разновременными – наиболее древние из них пегматиты I типа (хромдиопсид-ортоклаз-флогопитовые), а наиболее молодые – пегматиты III типа (калишпат-арфведсонит-альбитовые), что устанавливается по пересечениям ортоклаз-полевошпат-флогопитовых

легматитов калишпат—арфведсонит—альбитовыми, естественно, что и метасоматические реакционные образования, развитые в контактах легматитов с дунитами, соответственно являются образованиями разновременными. Наиболее ранними контактово—реакционными образованиями являются метасоматиты с зональностью хромдиопсид—флогопитового типа, затем по возрасту следуют контактово—реакционные образования с зональностью флогопит—амфиболового типа и, наконец, наиболее молодыми метасоматическими контактово—реакционными образованиями являются образования с зональностью амфиболового типа.

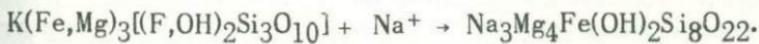
В соответствии с возрастными взаимоотношениями метасоматических контактово—реакционных образований можно говорить и о развитии во времени различных типов метасоматоза. Так, сначала имел место кремниево—кальциевый метасоматоз, обусловивший наличие мономинеральных хромдиопсидовых прожилков, для образования которых за счет форстерита необходим привнос кальция. Схема реакции образования хромдиопсида может быть представлена так: $MgSiO_2 + Ca^+ + Si^+ \rightarrow CaMg(SiO_3)_2$. Кремниево—кальциевый метасоматоз сменился алюминиево—калиевым. Этот тип метасоматоза зафиксирован в контактово—реакционных образованиях с зональностью флогопит—амфиболового типа. Как известно, для образования флогопита за счет форстерита необходим привнос калия и алюминия. Уравнение этой реакции может быть представлено следующей схемой:



Наиболее поздним проявлением метасоматоза является натриевый метасоматоз, обусловивший наличие контактово—реакционных образований с зональностью амфиболового типа, т.е. наличие мономинеральных магнезиоарфведсонитовых оторочек, развитых по дунитам вокруг существенно натриевых легматитовых тел III типа (микроклин—альбит—арфведсонит—натролит—эгиринового состава). Зональность амфиболового типа часто накладывается на зональность флогопит—амфиболового типа, о чем говорит наличие контактовых образований промежуточного характера между ними. Магнезиоарфведсонитовые зальбандовые оторочки, возникшие за счет дунитов, соответствуют кульминационному периоду развития натриевого метасоматоза. Схема реакции образования магнезиоарфведсонаита такова:



При замещении магнезиоарфведсонитом флогопита схема реакции следующая:



В последнем случае необходим привнос только натрия.

Следует иметь в виду, что отмеченные выше типы метасоматоза (кремниево—кальциевый, алюмокалиевый и натриевый) отражают кульминационные моменты развития соответствующих этапов. Имеющиеся факты заставляют предполагать непрерывность развития ме-

тасоматических преобразований форстеритовых дунитов, или, другими словами, изменение состава метасоматизирующих растворов и газов, отделяющихся от пулласкитов и их легматитов, происходило постепенно от существенно кальциевых через существенно калиевые до существенно натриевых. Высказанное предположение подтверждается тем, что в массиве можно наблюдать различные промежуточные контактово-реакционные образования между I, II и III типами, соответствующими наиболее интенсивным периодам выделенных этапов метасоматоза. Так, часто состав самостоятельных прожилков от мономинерального хромдиопсидового изменяется до флогопитового с небольшим количеством хромдиопсида. Наиболее часто встречаются прожилки хромдиопсид-флогопитового состава с различным соотношением хромдиопсида и флогопита, что говорит о повышении активности калия и понижении активности кальция. Наличие же образований с зональностью флогопит-амфиболового типа указывает на понижение активности калия и увеличение активности натрия.

Направленность в смене метасоматических преобразований аналогична направленности в изменении минерального состава щелочных пегматитов. В пегматитах I типа (хромдиопсид-ортоклазовых) активность кальция была велика, в пегматитах II типа кальций играл незначительную роль, а в пегматитах III типа (микроклин-арфведсонит-альбитового состава) кальций почти не связывался, его присутствие отмечено только в долях процента от массы пегматита (в составе стронций-апатита); в существенно натриевых пегматитах III типа кальция вообще практически нет. В пегматитах и в метасоматитах сначала роль калия невелика, затем в пегматитах II типа калий достигает наибольшей активности, а в пегматитах III типа его активность снова снижается. По мере уменьшения активности калия повышается активность натрия, о чем говорит наличие альбитовых зон в микроклин-арфведсонит-альбитовых пегматитах, а при наивысшей активности натрия в наиболее молодых пегматитах III типа образуются натролитовые гнезда и натролит-эгириновые осевые зоны. Таким образом, этапы метасоматоза и смена их во времени (кальциевый → калиевый → натриевый) — общие и для пегматитов и для метасоматических контактово-реакционных образований. Это говорит о связи упомянутых метасоматических образований с пегматитами, а так как пегматиты обнаруживают общность со щелочными сиенитами массива, можно считать, что метасоматические образования связаны и с пулласкитами и возникли в магматическую стадию их становления.

Метасоматические контактово-реакционные породы Инаглинского массива в подавляющем большинстве случаев образованы процессами инфильтрационного метасоматоза. Об этом говорит и постоянство минералов переменного состава в различных зонах (хромдиопсид, флогопит) большинства метасоматических тел. Выделенные три типа метасоматических колонок следующие:

1. Форстерит	Хромдиопсид	Флогопит	Пегматит хромдиопсид-ортоклазовый
--------------	-------------	----------	--------------------------------------

2. Форстерит	Флогопит	Щелочная амфибол	Пегматит микроклин-арфведсонит-альбитовый
3. Форстерит	Магнезиоарфведсонит		Существенно натриевый пегматит микроклин-арфведсонит-альбит-натролит-эгиринового состава

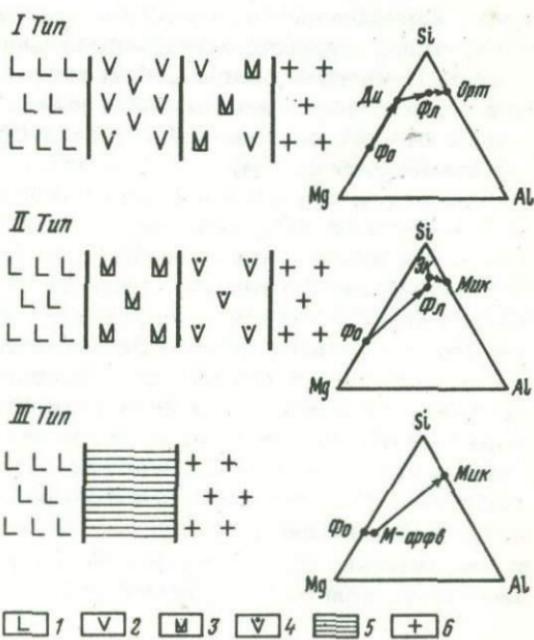
Они иллюстрируются тремя соответствующими треугольными диаграммами (фиг. 30).

Как видно из них, инертными компонентами при инфильтрационном метасоматозе были магний, кремний и алюминий; подвижные компоненты — кальций, калий, натрий, вода, железо и окись углерода. Стронций и хром — компоненты-примеси, фосфор — избыточный компонент. Подвижное поведение железа подтверждается тем, что в экзоконтактовой зоне метасоматических образований дуниты сильно обогащаются магнетитом и серпентином (отемненный дунит). Здесь железо, содержащееся в дунитах при их метасоматической переработке, как бы отжимается из реакционной зоны в неизмененные дуниты. Фосфор и стронций фиксировались в стронцийсодержащем апатите.

Помимо инфильтрационного метасоматоза, при образовании метасоматитов имели место и биметасоматические процессы, но масштаб

Фиг. 30. Типы метасоматической зональности

- 1 — дунит;
- 2 — хромдиопсид;
- 3 — флогопит;
- 4 — эккерманит (арфведсонит);
- 5 — магнезиоарфведсонит;
- 6 — пегматит;
- Фо — форстерит;
- Фл — флогопит;
- Орт — ортоклаз;
- Эк — эккерманит;
- Мик — микроклин;
- М-арфв — магнезиоарфведсонит;
- Ди — диопсид



биметасоматоза был невелик. Биметасоматические преобразования дунитов и щелочных пегматитов происходили в постмагматическую стадию становления пуласкитов и их пегматитов. Они заключались, с одной стороны, в замещении дунитов хромдиопсидом, с другой — в замещении калиевых полевых шпатов флогопитом и щелочным амфиболом (арфведсонитом и эккерманитом). Биметасоматические реакции дунитов со щелочными пегматитами обусловили наличие контактово-реакционных образований с зональностью дунит-хромдиопсид — флогопит — амфибол — пегматит; причем нередко амфиболовая зона выпадает и зональность имеет вид: дунит — хром — диопсид — флогопит — пегматит. В последнем случае флогопит развивается как по калиевым шпатам, так и по амфиболам пегматитов, а хромдиопсид по дуниту.

Крупные тела метасоматитов первого вида (образованные вследствие слияния экзоконтактовых хромдиопсид-флогопитовых оторочек пегматитовых сетчатых инъекций) претерпели биметасоматические преобразования в более сильной степени, чем метасоматиты второго вида, образованные в кольцевых трещинах отслоения (метасоматиты с центральной пегматитовой жилой). Одновременно с обменными биметасоматическими реакциями происходили процессы перекристаллизации и сегрегации минералов без заметного привноса и выноса вещества. В результате биметасоматоза и сопровождавших его процессов перекристаллизации и сегрегации из сближенных сетчатых инъекций пегматита в участках дунитов с повышенной трещиноватостью возникли крупные тела метасоматитов первого вида (без центральной пегматитовой жилы).

При биметасоматозе можно наметить следующий порядок подвижности компонентов (от наиболее подвижного к наименее подвижному): вода, окись углерода, кислорода, кальций, калий, натрий, железо, фосфор || кремний, магний, алюминий. Слева от вертикальных линий перечислены подвижные компоненты, справа — инертные. Соотношением этих компонентов определяются минеральные ассоциации метасоматических зон.

Перенос и связывание (осаждение) перечисленных компонентов от зоны к зоне иллюстрируются сопоставлением молекулярных концентраций окислов этих компонентов (фиг. 31, табл. 16).

Резюмируя изложенное, можно утверждать, что контакто-реакционные образования, развитые в экзоконтактах пегматитов по дунитам (тела с зональностью I, II и III типа), возникли инфильтрационно-метасоматическим путем. Крупные тела метасоматитов второго вида (без центральной пегматитовой жилы) образованы в два этапа метасоматических преобразований: сначала инфильтрационно-метасоматическим путем возникли хромдиопсид-флогопитовые оторочки пегматитовых прожилков, образующих густую сетку в интенсивнотрещиноватых дунитах, затем произошли биметасоматические преобразования пегматитовых прожилков, их хромдиопсид-флогопитовых оторочек и вмещающих дунитов, сопровождав-

фиг. 31. Вариационные кривые содержания основных компонентов в метасоматических зонах контакто-реакционных пород с зональностью первого типа (хромдиопсид-флогопитовой) от неизмененного дунита до неизмененного пегматита хромдиопсид-ортоклазового состава

шиеся перекристаллизацией и сегрегацией минералов. При метасоматозе источником магния и хрома служили форстеритовые дуниты, источником алюминия, кремния, кальция, фосфора, натрия, стронция и окиси углерода — пулласкитовая магма, от остаточного пегматоидного расплава которой отделялись растворы, обогащенные этими компонентами.

В первом приближении схема образования хромдиопсид-флогопитовых контакто-реакционных пород Инаглинского массива сходна со схемой образования флогопит-диопсидовых пород флогопитовых месторождений Алдана, Памира, Слюдянки, Канады, Мадагаскара и других районов, возникших метасоматическим путем в контактах доломитов с гранитоидами. При этом источником магния и кальция служили доломиты, а источником алюминия, калия, кремния и других подвижных компонентов являлись алюмосиликатные породы (при инфильтрационном метасоматозе — гранитоиды, при биметасоматозе — гранитоиды и кристаллические сланцы и гнейсы).

Еще большее сходство обнаруживается в образовании инаглинских метасоматитов с флогопитовыми месторождениями Маймеч-Котуйской и Кольской провинций колыцевых интрузий щелочных и ультраосновных пород. В интрузиях Кольской и Маймеч-Котуйской провинций месторождения флогопита образовались метасоматическим путем при воздействии щелочных растворов, отделявшихся от ийолитовой интрузии, на оливиниты и дуниты или на мелилитовые породы. В интрузиях двух указанных провинций метасоматические преобразования протекали в условиях щелочной среды с постепенным возрастанием роли окиси кальция по мере течения процесса, т.е. при относительном усилении кислотных свойств растворов, имевших вначале процесса резко щелочной характер. Источником магния для флогопита являлись или оливиниты, или дуниты, или мелилитовые породы; калий, алюминий, гидроксил, фтор привносились растворами, отделившимися от ийолитовой интрузии.

При большом сходстве в образовании флогопитсодержащих метасоматических пород Маймеч-Котуйской и Кольской провинций

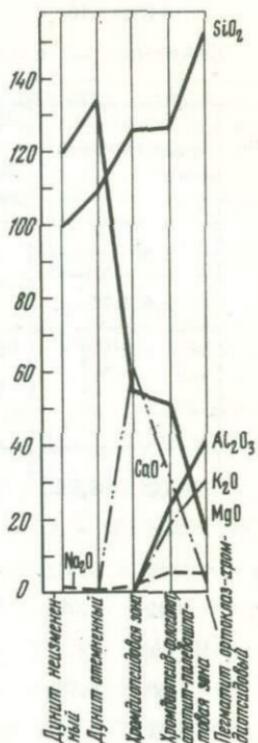


Таблица 16

Изменение химического состава отдельных зон от дунита до пегматита

Окислы	Неизмененный дунит		Дунит, сильно серпентинизированный и обогащенный магнетитом (отемненный дунит)		Хромдиопсид из передовой мономинеральной зоны	
	48 *	24-б			149	
	2,536 **		2,939		2,350	
	вес. %	г/100 см ³	вес. %	г/100 см ³	вес. %	г/100 см ³
SiO ₂	39,02	98,955	36,83	108,243	-9,288	53,28
TiO ₂	Сл.	-	Сл.	-	-	0,14
Al ₂ O ₃	0,15	0,38	0,57	1,675	-1,637	Не обн.
Fe ₂ O ₃	0,42	1,065	3,48	10,198	-9,133	0,58
Cr ₂ O ₃	Не опр.	-	0,14	0,411	-0,411	0,48
FeO	3,43	8,698	4,42	12,990	-4,292	1,18
MnO	0,12	0,304	0,14	0,411	-0,107	0,03
MgO	46,77	118,608	45,45	133,578	-14,969	17,97
CaO	0,39	0,989	0,46	1,352	-0,363	25,07
Na ₂ O	0,38	0,964	0,08	0,235	+0,729	0,45
K ₂ O	0,13	0,329	0,08	0,235	+0,094	0,05
P ₂ O ₅	0,04	0,101	0,07	0,206	-0,105	Не обн.
BaO	-	-	-	-	-	Сл.
H ₂ O ⁺	6,72	17,042	Не обн.	-	+17,042	Не обн.
H ₂ O ⁻	0,15	0,38	0,15	0,441	-0,061	0,15
SrO	-	-	-	-	-	-
F	-	-	Не обн.	-	-	Не обн.
SO ₃	0,03	0,076	0,14	0,411	-0,335	-
П.п. п.	0,14	0,355	7,68	22,57	-22,215	0,13
Сумма...	97,89	248,247	99,69	292,956	-62,915	99,53
					+17,885	233,90
						+135,389
						-45,050
						+58,910

* Номер образца.

** Объемный вес. Анализы обр. 48 и 24-б выполнены в химической лаборатории Якутского геологического управления; анализы обр. 149, 34-к, 35-к - в хи-

(в вес. % окислов и в г/100 см³ породы)

Хромдиопсид-калишпат-апатит-флогопитовая порода			Хромдиопсид-флогопит-калишпатовая порода			Пегматит I типа, ортоклаз-хромдиопсидовый		
34-к			35-к			228		
2,975			2,876			2,840		
вес. %	г/100 см ³	изменение содержания г/100 см ³	вес. %	г/100 см ³	изменение содержания г/100 см ³	вес. %	г/100 см ³	изменение содержания г/100 см ³
42,52	126,497	-1,265	43,54	125,221	+1,276	59,92	152,197	-26,976
0,35	1,041	-0,712	0,80	2,301	-1,260	0,08	0,191	+2,110
8,08	24,038	-24,038	9,35	26,891	-2,853	16,06	40,792	-13,901
2,91	8,657	-7,294	3,03	8,714	-0,057	0,90	2,286	+6,428
Не обн.	-	+1,128	0,02	0,057	-0,057	-	-	+0,057
4,39	13,060	-10,262	4,08	11,734	+0,326	1,121	3,073	+8,661
0,01	0,030	+0,041	0,01	0,029	+0,001	0,02	0,051	+0,009
17,15	51,021	-8,791	18,66	53,666	-2,645	5,42	13,767	+39,899
9,44	28,084	+30,831	9,01	25,913	+2,171	1,27	3,226	+21,687
1,72	5,117	-4,059	0,24	0,690	+4,427	1,75	4,445	-3,755
6,30	18,743	-18,625	5,92	17,026	+1,717	12,00	30,480	-13,454
3,00	8,925	-8,925	Сл.	-	+8,925	-	-	-
0,85	2,529	-2,529	-	-	+2,529	-	-	-
1,29	3,838	-3,838	1,90	5,464	-1,626	0,15	0,381	+5,082
0,10	0,298	+0,055	0,24	0,690	-0,392	-	-	+0,690
0,38	1,130	-1,130	-	-	+1,130	-	-	-
0,18	0,536	-0,536	0,35	1,007	-0,471	-	-	+1,007
0,69	2,053	-2,053	Не обн.	-	+2,053	-	-	-
0,48	1,428	-1,122	0,44	1,265	+0,163	1,27	3,226	-1,961
99,84	297,025	-95,180	97,59	280,668	+24,428	100,05	254,115	-60,047
		+32,055			-9,361			+85,630
		-63,125			+15,067			+25,583

мической лаборатории ИГЕМ АН ССР (аналитик М.Г.Замуруева), анализ обр. 228 произведен в химической лаборатории Иркутского геологического управления (аналитик И.Е.Ермакова).

щелочных и ультраосновных интрузий с метасоматитами Инаглинского массива имеются и отличительные черты. Одним из различий является направленность изменения состава метасоматизирующих растворов. В Инаглинском массиве роль слабого основания кальция в начале метасоматоза была превалирующая, постепенно снижаясь к концу процесса метасоматических преобразований дунитов, вследствие чего не следует ожидать наличия кальциевых карбонатитов в массивах, подобных Инаглинскому (Кондер, Чад), т.е. в массивах ультраосновных (дуниты) и щелочных пород, последние из которых являются существенно калиевыми, почти не содержащими нефелин.

В интрузиях ультраосновных и щелочных пород Маймече-Котуйской и Кольской провинций в начальном этапе течения метасоматического процесса роль кальция практически была такой же, как и на Инагли, но возрастила на конечном этапе кальциевого метасоматоза, благодаря чему образовались карбонатиты.

Ввиду того, что кальций не характерен для пород Инаглинского массива, в них отсутствуют такие минералы, как мелилит, гранаты и другие кальцийсодержащие минералы, характерные для флогопит-содержащих метасоматических пород Маймече-Котуйской и Кольской провинций, за исключением диопсидов и апатита. Инаглинский апатит несколько необычный: в нем содержится стронций, восполняющий недостающее количество кальция, причем уменьшение количества кальция по мере изменения метасоматических процессов во времени четко зафиксировано в изменении состава инаглинских апатитов. Если в начале калиевого метасоматоза образовались апатиты, содержащие 1,5–2 вес. % стронция, то в конце процесса натриевого метасоматоза образовались апатиты с содержанием стронция до 47% (стронций-апатит), присутствующие в существенно натриевых пегматитах III типа.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ МАССИВА

В строении массива принимает участие большой комплекс пород различного состава, формировавшихся на протяжении длительного времени и к тому же различным путем (интрузивным, метасоматическим и процессами выветривания). В массиве имеется и соответственно большой комплекс полезных ископаемых.

Полезные ископаемые, связанные с Инаглинским массивом, представлены как нерудными полезными ископаемыми (форстеритовыми оgneупорами, вермикулитом, апатитом, флогопитом), так и рудными (платиноиды, хромшпинелиды, магнетит, проявления золота, титана, стронция и церия). По устным сообщениям геологов Н.Н.Геракова, Т.В.Могулевой и Н.В.Шукина, в аллювии р.Инагли в пределах массива были найдены два зерна, очень похожие на алмазы. К сожалению, впоследствии они были утеряны. Перечисленные полезные ископаемые описываются здесь в возрастном порядке с сохранением генетического признака.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА, СВЯЗАННЫЕ С ДУНИТАМИ И ИМЕЮЩИЕ МАГМАТИЧЕСКОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Форстеритовые огнеупоры

Автором на площади 5 км² в центральной части массива разведаны и подсчитаны запасы форстеритовых огнеупоров в количестве 183 млн. т. Форстеритовые породы имеют небольшую пористость (1,4–3,7%) и сравнительно высокую механическую прочность (предел прочности при сжатии 339–555 кг/см²). Дуниты, вошедшие в подсчет, на 55–60% сложены форстеритом, содержащим 7–8% фаялитовой молекулы, и на 35–40% – серпентином. По химическому составу дуниты характеризуются довольно высоким содержанием окиси магния (46,8–47,9%; магнезиальный модуль – от 1,22 до 1,27%), пониженным содержанием окислов железа (6,7–7,2%) и низким содержанием глинозема (0,59–1,03%) и окиси кальция (0,03–0,05%).

По качественным показателям инаглинские дуниты удовлетворяют требованиям, установленным для уктусских дунитов Урала по ТУО-30-55 и дунитовым массам, содержащим 20% магнезита и обожженных при температуре 1600°. По своим качествам они отвечают требованиям для производства форстеритовых изделий по ЧМТУ 5127-55, причем по устойчивости под нагрузкой при высоких температурах превосходят форстеритовые огнеупоры из уральских дунитов и из хабозерских оливинитов.

Основные физические свойства проб форстеритовых дунитов, установленные при их технологических испытаниях, приведены в табл. 17.

Следует отметить, что подсчитанными запасами месторождение далеко не ограничивается, так как большинство дунитов массива представлено существенно форстеритовыми породами, распространенными на площади 15–16 км², в то время как подсчет произведен всего на 5 км² и только до глубины 50 м от поверхности.

Платиноиды

Платиноиды в коренном залегании в инаглинских дунитах находятся в рассеянном состоянии с весьма малой концентрацией, поэтому практического интереса не представляют.

В долинах р. Инагли и ее притоков в пределах массива известны аллювиальные россыпи с более высокой концентрацией платиноидов. Рассыпь образовалась в результате разрушения дунитов, о чем свидетельствует нахождение в россыпи плохо окатанных зерен платиноидов в срастании с хромитом и оливином. Повышенная концентрация платиноидов в россыпи по сравнению с убогой вкрапленной минерализацией в дунитах обусловлена сравнительно быстрым разрушением последних. Во время эрозии происходило дифференци-

Таблица 17

Физические свойства "сырого" и обожженного дунита

Физические свойства	Сырой дунит	
	проба 1	проба 2
Водопоглощение, %	0-0,7	0,1-0,5
Каждая пористость, %	0,1-0,2	0,3-1,5
Истинная пористость, %	3,7	1,4
Объемный вес, г/см ³	2,83-2,87	2,85-2,92
Удельный вес, г/см ²	2,96	2,93
Предел прочности при сжатии, кг/см ²	339-404	356-555
Огнеупорность, °С	1770	1770

рованное оседание в аллювии минералов по их удельному весу, в результате чего и образовалась россыпь платиноидов и хромшпинелидов.

По данным лаборатории НИГРИЗолото, анализировавшей пробы из россыпи р.Инагли, металл представлен в основном платиной и небольшим количеством осмистого иридия. В целом состав платиноидов и сопутствующих им минералов тяжелой фракции представлен, по данным исследователей, подробно изучавших россыпь (Рожков, Кицул, 1960; Рожков и др., 1961; Разин, 1966), следующими фазами:

а) первичные платиноиды: поликсен (Pt, Fe), иридистая платина (Pt, Fe, Ir), платинистый иридиум (Ir, Pt), осмистый иридиум (Ir, Os), съсерпсит (Os, Ir), родистый невьянскит (Ir, Os, Rh), палладистая платина (Pt, Pd), самородные иридиум и палладий и др.;

б) вторичные платиноиды: никелистая платина (Pt, Fe, Ni, Cu), ферроплатина (Pt, Fe) и купроплатина (Pt, Cu);

в) сульфиды, арсениды и т.д.: сперилит $PtAs_2$, куперит PtS , лаурит RuS_2 , станинопаладинит Pd_3Sn_2 и другие минералы платиноидов, а также пентландит, пирротин, халькопирит, галенит, самородные золото и серебро;

г) магнетит, хромшпинелиды;

д) силикатные минералы.

Основным металлом инаглинской "сырой" платины, по данным Л.В.Разина (1966), является платина (77,02-80,01 вес. %). В подчиненном количестве содержится железо (8,08-9,84%), осмистый иридиум (2,54-7,97%), иридиум (0,93-2,41%, родий (0,41-1,05%) и медь (0,36-0,88%). Металлы-примеси, присутствующие в сырой платине

Инаглинского массива

Обожженный дунит			
1450°		1600°	
проба 1	проба 2	проба 1	проба 2
3,7-4,6	3,6-4,1	3,5-4,7	1,4-3,9
11,0-15,3	10,4-12,2	10,2-13,3	8,6-11,7
11,9	10,7	11,9	-
2,85-2,91	2,91-2,97	2,83-2,93	2,92-2,98
3,27	3,28	3,27	-
-	-	-	-
-	-	-	-

в количествах от тысячных до десятых долей процента, следующие: палладий, никель, кобальт, свинец, рутений, золото, олово, серебро, висмут.

Первичными платиноносными материнскими породами массива являются дуниты. В процессе становления дунитов кристаллизация платиноидных минералов, по данным Л.В.Разина (1966), происходила в две стадии. В первую - собственно магматическую - кристаллизовались первичные минералы группы платины. Они следовали непосредственно за кристаллизацией собственно магматических хромшпинелидов и перед кристаллизацией форстерита второй генерации. Во время второй стадии - пневматолит-гидротермальной - происходила кристаллизация минералов группы осмистого иридия, а также сульфидов и арсенидов платиновых металлов.

При метасоматической переработке дунитов наблюдается растворение и рассеивание платиновых минералов, вследствие чего их содержание в аподунитовых породах (перидотиты, пироксениты, метасоматические шонкиниты) в десятки - сотни раз меньше, чем в дунитах. При этом Л.В.Разиным (1966) установлено, что происхождение платиновых минералов в аподунитовых породах явно реликтовое, т.е. эти минералы унаследованы от замещаемых дунитов. Степень концентрации платиновых металлов понижается от экзоконтакта к эндоконтакту аподунитовых пород.

Платиноидное оруденение Инаглинского массива имеет родиево-иридиевую геохимическую специализацию, ранее не известную в дунитовых массивах. Это позволило Л.В.Разину выделить среди проявлений платиноидов форстерит-дунитовой ветви уральского типа

две разновидности: наиболее распространенную – нижнетагильскую, приуроченную к Нижне-Тагильскому дунитовому массиву, и более редкую – инаглинскую, установленную в дунитах Инаглинского массива, к которой, вероятно, относятся платиноидные оруденения Кондерского и Чадского массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита.

Хромшпинелиды

Наряду с платиноидами в ультраосновных и основных породах Инаглинского массива как акцессорные минералы присутствуют хромшпинелиды, представленные феррихромитом и феррихромпикотитом (по классификации Г.А. Соколова, 1948), которые при разрушении указанных пород накапливались в аллювиальной россыпи р. Инагли и ее притоков. Хромшпинелиды в этой россыпи находятся в промышленных концентрациях. Основным коренным источником хромшпинелидов являются форстеритовые дуниты. В аподунитовых метасоматических породах массива содержание хромшпинелидов по сравнению с содержанием дунитов уменьшается в десятки–сотни раз.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ВЕРХНЕЮОРСКОГО – НИЖНЕМЕЛОВОГО ВОЗРАСТА, СВЯЗАННЫЕ С ПЛАСТОВОЙ ИНТРУЗИЕЙ СИЕНИТ-ПОРФИРОВ ОБРАМЛЕНИЯ ИНАГЛИНСКОГО МАССИВА И ИМЕЮЩИЕ СКАРНОВОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Железо

На правом борту ключа Соснового были найдены магнетит–диопсидовые скарны. Железные руды непостоянны по составу. Наряду с чистым магнетитом встречаются образцы магнетит–пироксеновых и магнетит–оливин–пироксеновых пород. Содержание железа в рудах варьирует от 25 до 61% (железо валовое). Железо в закисной форме содержится в руде от 9 до 20,3%. Судя по имеющимся материалам, железные руды являются метасоматическими образованиями – скарнами, возникшими на контактах юдомских доломитов с щелочноzemельными сиенитами (сиенит–порфирами) верхнеюрского возраста. Промышленного значения железные руды массива не имеют.

Золото

Золото в виде отдельных знаков присутствует в платиново–хромитовой аллювиальной россыпи р. Инагли и ее притоков, не создавая промышленных концентраций. Коренными источниками золота являются магнетит–диопсидовые скарны, развитые в зоне контакта сиенит–порфиров с доломитами к югу от массива. Эти скарны характеризуются низким непромышленным содержанием золота.

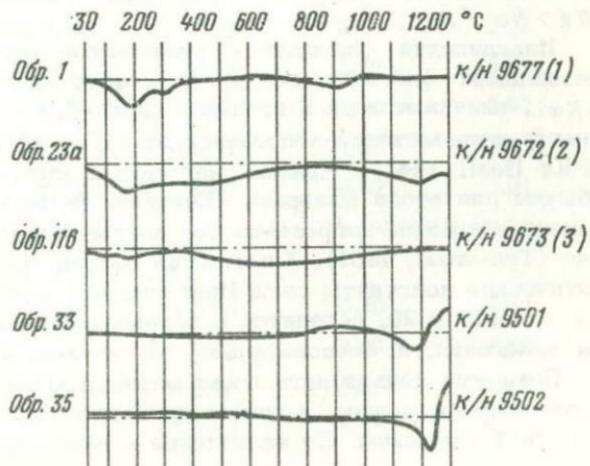
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ НИЖНЕМЕЛОВОГО ВОЗРАСТА, СВЯЗАННЫЕ СО ЩЕЛОЧНЫМИ ПЕГМАТИТАМИ И СОПУТСТВУЮЩИМИ МЕТАСОМАТИТАМИ

Титан, стронций и церий

Со щелочными пегматитами Инаглинского массива связаны проявления титана и стронция, входящих в состав титаносиликатов стронция, главным образом в состав лампрофиллита, а также проявления церия, заключенного в эвдиалитах. Это оруденение весьма убогое, явно не промышленное, но имеет познавательное значение, указывающее на связь инаглинских щелочных сиенитов и их пегматитов со щелочным магматизмом Центрально-Алданского золоторудного района, имевшим место в послеюрское время.

Флогопит

Как отмечалось при описании метасоматитов, одним из главных породообразующих минералов последних является флогопит. Концентрации флогопита в отдельных зонах некоторых тел метасоматитов достигают 90 объемн. %. В коре выветривания флогопит замещен гидрофлогопитом и вермикулитом. В кольцевой зоне измененных пробленых дунитов свежий флогопит встречен на глубине только 140 м. До глубины 100–115 м слюда нащело вермикулитизирована. На глубине 115–140 м слюда представлена гидрофлогопитом, а ниже 140 м гидратация слюды не проявлена и слюда представлена совершенно свежим флогопитом. Зональное распределение слюд по глубинам, обусловленное наличием линейной коры выветривания на Инаглинском месторождении, позволяет предполагать его сходство с Ковдорским месторождением, на котором также устанавливается



Фиг. 32. Кривые нагревания слюд

Обр. 1 – вермикулит, обр. 23а и 116 – гидрофлогопит, обр. 33 и 35 – флогопит

Таблица 18

Результаты обезвоживания инаглинских слюд на приборе Берга

Образец	T, °C				
	100	200	300	400	500
Флогопит, обр. 35, скв. 1 глубина 146 м	0,07	0,10	0,15	0,15	0,15
Флогопит, обр. 33-а, скв. 1, глубина 139,5 м	0,10	0,14	0,19	0,19	0,19
Гидрофлогопит, обр. 23-а, скв. 1, глубина 119 м	0,09	0,45	0,50	0,54	0,54
Вермикулит, обр. 1, канава 25	0,48	1,44	3,85	12,28	15,13

подобная зональность, обусловленная различной степенью гидратации флогопита на разных глубинах коры выветривания.

Свежий флогопит имеет светло-коричневый цвет с розоватым и фиолетовым оттенком. Кристаллы его плотные, упругие, хорошо раскалываются по весьма совершенной спайности на тонкие пластинки. Их размер часто больше диаметра керна (108 мм). По цвету, химическому составу и оптическим свойствам описываемая минералогическая разновидность флогопита близка флогопиту Ковдорского массива (Токмаков, 1960) и флогопиту месторождения Одихинча (Прокорова и др., 1966). Иногда встречается разновидность красного флогопита с обратной схемой абсорбции ($Ng < Nm < Nr$), развивающаяся по коричневому флогопиту. Эта разновидность флогопита весьма близка татраферрифлогопиту, описанному С.В. Грум-Гржимайло и О.М. Римской-Корсаковой (1964). В целом для флогопита Инаглинского массива характерна прямая схема абсорбции ($Ng > Nm > Nr$).

Инаглинский флогопит — маложелезистый, существенно магнезиальный флогопит. Судя по показателям преломления ($Ng \approx Nm$), изменяющимся в пределах 1,594–1,606, величина коэффициента железистости колеблется от 11 до 15 (Островский, Петров, 1940; Hoall, 1941). Кривые нагревания флогопита (фиг. 32, табл. 18) обычны для этого минерала (Цветков, Вальяшихина, 1956) и очень близки к кривым нагревания флогопитов Ковдорского месторождения (Токмаков, 1961). Химический состав, физические свойства и оптические константы слюд Инаглинского месторождения, как видно из табл. 19 и 20, находятся в определенной зависимости от глубины залегания, и, следовательно, от степени выветривания.

Пока еще нельзя дать промышленной характеристики флогопитовому месторождению. Крупные кристаллы флогопита подняты только из одной скважины. Ее назначение — подтвердить наличие флогопита

T, °C							
600	700	800	900	1000	1100	1200	1300
0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,42	2,08
0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,24	0,71	2,00
0,54	0,54	0,54	0,59	0,81	1,12	1,80	2,93
15,75	15,96	16,38	20,53	21,06	21,12	21,31	-

на глубине (но не оценивать запасы). Сходство генезиса и условий залегания Инаглинского проявления флогопита с таковыми слюдяных месторождений Карело-Кольской и Маймеч-Котуйской провинций позволяет высоко оценить перспективы флогопитоносности Инаглинского массива.

Таблица 19

Химический состав слюд из хромдиопсид-флогопитовых метасоматитов*

Компоненты	35**	33-а	23-а	116	1
SiO ₂	40,52	40,60	38,20	37,53	36,53
TiO ₂	1,14	0,70	1,14	0,64	0,58
Al ₂ O ₃	12,44	12,15	11,74	11,76	8,87
Fe ₂ O ₃	1,02	2,36	3,29	6,41	6,21
FeO	5,97	4,70	6,45	1,29	0,81
MnO	0,07	0,06	0,05	0,04	0,02
MgO	24,31	24,91	25,00	21,88	25,12
CaO	0,95	0,70	0,26	0,60	1,01
SrO	0,005	0,0009	Не опр.	Не опр.	Не опр.
BaO	0,25	0,24	"	"	"
Na ₂ O	0,65	0,98	0,60	0,36	0,01
K ₂ O	9,98	9,48	8,52	3,99	0,09
H ₂ O ⁺	0,99	1,43	2,18	8,33	10,94
H ₂ O ⁻	0,00	0,31	1,42	6,15	10,10

Таблица 19 (продолжение)

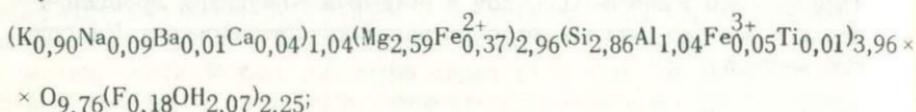
Компоненты	35	33-а	23-а	116	1
CO ₂	0,19	0,12	Не опр.	Не опр.	Не опр.
F	0,79	0,59	0,32	1,00	"
П.п.п.	0,65	0,51	0,70	0,14	-
-O = F ₂	-0,33	-0,24	-0,13	-0,41	-
Сумма ..	99,59	99,79	99,74	99,71	100,20
Коэффициент железистости	11,22	13,35	17,45	15,28	12,15

* Образцы - из лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитик М.Г. Замуруева.

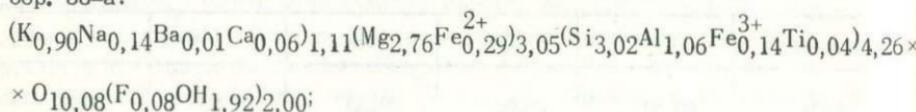
** Номер образца.

35 - флогопит (скв. 1, глубина 146 м), 33-а - флогопит (скв. 1, глубина 139,5 м); 23-а - гидрофлогопит (скв. 1, глубина 119 м); 116 - вермикулит (скв. 1, глубина 115 м), 1 - вермикулит (канава 25).

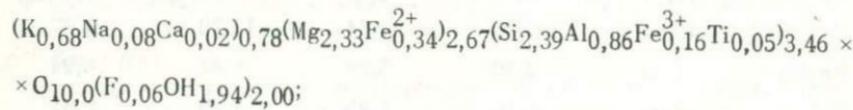
Анализы образцов слюд пересчитаны на кристаллохимические формулы:
обр. 35:



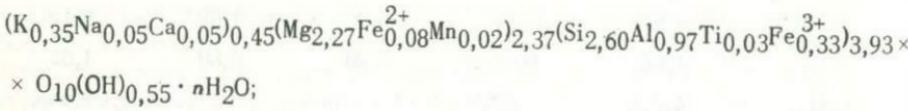
обр. 33-а:



обр. 23-а:



обр. 116:



обр. 1:

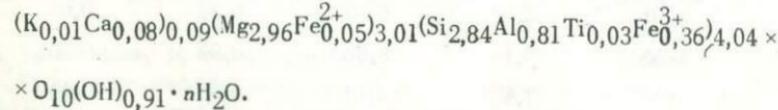


Таблица 20

Физические свойства слюд

Физические свойства	35*	33-а	23-а	116	1
Удельный вес, г/см ³	2,891	2,884	2,865	2,527	2,284
Твердость, кг/см ²	2,64	2,72	2,47	-	1,03
Прозрачность, отн. ед.	23,2	20,2	1,5	-	19,6
Блеск, отн. ед.	16,8	30,4	47,4	-	8,3
$N_g (\pm 0,003)$	1,609	1,596	1,607	-	-
$N_m (\pm 0,003)$	1,605	1,594	1,598	1,568	1,533
$N_p (\pm 0,003)$	1,567	1,554	1,552	-	-
$-2V^\circ$	3,5	4	5,5	8-10	10-12

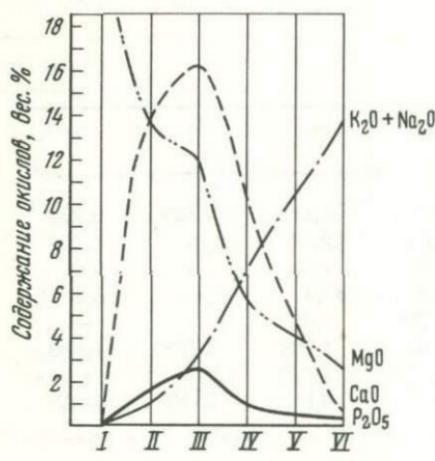
*Номер образца.

Апатит

Апатит присутствует во всех метасоматических породах массива (перидотиты, пироксениты, шонкиниты и хромдиопсид-слюдянные метасоматиты), но содержание его в этих породах неодинаково. Наиболее апатитоносными являются хромдиопсид-слюдянные метасоматиты, в которых содержание апатита на отдельных участках некоторых тел достигает 10 вес. %. Содержание апатита в перидотитах, пироксенитах и шонкинитах хорошо иллюстрирует кривая содержания пятиокиси фосфора на фиг. 33. Изменение содержания пятиокиси фосфора имеет ту направленность, что и изменение содержаний окиси кальция. Наиболее богатым апатитом породам — слюдосодержащим пироксенитам — отвечает максимальное количество окиси кальция и пятиокиси фосфора. В породах, содержащих меньшие количества окиси кальция, соответственно уменьшается и количество апатита.

В шлифах описываемых пород устанавливается наличие апатита в интерстициях между пироксенами и слюдами, в межзерновых промежутках плагиоклаза и калиевых полевых шпатов, а также в периферических частях полевошпат-нефелиновых агрегатов дактилоскопической и микролегматоидной структур, развившихся в результате замещения плагиоклазов.

Изменения содержаний кальция, фосфора и щелочей в кольцевой зоне kontaktово-реакционных пород и взаимоотношения кальцийсодержащих пироксенитов, слюд и полевых шпатов с апатитом в этих породах дают основание сделать следующий вывод. Апатит образуется за счет избыточного кальция в растворе при замещении оливинов диопсидом (в перидотитах), а также за счет высвободившегося кальция: а) при замещении кальцийсодержащих пироксенов магнезиальножелезистыми слюдами; б) при замещении кальцийсодержащих плагиоклазов ортоклазом и нефелином. Фосфор, фтор и другие



Фиг. 33. Вариационные кривые содержаний окислов калия и натрия, магния кальция и пятиокиси фосфора в контактово-реакционных породах, развитых вокруг дунитового ядра массива (от неизмененного дунита до пуласкита)

I - дунит; II - слюдо-содержащий перидотит; III - слюдосодержащий пироксенит; IV - шонкинит; V - щелочной пироксеновый сиенит; VI - пуласкит

компоненты, входящие в состав апатита, на протяжении всего процесса формирования метасоматических пород присутствовали в растворах в достаточных количествах.

В реакционных породах, возникших на контактах дунитов с пегматитами, апатит образовался за счет высвободившегося кальция из хромдиопсида при замещении его флогопитом. В начале процесса образовывался обычный фторапатит, так как количество высвобождавшегося кальция соответствовало концентрации пятиокиси фосфора в растворе определенной щелочности. Затем по мере повышения щелочности раствора и израсходования кальция на образование фторапатита в роли кальция все больше и больше начинает выступать

Таблица 21

Основные свойства инаглинских апатитов

Минерал	Содержание окислов, вес. %		
	P_2O_5	SrO	CaO
Стронцийапатит из пегматита	30,44	46,06	10,80
Апатит стронцийсодержащий из контактово-реакционных пород (метасоматитов)	41,74	2,53	51,89
Фторапатит из шонкинита	-	-	-
Фторапатит (эталон)	-	-	-

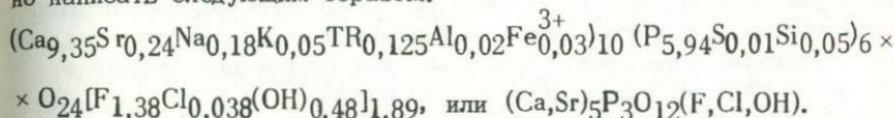
стронций, в результате чего образуется стронцийсодержащий апатит и в конце процесса — наиболее богатый стронцием стронцийапатит.

Состав стронцийсодержащего апатита следующий (обр. 33-б)

(в %): SiO_2 — 0,31, TiO_2 — не обн., Al_2O_3 — 0,15, Fe_2O_3 — 0,25, FeO , MnO , MgO — не обн., CaO — 51,89, SrO — 2,53, P_2O_5 — 41,74, Na_2O — 0,55, K_2O — 0,26, H_2O^+ — не обн., H_2O^- — 0,18, ThO_2 — 0,94, ThO_2 — 0,005, BaO — 0,03, SO_3 — 0,12, Cl — 0,10, F — 2,60, сумма 101,65, — О = $(\text{F}_2 - \text{Cl}_2) = -1,11$, сумма 100,54. Анализ выполнен в лаборатории ИГЕМ АН СССР М.Г.Замуруевой. Расшифровка соотношений редких земель в этом апатите приведена ниже (аналитик В.И.Павлукская, ИГЕМ АН СССР):

La_2O_3	20,9	Gd_2O_3	3,5
CeO	42,2	Y_2O_3	5,8
Pr_6O_{11}	4,5	Dy_2O_3	1,2
Nd_2O_3	18,0	Ho_2O_3	0,1
Sm_2O_3	3,6	Er_2O_3	0,2

Формулу апатита, исходя из пересчета химического анализа, можно написать следующим образом:



С увеличением содержания стронция увеличиваются показатели преломления, параметры кристаллической решетки и удельные веса разновидностей апатитов Инаглинского массива (табл. 21).

Промышленную оценку на данном этапе изученности апатитоносности пород Инаглинского массива надежно можно дать только апа-

Оптические константы		Удельный вес, г/см ³	Параметры решетки		
No	Ne		a, Å	c, Å	c/a
1,651	1,637	3,840	9,66	7,19	0,744
1,648	1,645	3,241	9,42	7,02	0,745
1,637	1,633	3,20	-	-	-
1,635	1,633	3,18	9,38	6,86	0,731

титовому оруденению, связанному с контактово-реакционными образованиями хромдиопсид-флогопитового типа (метасоматиты). В диопсид-флогопит-полевошпат-апатитовых зонах этих образований запасы апатита оцениваются приблизительно как 0,5–0,7 млн. т. Апатит легко может извлекаться попутно с добычей слюд. Попутное извлечение апатита облегчается наличием на месторождении линейной коры выветривания, в пределах которой наблюдается сильная дезинтеграция пород.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ НИЖНЕНЕОГЕНОВОГО ВОЗРАСТА, СВЯЗАННЫЕ С КОРОЙ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Вермикулит

В пределах массива установлено наличие промышленных скоплений вермикулита, образовавшегося за счет гидратации флогопита. Основное вермикулитовое оруденение приурочено к метасоматитам хромдиопсид-слюдяного состава, залегающим в пределах развития линейной коры выветривания. В значительно меньшем количестве вермикулитовое оруденение встречается среди дунитов, перидотитов и шонкинитов в пределах развития площадной коры выветривания, где вермикулит образовался также за счет гидратации биотита и флогопита дунитов, перидотитов и шонкинитов.

По морфологии вермикулитовые проявления могут быть разделены на три типа: 1) вкрапленный, 2) гнездовой и 3) жильный.

1. Вкрапленное вермикулитовое оруденение распространено в пределах развития слюдосодержащих дунитов, перидотитов и шонкинитов. Оруденение этого типа представлено разобщенными между собой вермикулитовыми кристаллами и агрегатами размером от долей миллиметра до 2–3 см. Преобладают обособления вермикулита размером 0,1–0,5 см. Содержание вермикулита в породе находится в прямой зависимости от прежнего содержания в ней магнезиально-железистых слюд и варьирует от долей процента до 30–35%. Среднее содержание вермикулита этого типа не превышает 2–3% от объема породы.

2. Гнездовое оруденение встречается в призальбандовых оторочках пегматитов и в зонах трещиноватых дунитов, а также в контактах аподунитовых пород с сиенитами. Это небольшие изометричные тела диопсид-вермикулитовой породы размером от нескольких сантиметров до 0,5 м. В призальбандовых оторочках пегматитов вермикулит находится в ассоциации, помимо хромдиопсида, с сунгулитом, причем нередки случаи, когда существенная часть объема оторочки приходится на долю сунгулита (70–80%), а вермикулит с хромдиопсидом образует небольшие скопления в виде карманов размером 5–10 см. В единичных случаях такое оруденение отмечается среди слабовыветрелых монолитных дунитов, обычно на пересечениях мелких трещинок, где вермикулит в ассоциации с хромдиопсидом образует овальные тела до 1 м в поперечнике. Содержание вер-

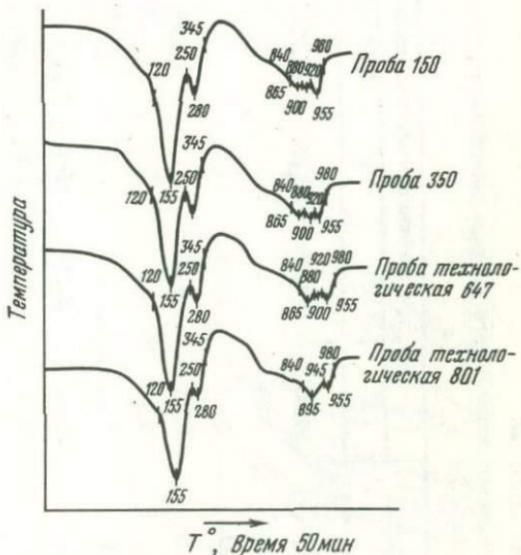
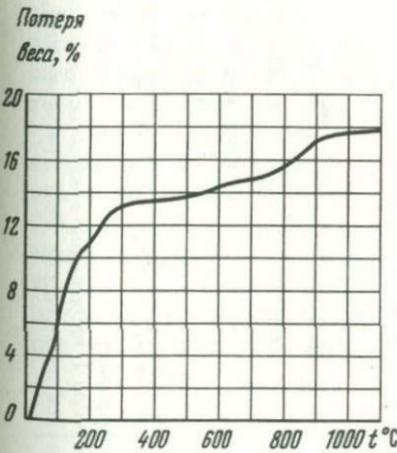
Таблица 22

Потери веса вермикулита при нагревании

Проба	% потерь в весе					
	100°	200°	400°	600°	800°	1000°
53	10,80	11,26	12,64	13,68	17,08	18,30
95	10,14	13,30	14,49	14,49	19,60	20,61
150	8,84	12,64	12,72	14,24	18,96	19,60
257	9,94	12,04	12,94	13,96	17,0	18,70
350	9,46	12,68	13,38	14,10	18,64	19,44
475	9,54	12,96	13,34	14,34	18,12	19,86
585	8,12	9,25	10,57	11,85	15,25	16,29
647	7,30	10,30	11,64	11,86	14,70	16,56
801	7,55	10,23	11,47	12,80	15,29	16,24
805	10,97	12,92	14,90	16,22	19,67	20,76

микулита в гнездах достигает 90–95%, при среднем содержании 20–30%. Размер кристаллов варьирует от 1 мм до 3–5 см, составляя в среднем 0,5–1 см.

3. Жильное вермикулитовое оруденение приурочено исключительно к кольцевой зоне разлома, контролируемой трещиноватыми дунитами и залегающими в них щелочными пегматитами и хромдиопсид–слюдяными метасоматитами.



Фиг. 34. Потеря веса вермикулита при нагревании

Фиг. 35. Кривые нагревания инаглинского вермикулита

Таблица 23

Сравнение химического состава вермикулита Инаглинского месторождения с химическим составом слюд Ковдора
(в вес. %)

Окислы	Инаглинское месторождение вермикулита								Ковдорское месторождение	
	1*	53	95	150	350	475	585	647	вермикулит	гидрофлогопит
SiO ₂	36,53	41,70	41,22	41,22	43,24	39,98	41,84	44,98	33,28	37,10
TiO ₂	0,58	-	-	-	-	-	-	-	0,64	0,86
Al ₂ O ₃	8,87	12,87	12,48	10,97	13,13	12,77	12,87	10,09	13,00	15,48
Fe ₂ O ₃	6,21	4,48	6,03	6,73	2,47	6,73	7,33	6,81	6,43	3,69
FeO	0,81	-	-	-	-	-	-	-	0,28	4,12
MnO	0,02	-	-	-	-	-	-	-	Сл.	Сл.
MgO	25,12	29,29	28,53	28,31	27,95	28,28	27,88	26,47	24,75	24,38
CaO	1,01	1,10	1,70	1,50	3,90	3,00	0,50	3,80	0,65	0,84
K ₂ O	0,09	-	-	-	-	-	-	-	Сл.	0,48
Na ₂ O	0,01	-	-	-	-	-	-	-	"	0,56
H ₂ O ⁺	10,94	11,77	11,26	11,51	11,27	11,55	11,45	9,32	10,21	2,37
H ₂ O ⁻	10,01	10,56	10,03	10,01	9,54	9,82	7,92	8,25	10,52	0,00
CO ₂	-	Не обнаружено	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	"	"	-	-	-	-	-	0,5	0,35
Сумма....	100,20	-	-	-	-	-	-	-	100,06	99,10

* Номер образца.

Анализ обр. 1 произведен в химической лаборатории ИГЕМ АН СССР, анализы обр. 53, 95, 150, 350, 475, 585, 647 – в химической лаборатории НИИ "Теплопроект", анализа ковдорских слюд заимствованы из статьи П.П.Токмакова (1961).

Вермикулит в метасоматитах, распространенных в пределах разви-
тия коры выветривания, является основным породообразующим ми-
нералом. Это минерал желто-бурого цвета с золотистым оттенком
и жирным маслянистым блеском. Он встречается как в крупных
кристаллах (до $20 \times 30 \times 10$ см), так и в виде мелких чешуек. Про-
центное соотношение различных фракций вермикулита выглядит сле-
дующим образом:

- 1) крупные кристаллы размером 2 см и крупнее - 10%,
- 2) кристаллы от 1 до 2 см - 17,5%,
- 3) кристаллы от 0,5 до 1 см - 12%,
- 4) кристаллы менее 1 мм - 26,5%.

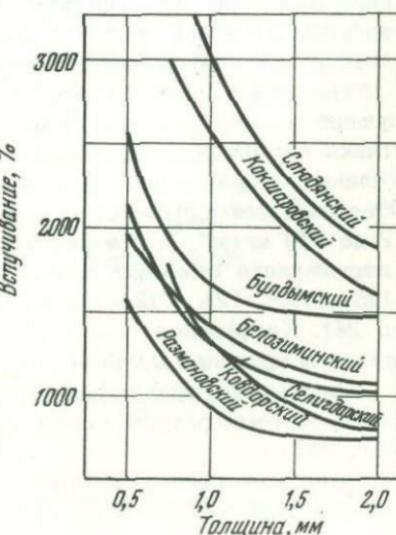
Потери в весе в общей сумме воды в образцах вермикулита при различ-
ных температурах приведены в табл. 22. (фиг. 34).

На фиг. 35 приведены кривые нагревания вермикулита, полученные на фоторегистрирующем пирометре ФПК-5Б. На кривых нагревания четко видны: 1) эндотермический эффект, связанный с выде-
лением воды: от 120 до 250° , от 250 до 345° , 2) выделение кон-
струкционной воды: от 840 до 945° .

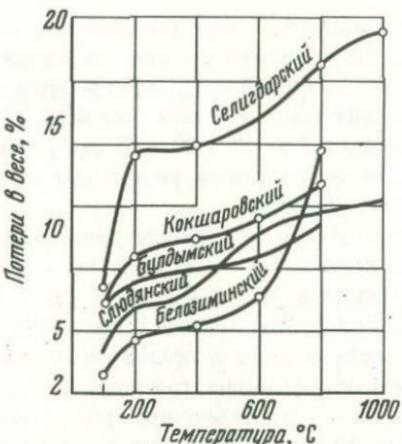
Как видно из сопоставления химических составов вермикулитов Инаглинского и Ковдорского месторождений, эти минералы весьма близки (табл. 23).

Ниже помещаем сравнительные графики зависимости величины вспучивания вермикулитов от толщины образца (фиг. 36), зависи-
мости величины вспучивания вермикулита от диаметра образца
(фиг. 37) и зависимости потерь в весе вермикулита от степени на-
грева (фиг. 38), заимствованные из статьи Н.Н.Кальянова (1962),
где инаглинский вермикулит именуется селигдарским ввиду того,
что нами при отправке вермикулитовых проб на испытания в НИИ
"Теплопроект" Инаглин-
ское месторождение было
названо Селигдарским по
одноименному поселку,
где базировалась партия.

Как видно из сопо-
ставления приведенных
графиков, потери в весе
(главным образом потери
воды) инаглинского верми-
кулита в основном проис-
ходят при нагреве до тем-
пературы 200° , в то время



Фиг. 36. Графики зависи-
мости величины вспучивания
вермикулитов от толщины
образца



Фиг. 37. Графики зависимости величины вспучивания вермикулитов от диаметра образца

Фиг. 38. Графики зависимости потерь в весе от степени нагрева вермикулитов

как вермикулиты других месторождений Союза обезвоживаются постепенно с нагреванием до 800°. Вспучиваемость инаглинского вермикулита мало зависит от диаметра образца и максимально возрастает при диаметре пластин, равном 2 мм. Толщина образца (пластинки) вермикулита Инаглинского месторождения оказывает резкое влияние на величину вспучиваемости. Вспучиваемость находится в обратно пропорциональной зависимости от толщины образца. При изучении наших проб вермикулита НИИ "Теплопроект" установлено, что вспученный вермикулит с минимальным объемным весом при удовлетворительной хрупкости получен при температуре нагрева 800° и времени обжига 1,5 мин. (оптимальные условия обжига). Наилучший размер вермикулитовых чешуй для обжига 1–2 мм. Такие пластинки вермикулита увеличиваются в объеме до 22 раз. Цвет обожженного вермикулита светло-золотистый или серебристый.

Объемный вес вспученного вермикулита в засыпке колеблется от 72 до 210 кг/м³, составляя в среднем 100–110 кг/м³. Примерно 60% вермикулита обладает объемным весом до 100 кг/м³, 23% – 100–125 кг/м³, 12% – 125–150 кг/м³ и только 5% – более 150 кг/м³ (табл. 24). Коэффициент теплопроводности вспученного вермикулита находится в пределах 0,0433–0,053 ккал/м·час·град при температуре 20°C. Зависимость коэффициента теплопроводности вспученного вермикулита от температуры опыта выражена на графике прямой линией (фиг. 39).

Обобщая приведенные данные технологических испытаний инаглинского вермикулита, можно сделать заключение о его пригодности

Таблица 24

Изменение объемного веса и коэффициента теплопроводности от глубины взятия образца вермикулита

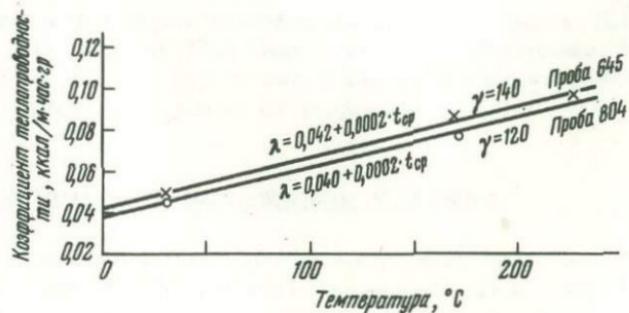
Проба	Объемный вес вспученного вермикулита, кг/м ³	Коэффициент теплопроводности при +20°C ккал/м·час·град
644	99	0,0433
806	148	0,0503

для использования промышленностью. Вспученный вермикулит Инаглинского месторождения отвечает требованиям действующих технических условий (ТУ-100-56 МСПМХП), являясь одним из лучших среди известных в Союзе вермикулитов.

Содержание вермикулита в метасоматитах колеблется от 5 до 60% по весу, составляя в среднем 16% от веса метасоматита.

Интересно отметить, что на глубине вермикулит по своим качествам хуже, чем вермикулит, взятый близ поверхности. Для примера сравним объемные веса и коэффициенты теплопроводности двух проб: пробу 644, отобранныю из канавы № 25, и пробу 806, взятую из забоя штолни на глубине 30 м под пробой 644. Как видно из табл. 24, объемный вес и коэффициент теплопроводности вермикулита увеличиваются с глубиной, что, видимо, свидетельствует об уменьшении степени гидратации слюды в этом направлении. Такая же зависимость установлена и для других месторождений вермикулита Союза (Токмаков, 1960).

Запасы вермикулита в пределах кольцевой зоны брекчированных дунитов (жильное вермикулитовое оруденение) оцениваются величиной порядка 750 тыс. т. Запасы же вкрапленного и гнездового вермикулитового оруденения не подвергались оценке. Суммарные запасы вермикулита Инаглинского массива предположительно могут быть оценены в 1 млн. т.



Фиг. 39. Коэффициент теплопроводности вспученного вермикулита в зависимости от температуры

Первичной слюдой жильного оруденения является флогопит, который в пределах распространения линейной коры выветривания гидратизируется; причем степень гидратации флогопита обратно пропорциональна глубине залегания, что хорошо иллюстрируют табл. 19 и кривые нагревания слюд (фиг. 36). Парагенетические ассоциации, в которых находится вермикулит, типичны для образований коры выветривания. Таким образом, вермикулитизация флогопита произошла в результате процессов выветривания. Гидратацию слюд Инаглинского массива нельзя связывать с процессами гидротермальной переработки потому, что гидротермальные растворы были существенно щелочными, а при воздействии на флогопит щелочных растворов не возможен вынос из флогопита окислов калия и натрия, что отмечается при вермикулитизации флогопита.

Таким образом, с массивом связан разнообразный комплекс полезных ископаемых: форстеритовые оgneупоры, флогопит, вермикулит, апатит; потенциально возможны щелочной амфибол-асбест (магнезиоарфедсонит), платиноиды и хромшпинелиды, а также титано-стронций-бариевая минерализация в пегматитах, характерная для всех мезозойских пород Алданского щита.

Такое разнообразие полезных ископаемых обусловлено сочетанием в массиве сильно отличающихся по составу пород (ультраосновных и щелочных), которые, взаимодействуя, привели к образованию разнообразного комплекса метасоматических образований.

АРБАРАСТАХСКИЙ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОЙ МАССИВ

Массив Арбастах расположен в Якутской АССР на границе с Хабаровским краем, на одноименном ручье — левом притоке р. Идюм, входящей в бассейн р. Учур.

Массив был обнаружен в 1954 г. ВАГТом при проверке аномалии, вскрытой аэромагнитной съемкой. В 1955—1956 гг. на массиве работал отряд С.П.Стоялова (ВАГТ). Проведенные им поисково-съемочные работы дали возможность судить об Арбастахе как о щелочно-ультраосновном массиве, содержащем карбонатиты. Впоследствии С.П.Стоялов изложил результаты работ в короткой статье (Стоялов, 1961). С 1959 по 1962 г. на месторождении работали поисково-разведочные партии Тимптоно-Учурской, а затем Южно-Якутской экспедиций ЯТГУ. За этот срок были исследованы как район Арбастахского массива (в масштабе 1:50 000), так и сам массив (1:10 000). Эти работы подтвердили, что Арбастах представляет довольно типичный массив щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами.

Один из авторов (А.Г.Харченков) в 1960—1961 гг. принимал участие в поисково-разведочных работах на массиве как сотрудник ЮЯКЭ ЯТГУ и в 1965—1966 гг. — в научно-исследовательских работах отряда ИМГРЭ АН СССР, возглавляемого А.Г.Жабиным. Геологические разделы написаны им по результатам этих исследований. Другой автор (А.А.Глаголев) работал на массиве в 1960—1961 гг., занимаясь изучением петрологии алюмосиликатных метасоматитов и карбонатитов. Итоги работы отражены в разделе по петрографии.

Авторы считают своим долгом отметить, что в настоящей работе использованы некоторые неопубликованные материалы Д.П.Шапошникова, Д.И.Литовского, Ю.А.Славутского; А.И.Рыкалина, В.Л.Кожары, Э.А.Супрунова и других геологов, принимавших участие в поисковых и съемочных работах на массиве.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАССИВА

Арбастахский массив щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов располагается в пределах Алданского щита, близ его юго-восточной окраины. Фундамент щита, образованный комплексом метаморфических архейских пород, полого погружается здесь на юго-восток и постепенно перекрывается чехлом горизонтально залегающих оса-

дочных пород нижнекембрийского—верхнепротерозойского (сианийского) возраста.

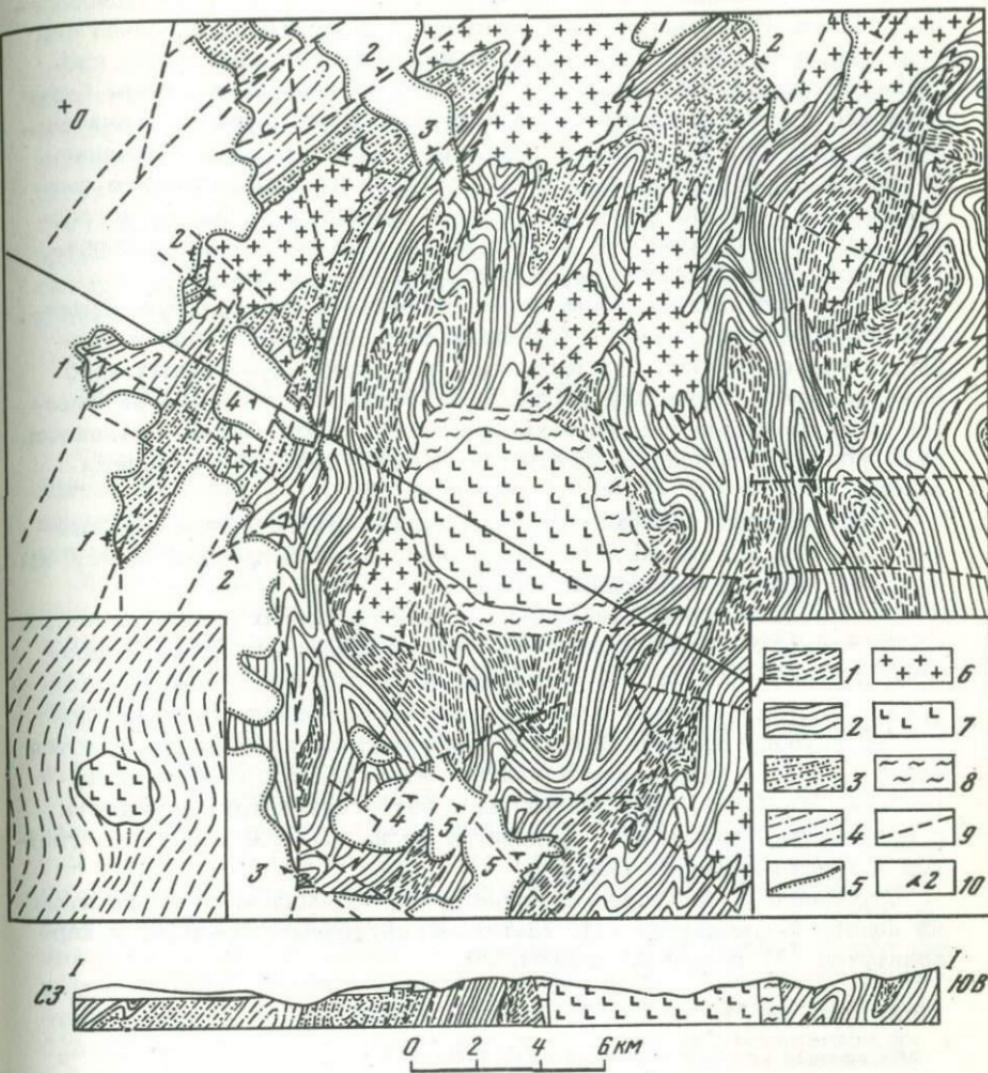
Стратифицированная архейская толща фундамента состоит из биотитовых, диопсидовых, гиперстеновых и роговообманковых кристаллических сланцев и гнейсов с подчиненным количеством амфиболитов, гранатовых и графитовых гнейсов, мраморов и кальцифиров. Толща относится к тимптоно-джелтулинской серии и расчленяется на отдельные свиты, отличающиеся друг от друга по набору и количественному соотношению пород (фиг. 40). Маркирующее стратиграфическое значение мраморов и кальцифиров в значительной мере способствует расшифровке сложных разрывных и складчатых архейских структур. Комплекс осадочных пород чехла состоит из протерозойских аркозовых, доломитовых и кварцевых песчаников с редкими горизонтами конгломератов и доломитов и перекрывающих их нижнекембрийских доломитов, доломитизированных известняков и мергелей алданского яруса.

В пределах метаморфической толщи широко распространены архейские биотит-амфиболовые гнейсо-граниты, образующие обособленные массивы, и аляскитовые граниты, составляющие с кристаллическими сланцами и гнейсами гамму разнообразных мигматитов или реже самостоятельные межпластиевые тела. Из верхнепротерозойских интрузивных пород, не имеющих аналогов среди пород Арбастахского комплекса, в районе присутствуют дайки ортофиров и кератофиров. Нижнепалеозойский магматизм проявлен дайками долеритов.

В районе массива Арбастах архейские метаморфические толщи залегают в пределах синклиниорной зоны шириной около 20–22 км с общим северо-восточным простиранием. Внутри зоны породы смяты в серию узких падающих в северо-восточном направлении под крутым углом изоклинальных складок. В непосредственной близости от массива породы архея меняют простижение. Они раздвигаются, с двух сторон огибая массив (фиг. 40). Эта структура образовалась не в связи с внедрением массива, а гораздо раньше — в архейское время. Ее присутствие в какой-то мере предопределило появление массива именно в этом месте.

Арбастахский массив приурочен к краевой части сианийского Идюмо-Хайканского сводового поднятия (Зленко, 1961). Центр массива совпадает с центром полого полукупола, которым это поднятие замыкается с северо-запада. В ядре поднятия обнажаются породы фундамента, крылья перекрываются осадочным чехлом. Породы осадочного чехла, эродированные вблизи массива, появляются на расстоянии 6–10 км от его центра, имея пологое ($5-7^{\circ}$) периклинальное падение. При удалении от массива еще на 2–3 км залегание пород чехла становится почти горизонтальным.

Вблизи массива породы фундамента и чехла пересечены сетью разно ориентированных разломов, разделяющих эту территорию на отдельные блоки. Особенно большую роль при образовании Арбастахского массива играли две системы крутопадающих разломов. Одна из них, заложенная в архее, имеет направление, близкое к простианию архейской складчатости. Другая система связана с возникно-



Фиг. 40. Схематическая геологическая карта района массива Арбараставах

На врезке – флексурообразный изгиб простирации архейских структур вблизи массива

1 – свита биотитовых, диопсидовых, роговообманковых гнейсов и кальцифиров (A_2t_1); 2 – свита амфиболитов и диопсидовых кристаллических сланцев (A_2t_4); 3 – свита двупироксеновых, амфиболовых и биотитовых гнейсов (A_2t_3); 4 – свита биотитовых и гиперстено-вых гнейсов (A_2t_{1-2}); 5 – песчаники, доломиты (Pt_2); известняки, доломиты и мергели (Cm_1); 6 – граниты биотит–роговообманковые и аляскитовые; 7 – породы массива Арбараставах; 8 – фениты; 9 – разломы; 10 – элементы залегания пород осадочного чехла

вением Идюмо-Хайканского поднятия и локализована в его присводовых частях. Разломы этой системы ориентированы параллельно оси поднятия, т.е. почти под прямым углом к нарушениям первой системы. Образованные пересечением разломов этих двух систем блоки характеризуются смещениями относительно друг друга со значительной амплитудой. Абсолютные смещения возрастают с приближением к массиву, достигая у его контактов 1,5–2 км. Относительное смещение двух соседних блоков колеблется между 40 и 200 м, возрастаю в том же направлении. В результате был образован ступенчатый горст в центральной части полукупольного поднятия.

Важным обстоятельством, удовлетворяющим синхронность движений вдоль этих разломов с формированием Арбаратхской интрузии, является то, что они проникают в верхний структурный ярус лишь частично, пересекая только протерозойские породы и оказываясь захороненными под нижнекембрийскими отложениями. Активность разломов подтверждается приуроченностью к ним даек щелочных пород.

Реконструкция поверхности, существовавшей во время образования массива, показывает, что ее уровень лежал в пределах 2,3–2,6 км над современным эрозионным срезом.

Непосредственно от вмещающей толши архейских метаморфических пород Арбаратхский массив отделен сплошным кольцевым разломом, диаметр которого на современном эрозионном уровне составляет 6,1–7,8 км. Внутри него произошло кальдерное опускание пород на глубину порядка 50–80 м. Углы падения разлома изменяются от 60 до 90° и направлены к центру интрузии. Его сопровождает мощная (50–100 м) зона дробления и интенсивной трещиноватости с оперяющими трещинами, проникающими на 200–400 м в толщу гнейсов и кристаллических сланцев.

Определения абсолютного возраста пород массива по флогопитам из пироксен-слюдистых (1), апатит-магнетитовых пород (2) и карбонатитов (3) приведены в табл. 25.

Таблица 25

Абсолютный возраст пород массива Арбаратх

№ п/п	№ образ- ца	Лаб. №	K, %	$\text{Ar}_{\text{рад.}}$, нг/г	$\frac{\text{Ar}^{40}_{\text{рад}}}{\text{Ar}^{40}_{\text{общ}}}$	Возраст, млн. лет.
1	002	2259	$7,49 \pm 0,05$	$421 \pm 6,5$	70–88	690 ± 28
2	481	2260	$7,02 \pm 0,05$	$418 \pm 6,0$	81–91	720 ± 28
3	463	2261	$7,55 \pm 0,05$	$425 \pm 6,5$	83	690 ± 28

Определения сделаны в Лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР.

Приведенные цифры абсолютного возраста согласуются с ранее известной цифрой - 630 млн. лет - для флогопита из кимберлитовых порфиритов, одних из самых молодых пород массива (Стоялов, 1961). Колебание в приведенных цифрах вряд ли отвечает различному возрасту пород, из которых взят исследованный флогопит. Вероятно, это погрешности анализа. В общем по шкале абсолютного возраста время внедрения массива отвечает позднепротерозойскому (синий-скому), что не противоречит и наблюдаемым стратиграфическим взаимоотношениям.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Определяющей структурной чертой Арбаратхского массива является его концентрически зональное строение, выраженное в закономерном чередовании пород с разным составом и разными условиями залегания (фиг. 41).

Ядро массива образовано штокообразным телом существенно пироксеновых пород. В плане оно имеет округло-эллипсовидные очертания. Длинная ось эллипса ориентирована в направлении с юго-востока на северо-запад и имеет длину 6,7 км; поперечный короткий диаметр равен 5,3 км.

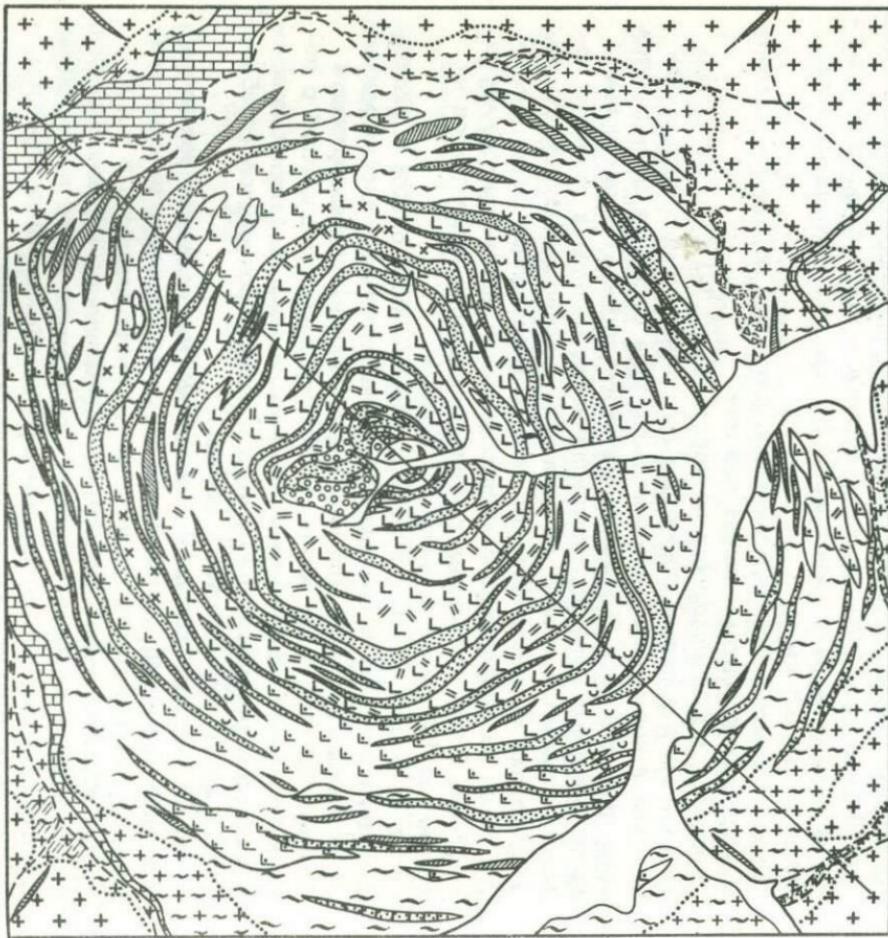
Предполагается, что первоначально шток был образован нормальной интрузивной ультраосновной породой.

Контакты штока находятся на расстоянии 0,5–1,2 км от кольцевого разлома и в целом конформны ему. Между телом пироксеновых пород и кольцевым разломом заключена сплошная зона фенитов (пород сиенитового и нефелин-сиенитового состава) и интенсивно фенитизированных гнейсов, кристаллических сланцев и гранитов архейского комплекса. Сразу за разломом и сопровождающей его зоной дробления и трещиноватости степень фенитизации резко убывает, и ореол ее непрерывного распространения кончается уже через 0,2–0,5 км. Вдоль отдельных трещин фенитизация наблюдается на удалении до 1,5 км от кольцевого разлома.

Фениты в виде немногочисленных разрозненных блоков и скоплений мелких ксенолитов содержатся в приконтактовых частях массива пироксеновых пород. Площадь блоков на дневной поверхности достигает 0,1 км², хотя обычно распространены группы глыб с поперечником в несколько метров. В свою очередь в фенитах присутствуют некрупные линзовидные тела и жилы пироксенитов (особенно вдоль восточного контакта массива).

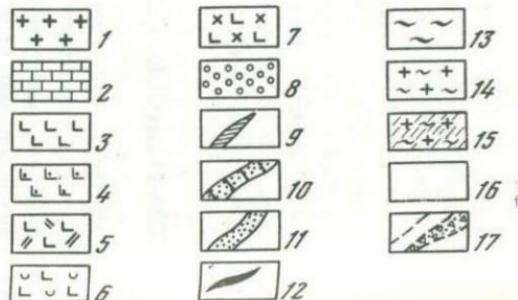
Породы внешнего кольца во многих местах содержат реликтовые текстурные признаки, указывающие на их образование за счет вмещающих архейских пород (полосчатость, гнейсовидность и т.д.).

Штокообразное тело существенно пироксеновых пород имеет также грубоконцентрическое строение. Оно сложено чисто пироксеновыми, пироксен-слюдистыми, пироксен-роговообманковыми породами, местами содержащими альбит, нефелин, канкринит и другие минералы. Наиболее распространены пироксен-слюдистые породы, которые



Фиг. 41. Схематическая геологическая карта массива Арбарастах

1 - кристаллические сланцы, гнейсы, граниты; 2 - кальцифиры; 3 - пироксениты; 4 - пироксениты эгири-незированые; 5 - пироксениты ос-люденельные; 6 - пироксениты нефелини-зированные; 7 - пироксениты альби-тизированные; 8 - магнетит-апатито-вые породы; 9 - сиениты, ийолиты; 10 - карбонатиты щелочные; 11 - карбонатиты магнезиальные; 12 - кимберлиты; 13 - фениты; 14 - фенити-зированные породы; 15 - гематитизи-рованные породы; 16 - аллювиальные галечники; 17 - разломы и зоны дробления



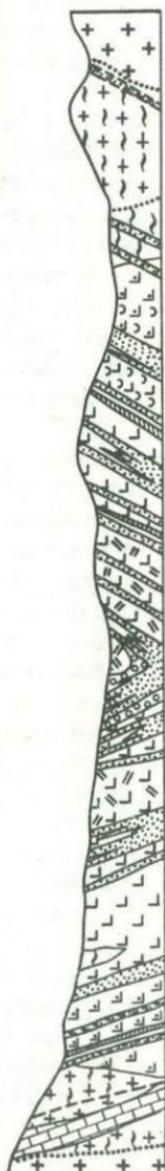
развиты по всему ядру массива, за исключением периферийных частей, где чаще присутствуют чисто пироксеновые и пироксен-полевошпатовые разновидности. Участки крупнолистоватой слюды (с крупными призмами пироксена или без них) гнездообразной, линзообразной, жилообразной или неправильной формы мощностью до 5–7 м располагаются среди более мелкозернистой пироксен-слюдистой массы. Наиболее распространены такие участки в центральных частях ядра.

Альбитизированные и нефелинизированные (и канкринитизированные) разности пироксеновых и пироксен-слюдистых пород в сравнительно небольших масштабах развиты в краевых частях пироксенового ядра в пределах полосы шириной 0,5–1 км. Альбит-пироксеновые породы занимают небольшие участки и не имеют резких контактов с вмещающими пироксеновыми породами. Альбит либо равномерно рассеян в породе (в этом случае порода имеет массивную текстуру), либо образует гнездообразные или линзовидные скопления (порода имеет пятнистую или неяснополосчатую текстуру).

Нефелинизация проявлена в зонах небольшой мощности (обычно 0,5–1,5 м), сложенных параллельно чередующимися "лентами" нефелин-пироксеновых пород разной меланократовости. Нефелин (и частично развитый по нему канкринит) образует струйчатую вкрапленность зерен и агрегатов. Текстура всегда полосчатая. Углы падения полосчатости близки к вертикальным.

В южной части массива Арбастах С.П. Стояловым (1961) было намечено крупное тело ийолитов, которое, как выяснилось, представляет собой скопление обогащенных нефелином и канкринитом участков и отдельных маломощных жил ийолит-уртитов среди пироксеновых пород.

На площади всего массива встреча-



Разрез по I-I

ются дайки жильных сиенитов. Особенно большое количество их сосредоточено в пироксен-слюдистых породах вблизи контакта с внешней полевошпатовой зоной и в самой внешней фенитовой зоне. Мощность жил меняется от нескольких сантиметров до 50 м при протяженности до 1 км. Обычная мощность – несколько метров. Простирание даек как в ядре пироксеновых пород, так и во внешнем кольце подчинено общей кольцевой структуре массива; падение их 70–90°, реже до 50° к центру. Контакты с пироксенитами и фенитами плоскопараллельные и четкие.

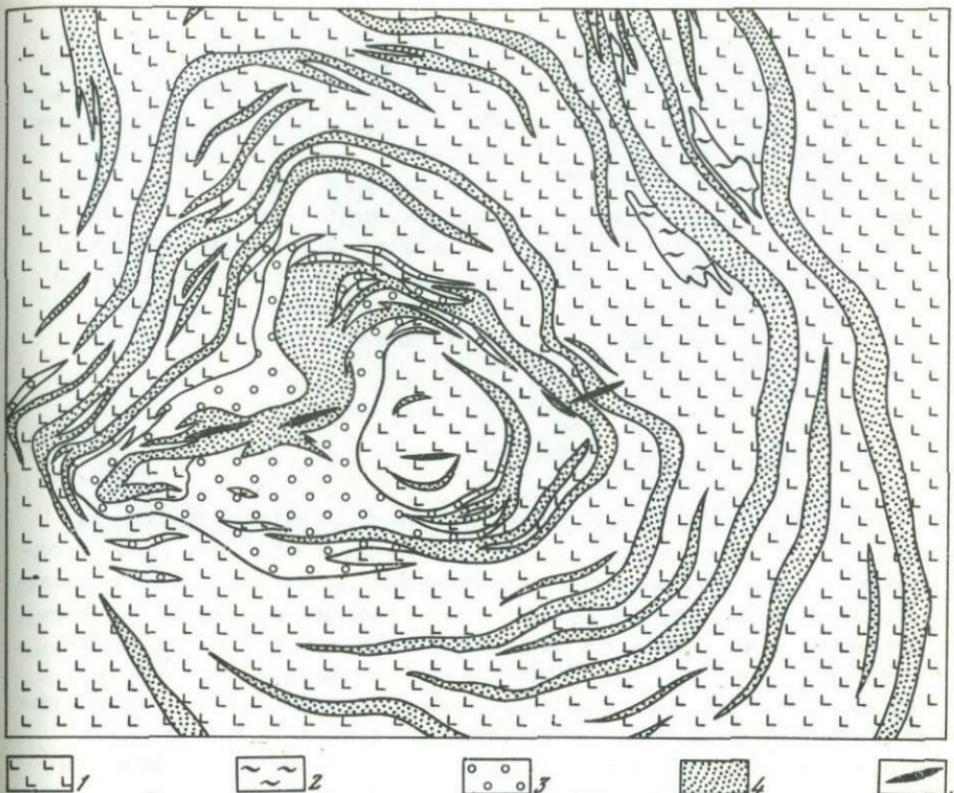
Местами вблизи контакта в пироксеновых породах наблюдается увеличение количества слюды, а иногда появляется вкрашенный альбит. В самих сиенитах в ряде случаев наблюдаются тонкие мелкозернистые зоны закалки. В фенитах встречаются жилы порфировых пород сиенитового ряда.

Магнетит-апатитовые породы образованы позже проявлений альбитизации и нефелинизации и приурочены к центральной части массива (фиг. 42). Размеры и форма тел магнетит-апатитовых пород широко варьируют, начиная от мелких жил до крупных линзообразных тел мощностью в десятки метров. Для небольших тел закономерной ориентировки не наблюдается. Крупные тела в первом приближении имеют линзовидную форму и располагаются концентрически вокруг центра массива. Самое близкое к центру тело имеет в плане вид подковы, огибающей центр массива с запада. Далее от центра расположено еще несколько дайкообразных тел апатит-магнетитовых пород.

Карбонатиты массива Арбаратских представлены в основном кальцитовыми разновидностями. Доломитовые и анкеритовые карбонатиты распространены незначительно. Основная масса карбонатитов сосредоточена внутри ядра пироксеновых пород, хотя и среди пород внешнего кольца отмечается небольшое количество их тел. Все крупные массы кальцитовых карбонатитов залегают в виде серии неполноконических дайкообразных тел, имеющих единую ось, совпадающую с центром массива. Мощность отдельных тел карбонатитов изменяется от 10–20 до 400 м (протяженность от 100 м до 6 км). Кроме того, отмечается множество мелких жил и апофиз карбонатитов мощностью от 10 см до 2–5 м, расположение которых разнобразно. В периферийных частях ядра пироксеновых пород развиты зоны карбонатизации, имеющие неопределенные очертания.

Углы падения карбонатитовых тел независимо от близости их к центру массива составляют от 60 до 80°, изредка отклоняясь от этих величин до 20–30°. Направление падения – внутрь массива. Вычисление глубины залегания вершин конических тел не дает постоянной величины и колеблется от 300–400 м до 2–10 км. В пределах мощных тел карбонатитов иногда наблюдаются линзовидные блоки – останцы и ксенолиты пироксен-слюдистых пород и сиенитов.

Текстуры карбонатитов полосчатые или пятнисто-массивные. Полосчатость обусловлена "слоистым" неравномерным распределением магнетита, апатита и силикатных минералов или чередованием карбонатитов разной структуры или окраски. Полосчатость иногда



Фиг. 42. Строение центральной части Арбараставского массива

1 – пироксен-слюдяные породы; 2 – фениты; 3 – апатит-магнетитовые породы; 4 – кальцитовые карбонатиты; 5 – кимберлиты

подчеркивается согласной с ней ориентировкой слюды, роговой обманки, tremolита. В некоторых разновидностях карбонатитов расположение минералов перпендикулярно полосчатости. Обычно полосчатость карбонатитов конформна контактам и плавно огибает ксенолиты.

В минеральном составе кальцитовых карбонатитов наблюдается определенная последовательность при переходе от краев к центральным частям массива. Вблизи окраин более распространены "меланократовые" силикатные карбонатиты с биотитом, пироксеном, амфиболом, полевыми шпатами, канкринитом, в средней части – "лейкохроматовые" карбонатиты с флогопитом, алатитом и магнетитом, вокруг центра – карбонатиты, содержащие переменные количества форстериита, хондродита, апатита и магнетита.

Доломитовые карбонатиты встречаются в виде маломощных (0,1–0,2 м) жил с резкими kontaktами. Сравнительно мало распространены мелкие жилы анкеритовых карбонатитов.

В массиве Арбаастах, как и в ряде других щелочно-ультраосновных массивов, встречаются жилы кимберлитовых порфиритов. В большем количестве они приурочены к центральной части, но также встречаются на периферии и даже за пределами массива. Мощность жил колеблется от 0,1 до 0,6 м. Простижение тел разнообразно. Контакты жил очень четкие. Они пересекаются карбонатитами и сами секут их. За пределами массива встречаются более мощные дайки кимберлитовых порфиритов, имеющие брекчевую текстуру.

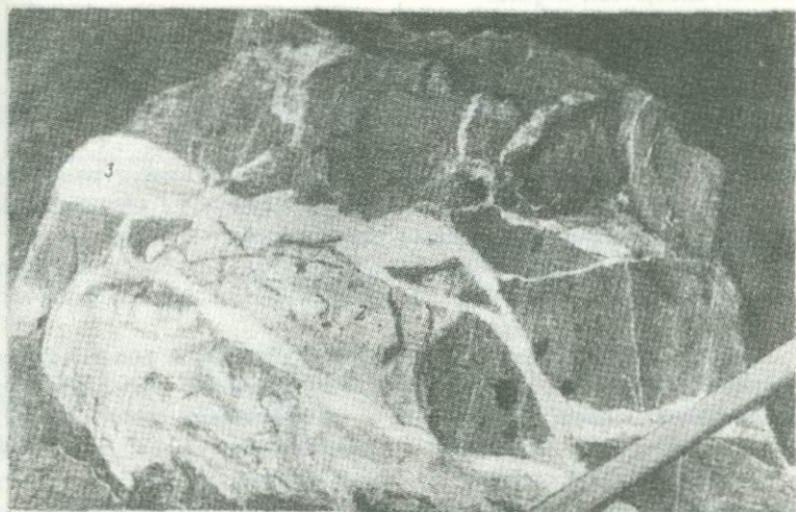
Таким образом, как следует из описания и приведенной схемы геологического строения (фиг. 41), массив Арбаастах имеет четкую концентрическую структуру с одним хорошо выраженным центром.

ПЕТРОГРАФИЯ МАССИВА

Предполагается, что первоначально весь центральный массив был сложен ультраосновными магматическими породами типа пироксенитов или оливиновых пироксенитов. Под воздействием метасоматических процессов, связанных со щелочным магматизмом, ультраосновные породы были преобразованы и превратились в комплекс метасоматических пород. Пироксеновые, пироксен-слюдистые и пироксен-амфиболовые породы занимают краевые части, а пироксен-нефелиновые и пироксен-полевошпатовые породы – центральные части зон воздействия щелочноглиноzemистых растворов. Все эти породы образовывались приблизительно одновременно. В это же время происходила фенитизация архейских вмещающих пород с образованием в глубоко проработанных участках фенитов нефелин-сиенитового и сиенитового составов.

Глубже современного эрозионного среза и отчасти на его уровне происходило магматическое замещение пород ядра массива и фенитового внешнего кольца магмой ийолитового, нефелин-сиенитового и сиенитового составов. На уровне эрозионного среза эти процессы завершаются внедрением небольших тел и даек ийолитов и несколько позже сиенитов. По времени близко к формированию сиенитов завершается формирование комплекса апатит-магнетитовых пород с форстеритом и хондродитом и начинается образование кальцитовых карбонатитов.

Взаимопересечения между карбонатитами различных типов наблюдаются редко из-за конформного расположения и пространственной разобщенности тел. Первыми образуются карбонатиты со щелочным пироксеном или амфиболом, позже – карбонатиты с биотитом, полевыми шпатами и канкринитом, еще позже – карбонатиты с форстеритом, хондродитом, флогопитом, апатитом и магнетитом (фиг. 43). После перечисленных разновидностей кальцитовых карбонатитов формируются доломитовые и анкеритовые. Наиболее поздними породами массива являются кимберлитовые жилы, которые внедряются в процессе карбонатитообразования и после него.



Фиг. 43. Пироксеновый карбонатит (1) с обломками – реликтами пироксеновой породы (темное), пересеченный биотит–полевошпатовым карбонатитом (2) с обломками фенитов (светлое) и апатит–магнетит–хондродитовым карбонатитом (3)

АЛЮМОСИЛИКАТНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ, ИЙОЛИТЫ И СИЕНИТЫ

Под алюмосиликатными метасоматитами щелочно–ультраосновных массивов понимаются метасоматические породы, образовавшиеся по первичным ультраосновным и вмещающим породам и сложенные главным образом силикатными и алюмосиликатными минералами. Большую часть внутреннего ядра массива Арбаастах занимают пироксеновые, роговообманковые и слюдистые породы. Они являются как бы фоном, на котором развиваются, с одной стороны, ийолиты и сиениты, а с другой – апатит–магнетитовые породы и карбонатиты. Пироксеновые, роговообманковые и слюдистые породы имеют постепенные переходы одна в другую. Наиболее распространены существенно двухминеральные разновидности этих пород: пироксен–слюдистые и пироксен–роговообманковые. Встречаются и трехминеральные, а также породы, содержащие в значительных количествах и другие минералы. Значительно реже встречаются почти мономинеральные слюдиты и пироксениты. Пространственное расположение всех этих пород чрезвычайно сложное. Наблюдается чередование участков неопределенной формы и разнообразных размеров, отличающихся один от другого по минеральному составу (соотношению главных минералов) и структуре. Реже можно проследить жилообразное залегание одних разновидностей в других.

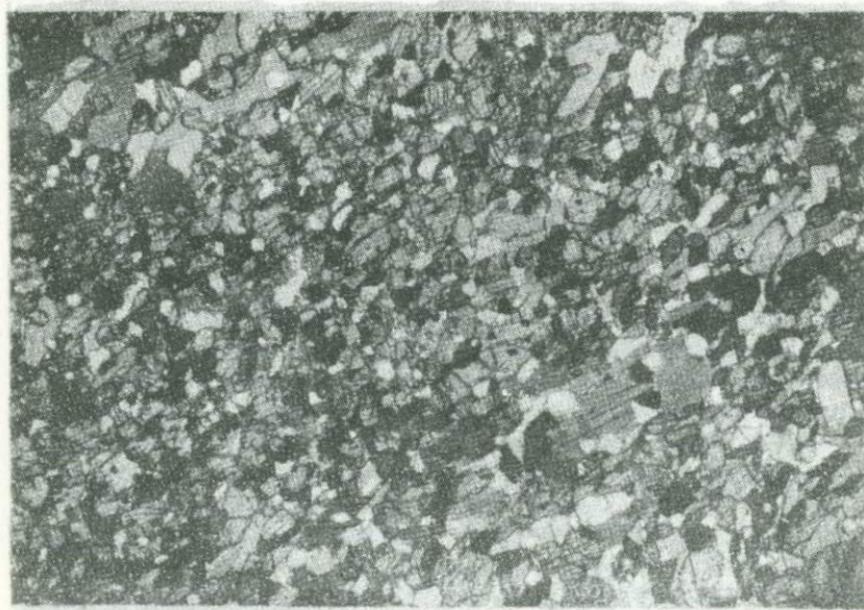
Пироксен-слюдистые породы

Как было уже сказано, пироксен-слюдистые породы являются самыми распространенными среди пород массива Арбастах. По структуре и вещественному составу можно выделить несколько их разновидностей.

Мелкозернистые пироксен-флогопитовые породы имеют равномерно-зернистую структуру (фиг. 44). Пироксен образует неправильные, изометричные или слабо удлиненные зерна размером 0,5–1 мм. В шлифе светло-зеленый со слабым плеохроизмом. Состав и свойства пироксена отражены в табл. 26. Это диопсид с железистостью около 29%.

Слюдя там, где она дает агрегаты, встречается в более или менее правильных пластинах, но среди зерен пироксена она имеет ксеноморфный облик. Слюдя развивается в интерстициях зерен пироксена, имеет прихотливые очертания и содержит часть реликтовых зерен пироксена. Размер пластин до 2 мм. Состав и свойства слюды представлены в табл. 27. Она относится к железистому флогопиту (железистость 25,7%).

Апатит постоянно встречается в пироксен-флогопитовых породах, иногда в единичных зернах, обычно в количестве 5–10% и часто до 20%. Чаще всего он образует зернистые агрегаты, реже призмы.



Фиг. 44. Мелкозернистая пироксен-флогопитовая порода с магнетитом, апатитом, сферулитами

Прозр. шлиф 028, увел. 20, без анал.

Таблица 26

Пироксен из пироксен-слюдистых пород и его свойства

Компоненты	Вес. %	Атомн. числа	Атомн. числа по группам
SiO ₂	51,18	1,92	
TiO ₂	0,62	0,02	2,00
Al ₂ O ₃	1,23	0,06	
Fe ₂ O ₃	4,00	0,11	
FeO	3,80	0,12	1,00
MnO	0,34	0,01	
MgO	13,77	0,77	
CaO	22,77	0,91	1,01
Na ₂ O	1,35	0,10	
K ₂ O	0,13	-	
H ₂ O ⁻	0,30	-	
H ₂ O ⁺	0,57	-	
Сумма...	100,06	4,01	4,01

$n_g = 1,718$, $n_m = 1,700$, $n_p = 1,695$, $c:N_g = 60^\circ$, $2V = 80^\circ$. Уд. вес 3,31.
Плеохроизм в зеленовато-желтых тонах. Аналитик О.А.Алексеева.

Сфен — характерный минерал пироксен-флогопитовых пород. Он дает клиновидные или неправильные зерна. Нередко встречаются каплевидные выделения сфена по контурам зерен титаномагнетита. Содержание сфена в некоторых небольших участках достигает 20% и более.

Среднезернистые пироксен-флогопитовые породы более обычны, чем мелкозернистые. Они характеризуются размерами зерен пироксена от 1–2 мм до 2 см. Распределение флогопита и пироксена неравномерное.

Пироксен образует толстые призмы, часто сдвойниковые полисинтетически. Окраска пироксена светло-зеленая, часто пятнистая и зональная. Наблюдаются как более темная, чем центр, окраска периферии зерна, так и более светлая.

Флогопит бурый и зеленовато-бурый с резким плеохроизмом по нормальной схеме абсорбции. Он такой же, как и в мелкозернистых разностях.

Апатит распределен неравномерно, образует как зернистые агрегаты, так и длинные вытянутые призмы. В 33 шлифах из 70 подсчет апатита дал его содержание более 10%. Он относится к гидроксилфторапатиту.

Таблица 27

Состав и свойства слюды из пироксен-слюдистых пород

Компоненты	Вес. %	Атомн. числа	Атомн. числа по группам
SiO ₂	37,56	2,81	
TiO ₂	1,62	0,09	3,00
		0,10	
Al ₂ O ₃	13,80	1,11	1,11
Fe ₂ O ₃	2,02	0,11	
FeO	10,47	0,66	3,00
MnO	0,29	0,02	
MgO	19,83	2,21	
CaO	Сл.	-	-
Na ₂ O	1,01	0,14	1,02
K ₂ O	9,18	0,88	
Rb ₂ O	0,03	-	-
H ₂ O ⁻	0,30	-	-
H ₂ O ⁺	3,25	1,64	1,78
F	0,58	0,14	
P ₂ O ₅	0,08	-	-
Сумма	100,02	-	-
-O = F ₂	-0,24		
Сумма...	99,78	-	-

$n_g \approx n_m = 1,604$, удельный вес 2,95, плеохроизм по $Ng \approx Nm$ — темно-зеленовато-бурый, Np — светло-бурый, аналитик Т.М.Митюшина.

Сфен присутствует преимущественно в виде идиоморфных остромбовидных или клиновидных зерен, меньше — в виде каемок вокруг магнетита. Его состав и свойства отражены в табл. 28.

Крупные неправильные зерна титаномагнетита имеют прихотливые очертания. Он ксеноморфен, проникает по интерстициям зерен пироксена и иногда содержит включения пироксена. В полировках при травлении HCl видно его решетчатое строение. Оно обусловлено развитием пластинчатых вростков ильменита по плоскостям спайности (фиг. 45).

Крупнокристаллические пироксен-флогопитовые породы встречаются среди средне- и мелкозернистых в пределах жилоподобных тел или неправильных участков. Размер кристаллов флогопита и пирок-

сена достигает 20–30 см. Часто пластины флогопита и призмы пироксена расположены перпендикулярно контактам жилообразного тела. Тогда порода приобретает как бы пегматоидную структуру.

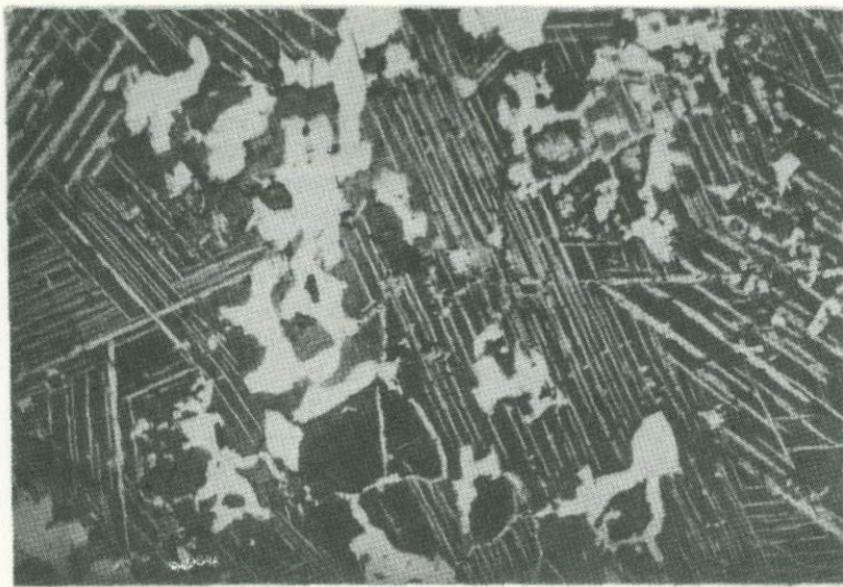
Второстепенные минералы также представлены титаномагнетитом, сфером и алатитом. Содержание их различно и местами достигает 15–20%. Близкие к мономинеральным пироксеновые породы наблюдаются отдельными участками среди пироксен–флогопитовых. Они почти полностью сложены пироксеном, таким же, как и в пироксен–слюдистых породах. Среди пироксеновых пород встречаются мелко- и среднезернистые разновидности.

Таблица 28

Состав и свойства сфена из пироксен–слюдистых пород

Компоненты	Вес. %	Атомн. числа	Атомн. числа по группам
SiO ₂	30,37	0,99	0,99
TiO ₂	34,28	0,84	
Al ₂ O ₃	1,74	0,07	
Fe ₂ O ₃	1,42	0,04	
FeO	0,15	–	
MnO	0,08	–	1,01
MgO	0,11	–	
Nb ₂ O ₅	0,70	0,01	
P ₂ O ₅	0,63	0,02	
ZrO ₂	1,65	0,03	
SrO	0,05	–	–
CaO	27,92	0,96	
Na ₂ O	0,47	0,05	1,00
K ₂ O	0,19	–	
ΣTR ₂ O ₃ + ThO ₂	0,50	0,01	
H ₂ O [–]	0,19	–	–
H ₂ O ⁺	0,22	0,05	–
F	0,25	0,03	–
Сумма...	100,92	–	–
O = F ₂	-0,10		
Сумма...	100,82	–	–

$n_g = 2,00$, $n_p = 1,90$, $2V = 25^\circ$, аналитик О.П.Острогорская.



Фиг. 45. Титаномагнетит, протравленный HCl

Темное — магнетит, светлое — ильменит; отраж. свет; полир. шлиф А-2, увел. 17



Фиг. 46. Флогопитовая порода с апатитом и реликтами пироксена

Прозр. шлиф 271, увел. 30, при одном николе

В качестве второстепенных минералов присутствуют обычно флогопит, апатит, магнетит и сфен. Количество апатита достигает иногда 30–40%; тогда можно говорить об апатит–пироксеновых породах. Апатит и пироксен распределены неравномерно, образуя небольшие мономинеральные участки пироксена и апатита. В апатит–пироксеновых породах иногда наблюдается и повышенное количество сфена. Структура пород более равномернозернистая, чем пироксен–слюдистых пород. Пироксен светло–зеленый, часто зональный и пятнистый по окраске. По свойствам он такой же, как и в предыдущих породах.

Флогопитовые породы (слюдиты) представляют крайний случай обогащения пироксен–флогопитовых пород флогопитом. В них нередки реликты пироксена (фиг. 46). Слюдиты в образце имеют темный до черного цвет. Обычно мономинеральные слюдиты – мелко- и среднезернистые породы с размером пластин менее 5 мм. Пластины ориентированы беспорядочно. Характер флогопита такой же, как в пироксен–флогопитовых породах: плеохроизм по N_g темно–бурый, по N_p светло–бурый.

Форма залегания среднезернистых слюдитов чаще всего представляет собой участки неправильной формы, иногда жилообразные и

Таблица 29

Состав и свойства оливина из пироксен–флогопитовых пород

Компоненты	Вес. %	Атомн. числа	Атомн. числа по группам
SiO ₂	38,30	0,98	
TiO ₂	Сл.	–	0,99
Al ₂ O ₃	0,15	0,01	
Fe ₂ O ₃	0,94	0,04	
FeO	17,34	0,37	
MnO	0,55	0,01	2,02
MgO	41,87	1,60	
CaO	0,26	0,01	
Na ₂ O	0,06	–	
K ₂ O	0,03	–	
H ₂ O [–]	0,51	–	
H ₂ O ⁺	0,00	–	
Сумма...	100,11	–	–

Бесцветен, $n_g = 1,707$, $n_m = 1,695$, $n_p = 1,674$, удельный вес 3,446, аналитик П.Н. Ниссенбаум.

линзовидные тела мощностью до 1 м. В шлифах иногда видны жилы мономинерального слюдита мощностью около 1 см. Крупнолистственные слюдиты образуют жилообразные тела мощностью до нескольких метров.

В нескольких местах массива Арбастах были встречены пироксен-слюдистые породы, содержащие оливин. Как пироксен и слюда, так и оливин в этих породах были представлены железистыми разновидностями (железистость оливина 20%). Состав и свойства оливина отражены в табл. 29.

Железистый характер минералов не позволяет отнести эту породу к передовым зонам апатит-магнетитовых пород. Как будет описано ниже, оливин в последнем случае представлен форстеритом, а пироксен и слюда — маложелезистыми диопсидом и флогопитом.

Характер происхождения слюдисто-пироксеновых с оливином пород остается неясным. Кажется маловероятным, что этот оливин без изменения сохранился от первичных магматических ультраосновных пород (например, дунитов), хотя такая возможность не исключена.

Роговообманково-пироксеновые и роговообманково-флогопитовые породы

Пироксен-слюдистые породы с роговой обманкой встречаются очень часто на Арбастахском массиве. Роговая обманка может присутствовать в очень небольших количествах, слагать часть породы или занимать ее объем целиком. Чаще всего, однако, можно видеть либо роговообманково-пироксеновые, либо роговообманково-флогопитовые породы.

Близкие к мономинеральным роговообманковым породам могут быть мелко- и среднезернистыми, но чаще всего они представлены крупно- и гигантозернистыми разностями с размером кристаллов от 3-5 до 10-15 см. Призмы роговой обманки ориентированы в разные стороны, порода имеет аспидно-черный цвет и сильный блеск на гранях и плоскостях спайности кристаллов роговой обманки.

Роговая обманка характеризуется по составу и свойствам в табл. 30. Железистость роговой обманки 38,3%. Она от места к месту несколько изменяется в отношении окраски, $2V$, $c:Ng$ и других свойств. Призмы роговой обманки не имеют правильного ограничения; внутри они часто содержат вrostки флогопита и реликты диопсида. Нередки двойники.

Флогопит такой же, как в пироксен-слюдистых породах. Пироксен остается чаще всего в реликтах, но иногда слагает значительную часть породы.

В качестве второстепенных минералов следует отметить апатит, сfen и титаномагнетит, каждый из которых может встречаться в довольно больших количествах. Апатит образует агрегаты изометричных зерен или длинные призмы. Сfen встречается либо в неправильных зернах, либо в клиновидных кристаллах, дающих в сечении остроугольные ромбики. Иногда сfen в виде тонкой каемки обра-

Таблица 30

Состав и свойства роговой обманки

Компоненты	Вес. %	Атомн. числа	Атомн. числа по группам
SiO ₂	41,06	6,32	
TiO ₂	2,25	0,25	8,00
Al ₂ O ₃	8,60	1,43 0,09	
Fe ₂ O ₃	5,24	0,59	
FeO	10,12	1,27	4,99
MnO	0,28	0,04	
MgO	13,35	3,00	
CaO	10,20	1,65	
Na ₂ O	4,03	1,20	3,17
K ₂ O	1,73	0,32	
H ₂ O ⁻	0,00	-	-
H ₂ O ⁺	1,93	1,94	2,23
F	0,60	0,29	
Сумма...	100,38	-	-
- O = F ₂	-0,25		
Сумма...	100,14	-	-

$n_g = 1,686$, $n_m = 1,679$, $n_p = 1,666$, удельный вес 3,18, $c:N_g = 26^{\circ}$, $2V = -70^{\circ}$, плеохроизм по N_g темно-голубовато-бурый, по N_m темно-зелено-вато-бурый, по N_p светло-бурый, аналитик П.Н. Ниссенбаум.

||3

стает титаномагнетит. Титаномагнетит дает неправильные по форме зерна с извилистыми границами.

Формы залегания роговообманковых пород среди пироксен-слюдистых – зоны неправильной или линзовидной формы. Размер большинства из них колеблется по мощности от 1–3 до 10 м. Встречаются тонкие жилы и прожилки амфиболового состава.

Пироксен-слюдистые и пироксеновые породы с нефелином и канкринитом

Названные породы отличаются от описанных выше присутствием в них разных количеств нефелина, канкринита или продуктов их изменений (цеолитов и бемита). Вначале в пироксен-слюдистых породах появляются небольшие участки нефелина или канкринита (или

обоих минералов вместе), затем этих участков становится больше и порода постепенно изменяется до состава ийолит-уртита. Очень характерно чередование участков и полос размером менее 1 см с различными структурой и составом. Количество нефелина может быть очень небольшим или достигать объема более 50% всей породы (фиг. 47). Одновременно с увеличением количества фельдшпатоидов уменьшается количество слюды и в меньшей степени пироксенов.

Для примера приводится описание двух участков в разной степени нефелинизированных (и впоследствии канкринитизированных) пород.

1. Пироксен-слюдистая порода с небольшим количеством канкринита. Приблизительный минеральный состав (в объемн. %): слюда 50, пироксен 30, канкринит 10, апатит 5, сфен, магнетит и кальцит 5.

Пироксен интенсивно-зеленый. Образует неправильные зерна и короткие призмы 2–3 мм. По составу пироксен относится к эгирин-диопсиду. Его состав и свойства приведены в табл. 31. Железистость пироксена 56,8%, содержание эгириновой составляющей 37%. Слюда имеет темно-бурую окраску и резкий плеохроизм с нормальной схемой абсорбции. Она относится к биотиту и охарактеризована в табл. 32. Железистость слюды 39,5%. Канкринит образует как рассеянные редкие зерна, так и агрегаты изометрических зерен, имеющие мозаичную структуру. Иногда канкринит слагает ветвящиеся



Фиг. 47. Диопсид-флогопитовая порода с канкринитом и нефелином

Прозр. шлиф 142, увел. 4 при одном николе

Таблица 31

Состав и свойства пироксена из нефелинизированных
и альбитизированных пироксен-слюдистых пород

Компоненты	Вес. %	Атомн. числа	Атомн. числа по группам
SiO ₂	47,55	1,97	
TiO ₂	0,91	0,03	
Al ₂ O ₃	1,59	0,08	
Fe ₂ O ₃	12,55	0,38	
FeO	4,55	0,16	
MnO	0,30	0,01	
MgO	6,73	0,41	
CaO	16,54	0,51	
Na ₂ O	5,34	0,44	
K ₂ O	0,48	0,02	
H ₂ O ⁻	-	-	-
H ₂ O ⁺	-	-	-
F	0,16	-	-
CO ₂	0,19	-	-
P ₂ O ₅	2,74	-	-
Сумма	99,63	-	-
- O = F ₂	-0,06		
Сумма	99,56	-	-

$n_g = 1,745$, $n_m = 1,726$, $n_p = 1,717$, $c:N_g = 67^\circ$, $2V = 86-90^\circ$, плеохроизм от интенсивно зеленого по N_p до желтого по N_g , аналитик Е.Д.Лялькова.

Примечание. В химический анализ при пересчете внесена поправка на примесь апатита и кальцита.

жилки толщиной в 1-2 зерна. Апатит - в изометрических зернах или зернистых агрегатах. Сфен дает обычные для него клиновидные зерна размером до 1 мм. Местами сфен с периферии замещен кальцитом и каким-то пылеватым рудным агрегатом, вероятно ильменитом. Рудный минерал представлен титаномагнетитом.

2. Нефелинизированная пироксен-слюдистая порода, по составу отвечающая ийолит-уртиту. Минеральный состав (в объемн. %): нефелин 55, пироксен 25, канкринит 10, слюда 5, магнетит, сфен и апатит в сумме 5.

Таблица 32

Состав и свойства слюды из нефелинизированных и альбитизированных пироксен-слюдистых пород

Компоненты	Вес. %	Атомн. числа	Атомн. числа по группам
SiO ₂	38,06	2,86	
TiO ₂	1,77	0,10	3,00
		0,04	
Al ₂ O ₃	11,70	1,00	1,00
Fe ₂ O ₃	2,43	0,14	
FeO	16,25	1,02	2,95
MnO	0,25	0,01	
MgO	15,95	1,78	
CaO	0,06	-	
Na ₂ O	0,64	0,09	0,92
K ₂ O	8,74	0,83	
H ₂ O ⁻	Не обн.	-	
H ₂ O ⁺	3,53	1,77	2,12
F	1,48	0,35	
Сумма...	100,86	-	-
- O = F ₂	-0,62		
Сумма...	100,24	-	-

$n_g \approx n_m = 1,627$, 2 = -10°, сильная дисперсия оптических осей: $r < v$, плеохроизм по $N_g = N_m$ темно-зеленовато-бурый, по N_p — светло-бурый, аналитик Т.М.Митюшина.

Нефелин образует короткие изометричные призмы размером 0,5–1 мм. Часто видны поперечные гексагональные разрезы. Слабо пелитизирован. Оптические данные обычны. Пироксен зеленого цвета, встречается в толстых призмах длиной 1–1,5 мм. Призмы разнообразно ориентированы. Относится также к эгириин-диопсиду. Слюда (биотит) темно-бурая в неправильных пластинках. Канкринит образует агрегаты изометрических зерен размером 0,2–0,5 мм, а также тонкие мелкозернистые жилки. Кое-где видно, что канкринит развивается по нефелину. В некоторых таких породах присутствует роговая обманка. Описываемые породы отличаются от магматических ийолитов только по структуре и текстуре. Неравномерность минерального состава и изменчивость свидетельствуют о метасоматическом происхождении этих пород.

Ийолиты и ийолит-уртиты

Ийолиты и ийолит-уртиты – нефелин-пироксеновые породы магматического облика – встречаются в массиве Арбаастах довольно редко. Они образуют среди пироксен-слюдистых пород небольшие (менее 10 м в поперечнике) неправильные тела с нечеткими контактами и часто постепенными переходами во вмещающие породы.

Приводим описание такой породы из тела, расположенного у слияния ручьев Кедрового и Арбаастаха. Она состоит из нефелина (60%), эгирина-диопсида (39%) и очень небольшого количества биотита, сфена и апатита (1%).

Нефелин образует изометричные зерна размером 1–2 мм, создающие равномерную мозаичную структуру. Среди зерен нефелина равномерно расположены отдельные призмы и небольшие сростки призм эгирина-диопсида размером до 1 мм. Беспорядочно ориентированные призмы эгирина-диопсида свободно пересекают границы зерен нефелина. Сфен и апатит расположены в отдельных зернах. Биотит образует редкие, случайные пластинки. Из других шлифов ийолитов видно, что по нефелину местами развивается канкринит.

Жильные ийолит-уртиты образуют небольшой мощности (5–30 см; редко до 1,5 м) секущие жилы с резкими контактами.

Минеральный состав (в объеме %): эгирин-диопсид 35, нефелин 30, канкринит 30, цеолиты – до 5. В качестве акцессорных встречаются апатит и сфен.

Эгирин-диопсид представлен призмами длиной до 4 мм, темно-зеленый, сдвойникован в простые двойники, $c:Np = 25-27$, $2V = 80-85^\circ$. Кроме таких крупных призм, встречаются короткие мелкие призмы (0,1–0,15 мм), пойкилитически рассеянные в крупных зернах нефелина и канкринита. Нефелин дает неправильные по очертаниям зерна размером 3–5 мм. Он свежий и имеет обычные оптические свойства. Замещение нефелина канкринитом идет как с периферии зерен, так и по трещинкам. Зерна нефелина часто разобщены на несколько зерен, разделенных канкринитом. Последний, несомненно, развивается по нефелину либо в виде крупных (2–3 мм) неправильных зерен, либо в виде агрегатов более мелких изометрических зерен. Степень канкринитизации меняется от места к месту. Канкринит местами замещается цеолитами так же, как и нефелин. Цеолиты представлены тонкочешуйчатой массой, слабо просвечивающей в скрещенных николях. Угасание близко к прямому, удлинение положительное. Там, где цеолит встречается в более крупных кристаллах, видно, что угол оптических осей у него положительный и близок к нулю. Сфен встречается в кристаллах, дающих в разрезе острые ромбы, а также в неправильных зернах. Апатит – в коротких призматических кристаллах.

Структура породы – призматически зернистая, местами пойкилитовая. Текстура массивная.

В Арбаастахском массиве часто встречаются жильные ийолиты, нефелин и канкринит которых могут быть целиком замещены цеолитами. Пироксен остается без изменений или иногда замещается волла-

стонитом. Цеолиты обычно образуют тонкоигольчатую или тонкоВолокнистую массу, которая слабо просвечивает в скрещенных николях. Иногда цеолиты встречаются в виде агрегатов коротких призм или лист, в целом составляющих псевдоморфозу по зернам нефелина или канкринита. Местами призмы цеолита собраны в сноповидные агрегаты, между которыми иногда остаются пустотки.

В некоторых случаях на фронте замещения канкринита цеолитами образуется изотропный минерал (предположительно анальцим), который в свою очередь замещается обычным цеолитом.

Среди цеолита в некоторых шлифах встречается гиосит в тонких беспорядочно ориентированных пластинках.

В краевых частях массива встречаются жилы ийолит-порфиров, где вкрапленники представлены гексагональными призмами нефелина и удлиненными кристаллами пироксена в мелкозернистом базисе такого же состава.

Пироксеновые и пироксен-слюдистые породы с альбитом (и фельдшпатидами)

По составу эти породы отвечают всем переходам от пироксен-слюдистых до шонкинитов и сиенитов. В большинстве случаев одновременно с альбитом в породах появляется нефелин или канкринит.

Приведем описание одного из шлифов пироксен-слюдистой породы с альбитом и канкринитом. Минеральный состав (в объемн. %): пироксен 35, биотит 20, роговая обманка 15, альбит 20, канкринит 10.

Пироксен светло-зеленый, обычно с темно-зеленой каймой по периферии зерен, относящийся к эгирин-диопсиду. $c:N_p$ каймы - 22-13%, что характеризует этот пироксен как близкий к эгирину. Образует зерна 0,5-1 мм. Биотит темно-бурый с резким плеохроизмом, высокожелезистый, роговая обманка встречается в призмах размером 0,2-0,5 мм. Плеохроизм: по N_g зеленовато-бурый, по N_m бурый, по N_p желтый, $c:N_g = 21-23^\circ$; $2V \approx -70^\circ$. Альбит образует агрегаты зерен, имеющих размеры 0,5-1 мм, которые напоминают неровные тонкие (в одно-два зерна) жилки, идущие приблизительно параллельно одна другой, местами сливающиеся и раздваивающиеся. Альбит сдвойникован в тонкие полисинтетические двойники. Угол угасания в разрезе \perp а $13-14^\circ$, что соответствует почти чистому альбиту. Альбит обычно замещается канкринитом с периферии зерен, хотя признаки замещения проявлены не везде.

Структура породы неравномернозернистая. Текстура прожилковая, пятнистая.

Минеральный состав такой же породы из другого места следующий (в объемн. %): альбит 30, канкринит 15, биотит 35, эгирин-диопсид 20, акцессорные (апатит и сфен). Структура породы пойкилитовая: разрозненные пластины биотита и призмы эгирина размером 0,5-1 мм, а также их агрегаты "цементируются" альбитом, образующим крупные (2-4 мм) изометрические зерна. Заметны признаки замещения пироксена биотитом.

Интересно отметить, что в ряде мест, особенно в южной части массива Арбаратх, в альбитизированных пироксен-слюдистых породах встречается циркон. Последний образует розовые кристаллы в виде комбинации тетрагональных призмы и дипирамиды. Состав и свойства циркона отображены в табл. 33. Участки пород, содержащих циркон, сильно обогащены сфеном.

Среди пироксен-слюдистых пород геологическое положение пород, содержащих полевые шпаты, прослеживается в поле с трудом. Однако можно предположить, что они представляют собой зоны обогащения альбитом или скопления таких зон. Поскольку обогащенные

Таблица 33

Состав и свойства циркона из альбитизированных пироксен-слюдистых пород

Компоненты	Вес. %	Атомн. числа	Атомн. числа по группам
SiO ₂	31,61	0,94	0,97
P ₂ O ₅	1,35	0,03	
ZrO ₂	62,38	0,90	
TiO ₂	0,16		
Al ₂ O ₃	1,15	0,04	
Fe ₂ O ₃	0,21		1,03
FeO			
MnO	0,15	0,01	
CaO	2,49	0,08	
Na ₂ O	0,08	-	-
K ₂ O	0,06	-	-
ΣTR ₂ O ₃ + ThO ₂	0,20	-	-
SrO	0,015	-	-
H ₂ O ⁻	0,13	-	-
H ₂ O ⁺	0,43	0,09	0,11
F	0,18	0,02	
Сумма..	100,59	-	-
- O = F ₂	-0,08		
Сумма.	100,51	-	-

$n_g = 1,940$, $n_p = 1,910$, $2V = 0^\circ$, удельный вес 4,45, макроскопически розовый, в шлифе бесцветный, аналитик О.П.Острогорская.

Примечание. Пересчет сделан по сумме катионов, равной 2. Гафний не определялся.

Таблица 34

Химический состав алюмосиликатных метасоматитов Арбаратскихого

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	38,12	42,27	42,84	45,56	35,30	46,09
TiO ₂	1,16	1,73	0,60	0,44	4,0	0,32
Al ₂ O ₃	3,47	3,13	1,87	1,30	2,21	3,96
Fe ₂ O ₃	15,27	7,10	9,89	9,02	17,32	6,11
FeO	7,48	8,46	4,89	4,75	11,60	4,08
MnO	0,31	0,19	0,22	0,19	0,30	0,28
MgO	7,03	13,93	8,37	10,25	11,40	9,11
CaO	16,10	19,24	19,60	19,04	13,70	20,59
Na ₂ O	1,27	1,56	2,39	2,93	0,87	2,51
K ₂ O	4,87	1,11	5,11	3,15	1,60	0,50
H ₂ O ⁻	0,12	0,11	0,04	-	0,06	0,24
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	0,52	0,48
CO ₂	-	-	-	-	0,16	4,55
P ₂ O ₅	1,21	0,07	0,34	0,05	0,24	0,84
F	-	-	-	-	0,50	0,37
П. п. п.	2,20	1,62	3,72	4,10	-	-
Сумма...	-	-	-	-	99,75	100,03
- O = F ₂	-	-	-	-	0,21	0,15
Сумма...	100,33	99,71	99,87	100,78	99,54	99,86

1 - среднезернистая слюдяно-пироксеновая порода, 2 - среднезернистая массивная пироксеновая порода, 3 - грубополосчатая пироксеновая порода (пироксен эгиринизирован), 4 - пироксеновая среднезернистая массивная порода (пироксен эгиринизирован), 5 - пироксеновая порода с магнетитом, массивная, 6 - массивная пироксеновая порода из жилы в фените, 7 - полосчатая амфибол-пироксеновая порода, 8 - сфеен-амфибол-пироксеновая порода, 9 - крупнозернистая полосчатая амфибол-пироксеновая порода, 10 -

альбитом пироксеновые породы приурочены к внешним частям ядра массива, вероятно, они могут слагать и часть внешней зоны, представленной в основном фенитами.

Во многих местах альбитизированные пироксен-слюдистые породы сильно карбонатизованы. Судя по реликтам альбита (а так-

massива

7	8	9	10	11	12	13	14
39,95	36,20	39,64	37,27	38,27	42,28	45,55	54,68
2,35	3,27	2,35	2,70	1,03	1,78	1,58	0,18
6,21	4,15	9,50	12,66	22,74	8,50	15,10	18,80
8,47	4,21	4,68	4,27	2,74	9,75	4,02	1,28
7,43	8,73	9,12	9,50	2,97	8,21	4,12	0,72
0,28	0,28	0,10	0,12	0,11	0,26	0,10	0,03
9,99	10,00	13,73	16,69	3,96	8,62	9,17	Сл.
21,10	21,30	10,83	6,79	9,50	10,26	6,31	6,02
1,98	1,44	2,58	1,06	10,34	2,21	5,77	12,36
0,48	2,13	3,14	7,58	3,02	5,49	4,48	Сл.
Не обн.	0,04	0,28	0,25	0,30	0,06	0,10	"
0,41	0,66	0,62	Не обн.	1,12	-	-	-
-	(1,9)	(1,3)	"	2,07	-	-	-
0,42	5,15	0,15	0,52	1,36	0,03	0,26	0,01
0,30	0,48	0,50	0,53	1,01	-	-	-
1,14	1,84	2,78	-	-	1,78	3,30	5,60
100,49	100,11	100,00	99,94	100,27	-	-	-
0,13	0,20	0,21	0,19	0,42	-	-	-
100,36	99,91	99,79	99,75	99,85	99,42	99,86	99,48

полосчатая амфибол-слюдяная порода, 11 - среднезернистая массивная нефелин-пироксеновая порода, 12 - альбит-канкринит-пироксеновая порода среднезернистая, 13 - среднезернистая массивная альбит-пироксеновая порода, 14 - фенит. Анализы 1-4, 12-14 - лаборатория ЮЯКЭ Якутского геологического управления; анализы 5, 8, 9 - лаборатория ГГП № 2 (геолого-геохимическая партия ИМГРЭ); анализы 6, 7, 10 - лаборатория ИМГРЭ АН СССР, анализ 11 - из материалов А.Г.Жабина, лаборатория ИМГРЭ АН СССР

же нефелина или канкринита) среди карбонатной массы, кальцитом замещались именно эти минералы, а пироксен и слюда - в значительно меньшей степени.

Химические составы существенно пироксеновых пород помещены в табл. 34, а средние минеральные составы - в табл. 35.

Таблица 35

Средние минеральные составы алюмосиликатных метасоматитов Арбаастахского массива

Минералы	1	2	3	4	5	6	7
Пироксен	80,9	75,6	11,0	27,3	23,3	49,0	56,7
Амфибол	13,5	7,5	3,3	1,2	54,0	8,8	1,3
Слюдя	3,4	5,5	65,0	4,5	7,2	4,7	3,0
Нефелин	-	-	-	35,7	-	-	-
Альбит	-	-	-	-	0,2	24,9	-
Канкринит	-	-	-	22,7	0,2	1,0	-
Скалолит	-	-	-	-	-	1,7	-
Магнетит	1,2	0,9	10,8	1,0	2,3	0,4	16,3
Апатит	0,4	4,6	1,7	1,8	6,1	0,3	18,6
Кальцит	-	2,1	6,2	4,2	3,1	8,2	4,0
Сфен	-	3,0	0,5	1,3	2,9	0,5	-
Прочие	0,6	0,8	1,5	0,3	0,7	0,5	0,2
Число определений	2	17	6	3	9	6	3

1 - пироксеновая порода, 2 - пироксеновая порода с эгириносодержащим пироксеном, 3 - слюдяно-пироксеновая порода, 4 - нефелин-пироксеновая порода, 5 - амфибол-пироксеновая порода, 6 - альбит-пироксеновая порода, 7 - магнетит-диопсидовая порода.

Сиениты и канкринитовые сиениты внешнего кольца (фениты)

Сиениты внешнего кольца массива Арбаастах в основном представляют собой фениты, образовавшиеся за счет вмещающих кристаллических сланцев и гнейсов архея. Об этом свидетельствуют часто встречающиеся в них реликтовые полосчатые текстуры. Однако местами присутствуют пятнистые и массивные сиенитовые породы. Встречающиеся иногда постепенные контакты с пироксен-слюдистыми породами говорят о том, что какая-то часть этих сиенитовых пород образовалась за счет метасоматически измененных пород ультраосновного ядра. В то же время массивные породы часто постепенно переходят в породы с гнейсовидной текстурой, унаследованной от архейских пород.

Ниже следует описание породы типа канкринитового сиенита, об разующей большое груболинзовидное тело среди пироксен-слюдистых пород в западной части массива. Минеральный состав (в объемных %): альбит 50, канкринит 10, биотит 30, эгирин-диопсид 5, щелочной амфибол 5.

Альбит образует овальные зерна размером 1-2 мм. Имеет частые полисинтетические двойники. Содержит включения канкринита, био-

тита, кальцита. Канкринит образует неправильные зерна среди альбита. Биотит бурый с нерезким плеохроизмом. Пироксен представлен эгирин-диопсидом в мелких (0,5–1 мм) призмах. Местами видно, что он замещается биотитом и щелочным амфиболом. Щелочной амфибол голубого цвета [с:Нр = 29–35°, 2V = -(30–50°)], сильная сложная дисперсия ($\tau > v$), он развивается по пироксену.

Структура напоминает оцеляровую: крупные зерна альбита окружены скоплениями пластинок биотита и призм эгирин-диопсида. Текстура массивная.

Другое описание относится к участку "фенитового" кольца в северной части массива. Минеральный состав (в объемн. %): альбит 65, эгирин-диопсид 25, калиевый полевой шпат 10.

Альбит находится в изометрических зернах размером обычно около 0,5 мм с участками, сложенными зернами более 2 мм. В нем очень тонкие полисинтетические двойники. Калиевый полевой шпат присутствует либо в виде антипертитовых вростков, количества которых в некоторых зернах альбита значительно, либо в виде изометрических зерен внутри зерен альбита. Он имеет меньший показатель преломления, чем альбит, и сильнее пелитизирован. Эгирин-диопсид ярко-зеленый с плеохроизмом: по Ng – желтый, по Nm и Нр – зеленый, с:Ng = 20°, 2V = 85°. Он образует призмы длиной 5–6 мм, беспорядочно ориентированные в породе.

Структура текститовая, она создается неравномерным распределением эгирин-диопсида. Текстура массивная.

В некоторых местах фениты представлены щелочноамфиболовыми разновидностями. Минеральный состав (в объемн. %): калиевый полевой шпат 45, альбит 30, щелочной амфибол 15, биотит 5, кальцит 5.

Калиевый полевой шпат образует овальные зерна размером 1–1,5 мм. Сильно пелитизирован. Замещается альбитом с периферии зерен и в виде пертитовых вростков внутри зерен. Альбит развивается по зернам калиевого полевого шпата. Биотит темно-бурый, железистый. Щелочной амфибол имеет плеохроизм по Ng – зелено-вато-голубой, по Nm – серо-фиолетовый, по Нр – желтовато-серый, 2V = -(30–40°), сильная дисперсия ($\tau < v$); с:Нр(τ) = 30°; с:Нр(v) = 25°.

Структура неравномернозернистая, текстура массивная.

Значительная часть фенитов сохранила полосчатую текстуру. Так, в одном из образцов, взятых в северной части массива, наблюдается чередование следующих "слоев" мощностью в несколько миллиметров, четко отделенных один от другого:

1. Слой состоит из альбита (70%) и эгирин-диопсида (30%). Альбит образует лейсты размером от 0,3 до 1 мм, имеет частые и тонкие полисинтетические двойники. Эгирин-диопсид встречается в зернах неправильной формы размером от 0,5 до 1 мм, ярко-зеленый.

2. Минеральный состав следующего слоя (в объемн. %): альбит 50, эгирин-диопсид 25, биотит 7, канкринит 15, роговая обманка 8. Зерна эгирин-диопсида собраны в небольшие агрегаты, рассеянные среди массы альбитовых зерен, частично замещенных канкринитом

Альбит местами содержит тонкие антипертитовые вrostки. Биотит бурый, он располагается отдельно от эгирина-диопсида.

3. Этот слой похож на предыдущий, но здесь вместо эгирина-диопсида встречается биотит. В альбите – множество включений канкринита.

Такие полосчатые породы, несомненно, возникли за счет фенитизации вмещающих архейских гнейсов. В качестве аксессорных минералов встречаются апатит и циркон.

Фенитизированные архейские гнейсы, прослеженные за пределами массива на юге, севере и юго-западе, очень мало отличаются от неизмененных гнейсов. Похоже, что сиенитовые породы внешнего кольца довольно резко переходят в слабо фенитизированные гнейсы. Фенитизация проявилась в альбитизации калиевых полевых шпатов и образовании синего щелочного амфибала вблизи кварцевых зерен, а также (в тектонически нарушенных породах) вдоль мелких трещин. Кварц везде сохранился.

Такая резкая граница между вмещающими гнейсами и фенитами внешнего кольца подтверждает наличие кольцевого разлома или серии разломов, оконтуривающих массив вместе с фенитами.

Жильные сиениты

Жильные сиениты встречаются часто в пределах массива Арбастах как в пироксен-слюдистых породах, так и фенитах внешнего кольца. Сиениты образуют дайки мощностью в единицы метров, редко 50 м, и множество мелких жил мощностью от 0,05 до 0,5 м.

Породы жил имеют состав щелочных, нефелиновых или канкринитовых сиенитов.

Наиболее обычные жильные сиениты имеют следующий минеральный состав (в объемн. %): альбит – 35–40, аортоклаз 40–50, эгирин-диопсид 10–20, биотит 0–5, канкринит 1–5. Аксессорные – апатит, сфен, циркон, сульфиды, редко пирохлор, иногда – монацит.

Альбит представлен разнообразно ориентированными лейстами размером 1–4 мм в длину и 0,2–0,6 мм в ширину с неправильными очертаниями. Сдвойникован в тонкие полисинтетические двойники. Крупные лейсты имеют слабую зональность, обнаруживаемую по угланию и распределению пелитовых частиц. Эгирин-диопсид либо ксеноморфно располагается между лейстами альбита, либо в мелких призмах присутствует внутри лейст. Его скопления иногда занимают внутреннюю часть зерен альбита. В других жилах эгирин-диопсид образует призмы длиной 1–2 мм, расположенные независимо от лейст альбита, проходя сквозь одну или несколько лейст. Биотит темно-бурый, встречается в неправильных пластинках, располагается между лейстами альбита. Канкринит чаще всего образует агрегат мелких (0,1–0,3 мм) изометричных зерен, вместе с эгирином и биотитом заполняющих промежутки между лейстами альбита. Иногда этот агрегат имеет вид жилок, замещающих альбит. На контактах с карбонатитом количество канкринита резко возрастает



Фиг. 48. Пойкилобластическая структура канкринитового сиенита

Крупные гексагональные призмы канкринита в мелкозернистой массе; проэр. шлиф 539, увел. 5, николи ×

(до 50%). В этом случае в массе канкринита видны реликты альбитовых лейст.

Структура породы лейстовая, диабазоподобная, местами пойкилитовая. Текстура массивная.

В некоторых дайках наблюдается широкое развитие более поздних цеолитов, замещающих альбит и канкринит. Вместе с цеолитами встречается гиббсит.

Гораздо реже встречаются порфировидные сиенитовые породы (фиг. 48). В одной из них вкрапленники представлены альбитом и канкринитом. Основная масса состоит из мелких (0,01 мм и менее) изометричных зерен нефелина и альбита при преобладании первого. В этой массе рассеяны призмы эгирин-диопсида размером 0,1–0,3 мм ($cN_p = 15-16^\circ$, $2V \approx 90^\circ$, заметная дисперсия, цвет зеленый). Призмы эгирин-диопсида ненамного больше зерен основной массы и могут быть к ней причислены.

Вкрапленники альбита имеют размер 1–1,5 мм, редко больше. Это таблицы, сдвойниковые в простые двойники. Кроме того, в породе присутствуют явные порфиробласти канкринита. Они имеют форму довольно правильных гексагональных призм размером 10×4 мм и мельче. Призмы развиваются по нефелину и альбиту основной массы, оставляя нетронутыми призмы эгирин-диопсида, которые сохраняются в канкрините в виде включений. Крупные зерна и вкраплен-

Таблица 36

Химический состав массивного среднезернистого сиенита (в %)

Компоненты	Обр. № 1421	Компоненты	Обр. № 1421
SiO ₂	57,40	Na ₂ O	7,06
TiO ₂	0,22	K ₂ O	6,70
Al ₂ O ₃	18,01	H ₂ O ⁻	0,10
Fe ₂ O ₃	2,06	H ₂ O ⁺	-
FeO	3,31	CO ₂	-
MnO	0,05	P ₂ O ₅	0,09
MgO	0,07	F	-
CaO	2,24	П. п. п.	2,78
Сумма...			100,18

ники альбита также включены в канкринит. Канкринит здесь является более поздним, чем другие минералы. Местами вся порода за-мешается крупнопризматическим, иногда радиальнолучистым агрега-том цеолита.

Химический состав образца сиенита приведен в табл. 36.

КАРБОНАТИТЫ И АПАТИТ-МАГНЕТИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Карбонатиты занимают около 20% всего объема пород в массиве Арбаратах. Кроме того, большой объем занимают породы, которые из-за недостаточно высокого содержания кальцита нельзя отнести к карбонатитам (карбонатизированные пироксен-слюдистые, а также пироксен-слюдистые с альбитом и нефелином - канкри-нитом).

Карбонатиты Арбаратского массива кальцитовые (табл. 37). Доломитовые и анкеритовые карбонатиты обнаружены в единичных маломощных жилах, и их количество по сравнению с кальцитовыми ничтожно.

Среди кальцитовых карбонатитов и тесно связанных с ними (и часто предшествующих им) апатит-магнетитовых пород можно вы-делить несколько крупных групп, обладающих характерными минераль-ными соста-вами, типами перехода к вмещающим породам и условия-ми залегания.

Первую группу составляют наиболее ранние карбонатиты, содер-жавшие значительное количество силикатных минералов, которые при-нято считать щелочными (альбит, канкринит, эгирин, слюда). Эти карбонатиты в значительной степени обогащены железом, а из ще-

Таблица 37

Химический состав карбонатов (смесей карбонатов) карбонатитов

№ обр.	FeO	MgO	CaO+SrO	№ обр.	FeO	MgO	CaO+SrO
249с	2,82	1,76	44,43	073	0,19	0,76	52,78
249г	3,25	4,85	41,19	062	0,38	1,52	49,83
285	0,98	3,97	43,20	136	Сл.	2,44	50,95
250	0,41	19,16	29,32	206	1,76	9,22	38,74
242	Сл.	2,36	50,05	241	0,28	2,00	50,05
1-Бр	0,35	13,23	37,01	342	0,31	2,73	50,17
507	Сл.	2,69	45,99	392-1	0,80	3,25	48,72
529	0,29	0,92	51,34	410	0,33	0,92	52,45
530	0,32	0,92	51,78	447с	0,10	1,72	49,72
549	0,43	1,44	47,82	447т	Сл.	3,37	36,23
528	1,00	20,20	28,93				

Примечание. Обр. 1-Бр содержит в значительном количестве бруцит, чем и объясняется высокое содержание в нем MgO. Обр. 250 и 528 представляют доломитовые карбонатиты, обр. 206 - кальцит-доломитовые, обр. 249г, 285, 802-1, 447т и другие - кальцитовые карбонатиты с небольшой примесью доломита или примесью магния в составе кальцита.

лочей - главным образом натрием. Поэтому их удобно назвать натрово-железистыми или просто щелочными.

Во вторую группу входят породы, содержащие в качестве основных минералов апатит, магнетит, форстерит, хондродит, шпинель, слюду, а также некоторые количества кальцита. По насыщенности магнезиальными минералами они тяготеют к образующимся вслед за ними магнезиальным карбонатитам, для которых характерны те же минералы, а также tremolит и бруцит. Магнезиальные карбонатиты составляют третью группу пород.

Карбонатиты четвертой группы в некоторой степени сочетают признаки щелочных и магнезиальных карбонатитов. Карбонатиты этой группы содержат те же минералы, что и карбонатиты первой группы, но наряду с ними - также щелочной амфибол типа магнезио-арфведсонита, более магнезиальную слюду типа флогопита и имеют несколько повышенное содержание магния в карбонате.

Таким образом выделяются следующие группы:

- натрово-железистые (щелочные) карбонатиты,
- апатит-магнетитовые породы,
- магнезиальные карбонатиты,
- щелочномагнезиальные карбонатиты.

В пределах каждой группы насчитывается довольно большое количество разновидностей, выделяющихся по составу, текстурам и структурам, характеру контактов и контактных взаимодействий с вмещающими породами.

Натрово-железистые (щелочные) карбонатиты

Натрово-железистые кальцитовые карбонатиты характеризуются присутствием в них в тех или иных количествах минералов, обогащенных железом и натрием: пироксенов, относящихся по составу к эгириин-диопсидам, железистого биотита, канкринита и альбита. Кроме того, эти минералы характеризуются той же степенью насыщенности кремнеземом, что и вмещающие породы. Натрово-железистые кальцитовые карбонатиты могут быть разделены на две группы.

Карбонатиты первой группы образуются по пироксен-слюдистым породам, канкринитизированным пироксен-слюдистым породам, ийолитам и сиенитам без резкого качественного изменения минерального состава. Контакты с вмещающими породами постепенные: можно проследить все переходы от слабой карбонатизации до почти чистого карбонатита. Минералы карбонатита по составу отвечают минералам вмещающих пород (пироксен-слюдистых, с канкринитом и т.д.). Силикатные и алюмосиликатные минералы этих карбонатитов унаследованы целиком от вмещающих пород и присутствуют в реликтах, сохранившихся от растворения. По-видимому, там нет ни новообразований, ни даже перекристаллизованных минералов.

Натрово-железистые карбонатиты второй группы также содержат натриевые и железистые минералы (по крайней мере железистый биотит и пироксен, близкий к эгирину). Но эти минералы – явные новообразования карбонатитов. Взаимоотношения этих карбонатитов с вмещающими силикатными породами неясны. Возможно, что натрово-железистые карбонатиты второй группы – результат перекристаллизации и дальнейшего развития карбонатитов первой группы.

Натрово-железистые карбонатиты первой группы

Эти породы по минеральному составу приблизительно отвечают породам, с которыми они соседствуют. Для примера ниже приведены описания нескольких разновидностей.

Пироксен-биотитовые карбонатиты отличаются от пироксен-слюдистых пород только по содержанию значительных количеств кальцита. Минеральный состав: кальцит (50–90%), пироксен, биотит, апатит, сфен, титаномагнетит. Пироксен расположен среди карбоната в разрозненных призмах и бесформенных зернах. Реже пироксен замещается кальцитом по трещинкам так, что среди кальцита присутствует несколько реликтов, относящихся к одному большому зерну. Состав и свойства пироксена колеблются в тех же пределах, что и в пироксен-слюдистых породах: от близкого к диопсиду до зеленого эгириин-диопсида. Биотит образует темно-бурые изъеденные пластинки. Титаномагнетит, апатит и сфен без изменения остаются от пироксен-слюдистых пород.

Пироксен-биотитовый карбонатит с роговой обманкой и канкринитом также соответствует силикатной вмещающей породе. Минеральный состав (в объемн. %): кальцит 60, биотит 15, канкринит 10, пироксен 7, роговая обманка 8. В качестве акцессорных присутствуют апатит, сфен, циркон и иногда магнетит.



Фиг. 49. Пироксен-биотитовый карбонатит с альбитом (пироксен-кальцитовая порода)

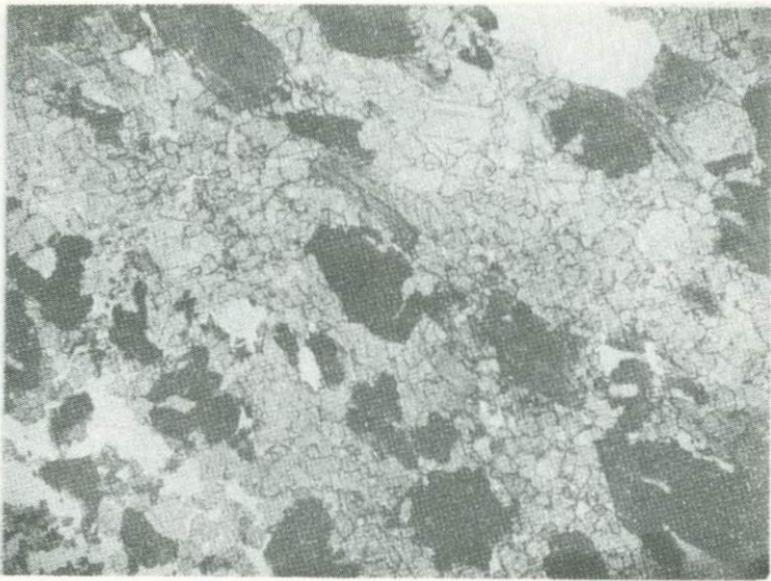
Прозр. шлиф 131, увел. 30 при одном николе

В качестве акцессорных присутствуют апатит, сфен, циркон и иногда магнетит.

Кальцит образует изометричные многоугольные зерна размером от 1–2 до 5 мм с полисинтетическими двойниками по многим направлениям. Иногда пойкилитически включает зерна пироксена, биотита и других минералов. Пироксен интенсивно-зеленый; присутствует либо в крупных, длиной более 5 мм призмах либо в неправильных рассеянных зернах. Биотит темно-бурого цвета, образует пластинки размером 0,5–1 мм, либо разбросанные среди кальцита, либо в срастании с пироксеном. Роговая обманка тесно ассоциирует с пироксеном. Она густо окрашена и имеет плеохроизм по Ng голубовато-серо-бурый, зеленовато-бурый, по Np – светло-бурый, $c:Ng = 35^\circ$, $2V = -60^\circ$, сильная дисперсия угасания. Канкринит встречается в отдельных зернах и агрегатах зерен среди кальцита. По спайности содержит множество рудных тонких пластинчатых включений. Апатит и циркон встречаются в округлых зернах, а зерна сфена дают в разрезе острые ромбы и имеют простые двойники.

Структура породы неравномернозернистая, местами пойкилитовая.

Пироксен-биотитовый карбонатит с полевыми шпатами и канкринитом – довольно распространенная разновидность натрово-железистых карбонатитов (фиг. 49). Иногда вместо отдельных зерен альбита и канкринита среди кальцита встречаются реликтовые участки альбитового или канкринит-альбитового агрега-



Фиг. 50. Биотитовый карбонатит

Черное и темно-серое — биотит-кальцит; прозр. шлиф 194,
увел. 10 при одном николе

та. Соотношения перечисленных минералов самые различные. Важно отметить постоянное присутствие в карбонатитах с канкринитом и альбитом в качестве акцессорного минерала циркона (что характерно и для аналогичных разностей пироксен-слюдистых пород). Другими акцессориями являются сфен, апатит и магнетит (или титаномагнетит).

Биотитовый карбонатит с канкринитом и альбитом имеет равномерную зернисто-пластинчатую структуру. Минеральный состав (объемн. %): кальцит — 70, биотит — 20, канкринит — 5, альбит — 5. Кальцит образует неправильно-вытянутые зерна с двойниками размером 0,5–2 мм. Биотит бурый, встречается в пластинках размером 1–2 мм, пластинки ориентированы субпараллельно. Альбит и канкринит образуют равномерно рассеянные среди кальцита зерна (0,5–1 мм). Текстура ориентированная.

В другом месте карбонатит сходного минерального состава имеет очень неравномерно-зернистую структуру. Биотит образует крупные (до 5 мм) пластины, альбит — резорбированные зерна, сильно варьирующие по размеру (от 0,5 до 4 мм). Текстура породы такситовая.

Встречаются также биотитовые карбонатиты, не содержащие других силикатных минералов (фиг. 50), а также альбит-канкринитовые карбонатиты без биотита. Последние ничем другим, кроме отсутствия биотита, от описанных карбонатитов не отличаются. В качестве акцессорных минералов обычно присутствуют циркон, апатит, сфен и др.

Натрово-железистые карбонатиты второй группы

Эти карбонатиты отличаются от предыдущих отсутствием четкой связи с вмещающими породами и тем, что силикатные минералы там являются новообразованными, а не реликтами. Здесь описываются две разновидности таких пород: биотитовые и эгириновые карбонатиты.

Биотитовые карбонатиты (второй группы) встречены недалеко от устья ключа Кедрового. Они по структуре хорошо отличаются от других карбонатитов. Это белая грубозернистая порода с крупными, но тонкими пластинами черного биотита. Кроме биотита (около 20%) и кальцита (80%), присутствуют только аксессорные минералы: магнетит (титаномагнетит?) и апатит.

Кальцит образует зерна разных размеров (от 0,5–1 мм до 2–3 см). Сдвойникован полисинтетически. Биотит в пластинках толщиной 2–3 мм и диаметром до 1–2 см; он зеленовато–бурого цвета с резким плеохроизмом. $n_g = n_m = 1,610$. Иногда пластины биотита имеют угловатую форму, как бы заполняя промежутки между крупными кристаллами кальцита. Магнетит встречается в неправильных зернах, сгруппированных в пластинчатые агрегаты или цепочки зерен. Пластинки биотита в ограниченных участках карбонатита расположены параллельно одна другой, в соседнем участке пластины также взаимно параллельны, но имеют другое направление. Крупные кристаллы кальцита, ориентировка и размеры пластин биотита придают этому карбонатиту пегматоидный облик. Пластинчатые агрегаты магнетита ориентированы согласно с биотитом. Апатит встречен в округлых мелких (до 0,5 мм) зернах.

Другой разновидностью биотитового карбонатита являются породы с очень характерной мозаичной структурой кальцитового агрегата. Этот карбонатит сложен полупрозрачным кальцитом, образующим изометричные многогранные зерна размером 3–5 мм. Между зернами расположены мелкие черные пластинки биотита. Так как этот карбонатит сложен выпуклыми "многогранниками" кальцита, плохо связанными один с другим, он очень легко рассыпается на отдельные "многогранники". При легком действии выветривания он сразу превращается в дресву. В качестве аксессорных он также содержит магнетит и апатит.

Эгириновые карбонатиты распространены гораздо меньше. Эгирин в них является новообразованием, так как ни в каких силикатных породах такого эгирина нет. Порода состоит на 95–98% из кальцита. Эгирин образует тонкие призмы; он окрашен в бледно–зеленый цвет и имеет очень слабый, почти незаметный плеохроизм: по N_p бледно–зеленый, по N_g бледно–желтый, $c:N_p = 0-1$, $2V = -70^\circ$, сильная дисперсия ($r > v$). Иногда в этих породах встречаются очень темный бурый биотит и альбит. В нескольких местах видно, что обычный для карбонатитов первого типа эгирин–диопсид по периферии замещается чистым бесцветным эгирином. Иногда там появляется синий щелочной амфибол.

Апатит-магнетитовые породы

Апатит-магнетитовые породы являются предкарбонатитами (Глаголев, 1962) в том смысле, что их образование предшествует образованию магнезиальных карбонатитов. Обе породы часто пространственно приурочены одна к другой. Магнезиальные карбонатиты тесно ассоциируют с апатит-магнетитовыми породами.

Апатит-магнетитовые породы, образующиеся по пироксен-слюдистым породам, имеют следующую зональность (от внешних зон к внутренним):

- 0) пироксен-слюдистые породы (исходные),
- 1) диопсид-флогопитовая зона с апатитом,
- 2) форстерит-флогопитовая зона с апатитом,
- 3) форстерит-флогопитовая зона с магнетитом и апатитом,
- 4) апатит-магнетитовая зона,
- 5) апатитовая зона.

1. Диопсид-флогопитовые породы с апатитом и магнетитом отличаются от обычных для массива пироксен-слюдистых пород прежде всего магнезиальным характером пироксена и слюды и несколько другим набором акцессорных минералов.

Таблица 38

Пироксен из внешней зоны апатит-магнетитовых пород

Компоненты	Вес. %	Атомн. числа	Атомн. числа по группам
SiO ₂	53,54	1,95	
TiO ₂	0,36	0,01	1,00
Al ₂ O ₃	0,54	0,02	
Fe ₂ O ₃	0,68	0,02	
FeO	1,80	0,06	
MnO	0,19	0,01	1,01
MgO	17,19	0,94	
CaO	25,47	0,99	1,01
Na ₂ O	0,21	0,02	
K ₂ O	0,06	-	-
H ₂ O ⁻	0,04	-	-
H ₂ O ⁺	0,06	-	-
Сумма	100,14		

$n_g = 1,700$, $n_m = 1,683$, $n_p = 1,674$, $cNg = 42^\circ$, $2V = 61^\circ$, удельный вес 3,29, бесцветен, аналитик Е.И.Ломейко.

Таблица 39

Флогопит из внешней зоны апатит-магнетитовых пород

Компоненты	Вес. %	Атомн. числа	Атомн. числа по группам
SiO ₂	41,60	2,98	
TiO ₂	0,43	0,02	3,00
Al ₂ O ₃	11,00	0,83	0,93
Fe ₂ O ₃	2,46	0,13	
FeO	3,92	0,23	
MnO	0,16	0,01	3,18
MgO	26,28	2,81	
CaO	Сл.	-	-
Na ₂ O	0,56	0,08	
K ₂ O	9,74	0,90	0,98
Pb ₂ O	0,04	-	-
H ₂ O ⁻	0,06	-	-
H ₂ O ⁺	2,97	1,42	
F	1,09	0,24	1,66
Сумма...	100,31	-	-
- O = F ₂	-0,46		/
Сумма...	99,85	-	-

$n_g \approx n_m = 1,592$, удельный вес 2,85, бесцветен или бедно-зеленый, аналитик Т.М.Митюшина.

Диопсид очень светлый, почти бесцветный. Его химический состав и свойства даны в табл. 38. Железистость отвечает содержанию геденбергитовой составляющей (7,4%). Размер его зерен может не отличаться от такового в пироксен-слюдистых породах; но встречаются местами зоны, где и диопсид и флогопит находятся в крупных (10–20 см) кристаллах и пластинах. Часто в диопсиде наблюдается по трещинкам спайности множество рудных включений, что можно объяснить "сбрасыванием" железа в рудные минералы при изменении состава пироксена в магнезиальную сторону.

Флогопит в этой зоне значительно более светлый, чем в обычных пироксен-флогопитовых породах. Плеохроизм слабый: по N_g светло-зеленовато-бурый, по N_p светло-розовато-бурый или бесцветный. Химический состав и свойства флогопита даны в табл. 39. Железистость флогопита 11,4%.

Апатит встречается в переменных количествах, иногда в довольно больших. Чаще всего он образует зернистые агрегаты. К скоплениям апатита приурочены редкометальные минералы. Аксессорные минералы — сфен и магнетит — вероятно, сохраняются от пироксен-слюдистых пород; к ним добавляются еще перовскит, бадделеит и пирохлор (гатчегтолит?). Перовскит приурочен к титаномагнетиту.

Сporadически в этих породах появляется форстерит.

2. Форстерит-флогопитовые породы с апатитом и магнетитом представляют основную разновидность апатит-магнетитовых пород (фиг. 51). Количественный минеральный состав изменчив. Главными минералами являются форстерит, флогопит, апатит и магнетит. В разных случаях каждый из них может быть преобладающим минералом. Ниже приводятся описания двух образцов, характерных для этих пород.

Равномернозернистая форстерит-флогопитовая порода имеет следующий минеральный состав (в объемн. %): флогопит — 40, форстерит — 30, магнетит — 20, перовскит — 5, апатит — 5. Форстерит образует зерна продолговатой формы с неправильными очертаниями размером 1–1,5 мм. Прозрачен, имеет множество тонких рудных включений по спайности. Показатели преломления даны в табл. 40. Флогопит образует пластины приблизительно такого же размера, что и зерна форстерита. Либо бесцветен, либо бледно-розовый со слабым обратным плеохроизмом. Железистость этого фло-



Фиг. 51. Апатит-форстеритовая порода с небольшими количествами магнетита (черное) и флогопита (пластины со спайностью). Форстерит образует изометричные зерна в зернистой массе апатита

Прозр. шлиф 63б, увел. 10 при одном николе

Таблица 40

Показатели преломления и определенный по диаграммам (Дир и др., 1965) состав оливина из апатит-магнетитовых пород

№ обр.	n_g	n_p	Mg_2SiO_4 , %	Fe_2SiO_4 , %
392	1,686	1,650	92-93	7-8
391	1,688	1,656	89-91	9-11
323	1,674	1,647	95-97	3-5
440	1,692	1,659	87-89	11-13

пита - 10-12%. По краям некоторых пластин развивается в виде узкой прерывистой каймы темно-красный тетраферрифлогопит (Римская-Корсакова, Соколова, 1964).

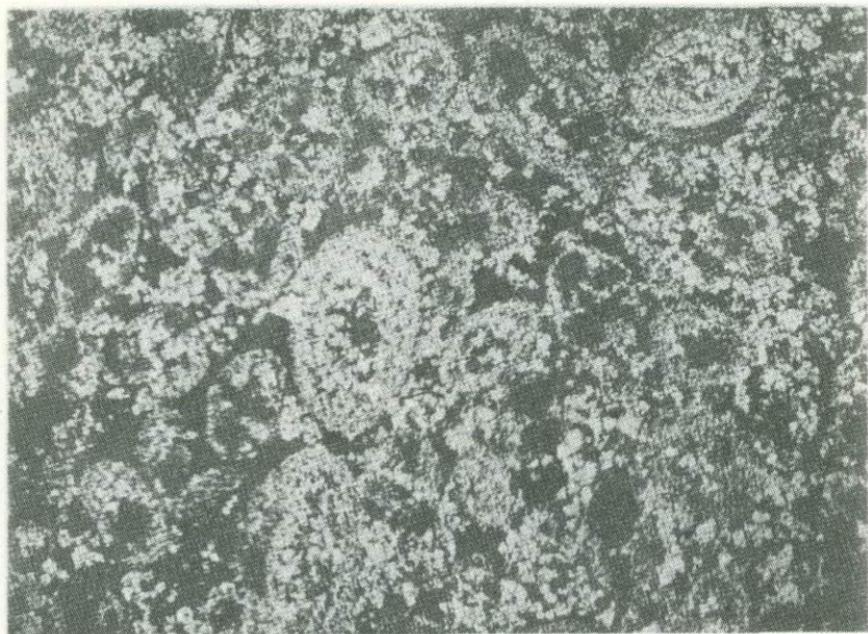
Магнетит присутствует в мелких (0,3 мм) неправильных зернах, расположенных между зернами других минералов, перовскит - приблизительно в таких же или более мелких зернах. Он приурочен к титаномагнетиту, развиваясь, вероятно, за счет ильменита. Структура равномернозернистая, текстура массивная. По расположению зерен магнетита структура напоминает сидеронитовую.

Наиболее обычная крупнозернистая форстерит-флогопит-апатитовая порода состоит из следующих минералов (в объемн. %): апатита - 60, магнетита - 15, форстерита - 15, флогопита - 10. В качестве акцессорных присутствуют бадделеит и гатчеттолит. Апатит образует зернистые скопления (размер зерен 1-2 мм), цементирующие остальные минералы. Магнетит представлен неправильными зернами размером до 4 мм, часто содержащими включения. Форстерит образует изометричные зарна размером 0,5-2 мм. Абсолютно бесцветный флогопит встречается в неправильных пластинках. Гатчеттолит и бадделеит часто образуют взаимные сростки.

Иногда эти породы бывают еще более крупнозернистыми. Размер зерен магнетита и форстерита достигает 1-2 см.

В апатит-магнетитовых породах иногда присутствуют минералы, которые, как кажется, связаны с наложением более позднего процесса карбонатизации. Это кальцит, тремолит и хондродит. Последний обычно развивается по форстериту с периферии зерен. Местами в апатит-магнетитовых породах с небольшим количеством кальцита или без него форстерит почти целиком замещен хондродитом.

3. Шпинельсодержащие форстерит-апатитовые породы отличаются от предыдущих присутствием зеленой шпинели. Эти породы не имеют широкого развития. Шпинель присутствует в количестве не более 5-10%. Она образует октаэдры размером 0,2-0,5 мм, дающие квадратные, ромбические и более сложные многоугольные сечения. Шпинель в качестве включений содержит зерна магнетита и апатита. Аксессорные минералы - бадделеит и пирохлор.



Фиг. 52. "Овощная" структура магнетит-апатитовой породы

Отраженный свет, полир. шлиф 325а, увел. 8, светлое — магнетит, темное — апатит, форстерит, кальцит и др.

В одном месте массива Арбарастих встречена интересная с точки зрения структуры форстерит-апатитовая порода со шпинелью. Порода сложена "овощами" круглой или эллипсовидной формы. Они имеют грубоконцентрическое сложение с чередованием зон магнетита и хондрита (фиг. 52). Размер "овощей" — от 1,5 до 3 мм. Чем вызвано образование такой овощной структуры, пока неясно.

4. Апатит-магнетитовые породы хотя бы в небольшом количестве содержат форстерит или слюду. Они занимают отдельные небольшие участки среди более обычных форстеритсодержащих пород.

5. Мономинеральные апатитовые породы представляют собой редкое явление, хотя небольшие (не более 20 см мощности) зоны этих пород можно наблюдать. Однако тенденция к апатитовой мономинеральности наблюдается во многих местах.

Химический состав апатит-магнетитовых пород (магнезиальных апатититов) характеризуют анализы табл. 41.

Таким образом, в большинстве случаев апатит-магнетитовые породы сложены апатитом, форстеритом, флогопитом и магнетитом. В других массивах ультраосновных щелочных пород наблюдаются карбонатиты, имеющие очень близкий минеральный состав, только апатит заменен частично или полностью кальцитом. На этом основании некоторые исследователи (Гинзбург, Эштейн, 1968; Пожарская, Эп-

Таблица 41

Химический состав апатит-магнетитовых пород Арбаратхского массива (в вес. %)

№ обр.	134-1	134-2	127-А	26-А	57-А	4-А
SiO ₂	31,90	30,70	21,36	6,97	9,31	4,40
TiO ₂	1,15	1,15	2,10	1,15	1,00	0,87
Al ₂ O ₃	1,15	3,47	2,10	1,64	6,01	1,34
Fe ₂ O ₃	5,57	9,01	22,10	44,11	18,24	28,84
FeO	3,38	1,52	10,81	15,77	7,71	9,70
MnO	0,22	0,18	0,55	0,81	0,41	0,54
MgO	12,40	13,01	24,10	12,31	8,16	10,73
CaO	28,00	27,96	7,00	8,30	21,11	21,18
Na ₂ O	0,60	0,87	0,07	0,18	1,19	0,13
K ₂ O	0,46	1,03	2,40	0,27	0,83	0,07
H ₂ O ⁻	Не обн.	Не обн.	0,16	0,10	Не обн.	0,08
H ₂ O ⁺	0,88	0,37	0,90	0,57	0,05	1,62
CO ₂	3,10	1,22	(1,5)	1,48	Не обн.	(5,5)
P ₂ O ₅	8,59	9,10	3,93	5,82	20,08	11,86
F	0,56	1,04	0,80	1,35	1,02	0,90
П.п.п.	-	-	1,65	-	-	5,62
Сумма	97,96	100,63	100,03	100,65	100,12	98,51
- O = F ₂	0,23	0,42	0,34	0,57	0,42	0,38
Сумма . .	97,73	100,21	99,69	100,08	99,70	98,13

134-1 – апатит-форстерит-диопсидовая порода среднезернистая из жилы, лаборатория ГГП; 134-2 – апатит-диопсид-форстеритовая порода крупнозернистая, вмещающая жилу, лаборатория ИМГРЭ; 127-А – апатит-магнетит-флогопитовая порода мелкозернистая, полосчатая, лаборатория ГГП; 26-А – магнетит-форстеритовая порода пегматоидная, лаборатория ИМГРЭ; 57-А – магнетит-хондрит-апатитовая порода среднезернистая, лаборатория ИМГРЭ; 4-А – кальцит-апатит-магнетит-форстеритовая порода среднезернистая флюидально-полосчатая, данные А.Г.Жабина, лаборатория ГГП.

штейн, 1964; Пожарицкая, 1966) относят апатит-магнетитовые породы к внешним зонам карбонатитов. Однако на Арбаратхском массиве процессы апатитизации и карбонатизации разделяются довольно четко, в связи с чем считать их одним процессом нет оснований. Кроме того, в породах Арбаратхского массива проявление апатитизации начинается задолго до проявлений карбонатизации, еще совместно с флогопитизацией пироксеновых пород.

Магнезиальные карбонатиты

Магнезиальные карбонатиты составляют группу наиболее распространенных и продуктивных в отношении редкометальной минерализации карбонатитов. Эти карбонатиты приурочены в основном к центральной части массива Арбаратх и часто развиваются по апатит-магнетитовым породам. При развитии карбонатитов по пироксен-слюдистым породам наблюдается следующее чередование зон:

- 0) пироксено-слюдистая (исходная) порода,
- 1) актинолито-флогопитовая зона с кальцитом,
- 2) хондродито-флогопитовая зона с кальцитом,
- 3) брусито-кальцитовая зона,
- 4) кальцитовая зона.

Контакты карбонатитов этого типа с пироксен-слюдистыми породами резкие. Пироксен на непосредственном контакте с карбонатами замещается полностью актинолитом. Во многих местах видно, что первая и вторая зоны непременно присутствуют в приконтактовых частях карбонатитов. Зоны имеют различную мощность. Иногда они все укладываются целиком в одном обычном прозрачном шлифе, но иногда разрастаются до мощности в несколько метров.

1. Актинолит-флогопитовый карбонатит на контакте с пироксен-флогопитовой породой выглядит узкой (часто 0,5–2 см) зоной, состоящей из длинных однообразно ориентированных призм актинолита пластин измененного флогопита, оставшихся от вмещающей породы, и зерен кальцита. Призмы актинолита направлены перпендикулярно контакту и имеют длину от 0,5 до 10 мм. Дальше от контакта призмы не имеют строгой ориентировки и часто располагаются параллельно контакту. Актинолит обычно бесцветен и, судя по показателям преломления ($n_g = 1,631$, $n_p = 1,612$), близок к tremolиту. Флогопит в самой близкой к контакту части наследуется от вмещающих пород. Бурый железистый флогопит пироксен-слюдистых пород становится более светлым и магнезиальным. Часто внутри пластин сохраняется еще реликт железистого флогопита. Иногда в магнезиальной слюде по спайности наблюдаются пластинчатые вrostки железорудных минералов.

На контакте с нефелинизованными и альбитизированными пироксен-слюдистыми породами, ийолитами и сиенитами в карбонатитах появляется характерная зона небольшой мощности (30–60 см),ложенная почти целиком тонкочешуйчатым светлым флогопитом и кальцитом в разных количествах. Нефелина, каикринита или альбита в магнезиальных карбонатитах никогда не встречается. Эти минералы на непосредственном контакте с карбонатитами замещаются тонкочешуйчатым флогопитом. Далее от контакта количество флогопита уменьшается и начинает преобладать кальцит. Сразу же близ контакта, вероятно одновременно с актинолитом и флогопитом, появляется пирохлор. Он образует, как обычно, мелкие октаэдры или не-

правильные зерна. В отличие от пирохлора магнетит-апатитовых пород он светло-желтый.

На контактах карбонатитов с апатит-магнетитовыми породами тремолитовой зоны не возникает. Исключения составляют те случаи, когда в апатит-магнетитовых породах в качестве реликтов остается диопсид. Тогда он замещается тремолитом. Признаков замещения форстерита тремолитом не наблюдалось.

Актиноолит-флогопитовые карбонатиты встречаются не только в виде узкой зоны, иногда они занимают значительные объемы. Здесь уже количество актиноолита и флогопита невелико. Актиноолит образует длинные призмы, ориентированные субпараллельно полосчатости карбонатита. Флогопит является, вероятно, целиком новообразованием. Он бесцветен или красный с обратным плеохроизмом (тетраферри-флогопит). Присутствуют в небольших количествах апатит, магнетит и пирохлор.

Форстеритовый карбонатит устанавливается обычно среди поля распространения форстеритовых пород с апатитом и магнетитом. Он состоит из кальцита, форстерита, слюды, магнетита, апатита, иногда содержит примесь тремолита. Из аксессорных минералов обычны гатчеттолит в темных мелких кубооктаэдрических кристаллах, бадделеит, часто в срастаниях с гатчеттолитом и вдоль контактов, иногда кальциртит. Карбонатит имеет неравномернозернистую структуру и преимущественно полосчатую текстуру, которая обусловлена чередованием "слоев", состоящих из кальцита с примесью апатита, магнетита и форстерита, и "слоев", состоящих из апатита, магнетита и форстерита с примесью кальцита. Простиранье полосчатости согласно с простиранием тела карбонатитов. Структура является черавномернозернистой, что связано с чередованием полос с гранобластовой структурой (присущей кальцитовому агрегату и внутренним частям полос апатит-магнетит-форстеритового состава) и крустификационно-друзовой (на границах между перечисленными полосами).

В наиболее лейкократовых разновидностях распределение вкрапленных апатита, магнетита и форстерита становится сравнительно равномерным, текстура массивной, а структура гранобластовой, среднезернистой. Однако в штуфах, особенно на выветрелых поверхностях, хорошо заметно, что первоначально порода была образована крупнокристаллическим агрегатом пластинчатых зерен кальцита, в интерстициях которых располагались более мелкозернистые апатит, магнетит и форстерит. Впоследствии крупнокристаллический каркасный агрегат кальцита был земещен среднезернистым гранобластовым агрегатом.

2. Хондродит-флогопитовый карбонатит – наиболее типичная разновидность магнезиальных карбонатитов (фиг. 53). Некоторые исследователи, занимающиеся карбонатитами, считают, что хондродит развивается только по оливину и самостоятельного значения не имеет. По нашим наблюдениям, хондродит может образоваться в породе, в которой форстерита и не было.



Фиг. 53. Магнезиальный карбонатит с хондродитом (округлые зерна с двойниками) и пирохлором (темные, квадратные и ромбические разрезы)

Прозр. шлиф 031, увел. 30, николи ×

На контакте с пироксен-слюдистыми породами в карбонатитах сразу же следом за актинолит-флогопитовой зоной идет хондродит-флогопитовая. Она состоит из тонкозернистого желтого хондродита и флогопита, чаще всего розового или красного с обратной схемой абсорбции. Здесь хондродит, несомненно, образовался за счет изменения tremolita.

Если карбонатит развивается по алюмосиликатной породе, то сразу же за флогопитовой зоной (с небольшим количеством или без tremolита) развивается хондродитовая зона. В этом случае хондродит образуется за счет флогопита.

При карбонатизации апатит-магнетитовых пород с форстеритом последний обычно переходит в хондродит. Переход иногда начинается раньше появления кальцита в апатит-магнетитовой породе. В крупных зернах превращение форстерита в хондродит может проходить лишь частично: в центре зерен остаются реликты форстерита.

Как было уже сказано, хондродит-флогопитовые карбонатиты – наиболее распространенная разновидность магнезиальных карбонатитов. Они слагают крупные тела почти целиком. Ниже приводится описание типичного карбонатита этого вида. Минеральный состав

(в объемн. %): кальцит — 60–90, апатит — 5–10, флогопит — 2–10, хондродит — 2–10, магнетит — 5–20. Аксессорные: пирохлор, пиротин, халькопирит, иногда сфалорит.

Кальцит встречается в зернах разного размера (существуют как мелкозернистые, так и крупнозернистые разновидности этих карбонатитов). Имеет многочисленные полисинтетические двойники. Апатит представлен отдельными зернами или призмами, но иногда встречается в виде агрегата зерен с темным пирохлором, бадделеитом, магнетитом и хондродитом. Надо думать, что эти агрегаты — незамещенные карбонатом участки апатит–магнетитовой породы. Флогопит образует неправильные пластинки и чешуйки. Магнетит либо представлен отдельными правильными кристаллами, неправильными зернами различных размеров, либо входит в состав апатитовых агрегатов.

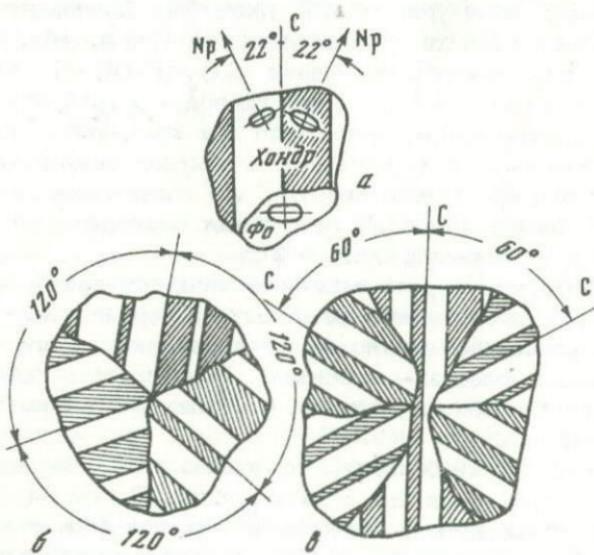
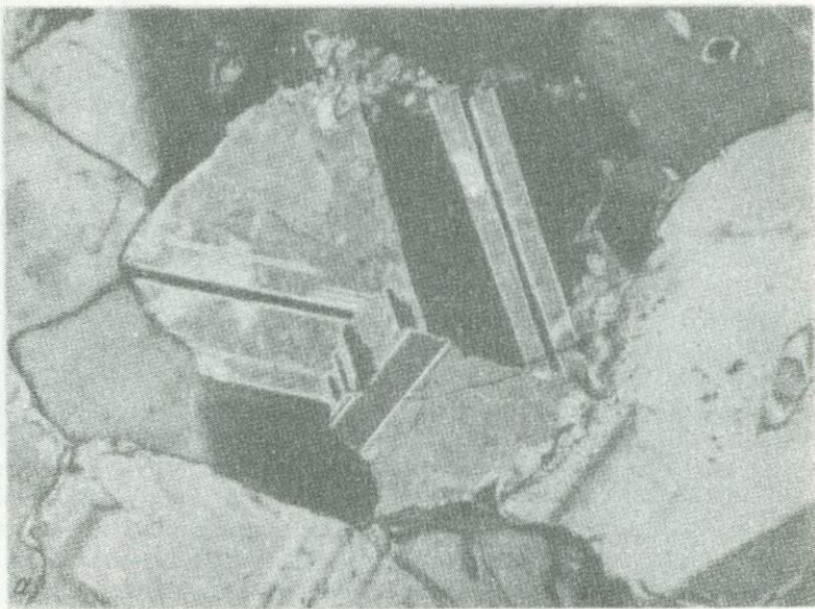
Хондродит образует изометричные зерна разного размера (0,5–4 мм) с неправильными очертаниями или радиальнолучистые и спонговидные закономерные сростки (фиг. 53). Сросшиеся секторы полисинтетически сдвоены по плоскости (100) и имеют извилистые взаимные границы. Измерение на федоровском столике показали, что оси оптических индикаторов Ng всех индивидуумов двойников во всех секторах совпадают друг с другом. Кристаллографические оси \subset членов сростка (и совпадающие с ними двойниковые оси) образуют между собой углы в 120° (фиг. 54). Составы и свойства двух разновидностей хондродита представлены в табл. 42 и 43. Важное для группы гумитов соотношение $SiO_2/(F+OH+O)$ для первой разновидности равно 4:3,68, а для второй — 4:4,05, что довольно близко к теоретическому отношению для хондродита: 4:4. Пересчет обеих разновидностей на конечные члены дал результаты, представленные в табл. 44. Можно сказать, что содержание гидроксил-хондродита составляет 48 мол. % от состава минерала (для первой разновидности), а фтор-хондродита — 37%.

Рентгеновскими определениями отмечается также присутствие в некоторых карбонатитах клиногумита и норбергита.

Структура породы зернистая; текстура чаще всего полосчатая, а в отдельных полосах — массивная. Полосчатость создается чередованием слоеподобных участков, имеющих разный количественно-минеральный состав.

3. Бруситовые карбонатиты нетипичны для Арбаратской машины. Они встречены всего в двух местах. В первом случае этот карбонатит с апатитом и магнетитом. Брусит образует удлиненные пластинки размером до 3–5 мм среди более мелкой карбонатной массы (фиг. 55). Пластинки ориентированы беспорядочно. Содержание брусита в породе около 20%. Брусит одноосный отрицательный, $Np = 1,540$, подтвержден рентгенограммой.

В другом случае в состав карбонатита, кроме кальциита, входят апатит, магнетит, хондродит, брусит и реликты оливинина. В качестве аксессорных присутствуют бадделеит, пирохлор, шпинель. Оливин, шпинель и бадделеит, вероятно, унаследованы от апатит–магнетито-



Фиг. 54. Схема, поясняющая особенности развития (а) хондродита (хондр) по форстериту (Фо) и закономерности строения (б, в) зерен хондродита, и фотография шлифа с хондродитом

Увел. 30, с анал.

вой породы, по которой развился данный карбонатит, хондродит остался от предыдущей зоны и замещается пластинками брусита. Брусита в породе немного — около 2–3%. Пирохлор приурочен к скоплениям апатита.

4. Кальцитовые мономинеральные карбонатиты появляются довольно часто в отдельных участках других карбонатитов, а также

Таблица 42

Состав и свойства хондрита из карбонатитов
(первая разновидность)

Компоненты	Вес. %	Атомн. числа	Атомн. числа по группам
SiO ₂	33,60	1,99	1,99
TiO ₂	1,77	0,08	
Al ₂ O ₃	0,15	-	
Fe ₂ O ₃	0,56	-	1,00
MgO	52,57	4,63	
MnO	0,77	0,04	
FeO	5,02	0,25	4,00
CaO	0,45	-	
Na ₂ O	0,13	-	
K ₂ O	0,02	-	
H ₂ O [—]	0,00	-	
H ₂ O ⁺	2,26	0,89	
F	4,36	0,81	1,70
P ₂ O ₅	0,51	-	
Сумма ...	102,17	-	-
— O = F ₂	-1,83		
Сумма ...	100,34	-	-

$Ng = 1,660$, $Nm = 1,637$, $Np = 1,626$, $2V = 72^\circ$, сильная дисперсия ($r > v$)
 $c:Np = 22^\circ$, удельный вес 3,21, плеохроизм по Ng и Nm бесцветный, по Np — интенсивно-желтый.

Примечание. Пересчет сделан по сумме $Mg + Mn + Fe + Ti = 5$ с учетом примеси апатита, аналитик П.Н. Ниссенбаум.

в виде маломощных жилоподобных тел. В них могут присутствовать как акцессорные апатит, магнетит, пирохлор, сульфиды и другие минералы, но встречаются и абсолютно мономинеральные разности, где, кроме кальцита, никаких минералов нет.

Три химических анализа магнезиальных карбонатитов помещены в табл. 45.

Таблица 43

Состав и свойства хондродита из карбонатита (вторая разновидность)

Компоненты	Вес. %	Атомн. числа	Атомн. числа по группам
SiO ₂	32,70	2,03	2,03
TiO ₂	0,26	0,01	
Al ₂ O ₃	0,37	-	
Fe ₂ O ₃	0,67	-	
MgO	53,24	{ 0,99 3,88 }	1,00
MnO	0,38	0,02	
FeO	1,46	0,06	3,96
CaO	3,04	-	
Na ₂ O	0,08	-	
K ₂ O	0,09	-	
H ₂ O-	-	-	
H ₂ O ⁺	2,93	1,20	
F	4,31	0,82	2,02
P ₂ O ₅	2,09	-	
Сумма...	101,62	-	-
- O = F ₂	-1,81		
Сумма...	99,81	-	-

$N_g = 1,642$, $N_m = 1,620$, $N_p = 1,610$, $2V = 70^\circ$, $c:N_p = 22^\circ$, удельный вес 3,14, бесцветный.

Примечание. При пересчете внесены поправки на примеси магнетита, апатита и флогопита. Расчет сделан по сумме $Mg+Mn+Fe+Ti+Si = 5$, аналитик П.Н.Ниссенбаум.

Таблица 44

Соотношение конечных членов в двух разновидностях хондродита (в мол. %)

Конечные члены	Разновидности	
	первая	вторая
$TiO_2 \cdot 2Mg_2SiO_4$	8	1
$MgF_2 \cdot Mg_2SiO_4$	6	2
$MgF_2 \cdot 2Mn_2SiO_4$	1	0,5
$MgF_2 \cdot 2Mg_2SiO_4$	37	37,5
$Mg(OH)_2 \cdot 2Mg_2SiO_4$	48	59,0



Фиг. 55. Магнезиальный карбонатит с бруситом (светлые пластинки)
Прозр. шлиф 371, увел. 10 при одном николе

Таблица 45

Химический состав магнезиальных карбонатитов (в %)

Компоненты	1027в*	1027д	22046
SiO ₂	9,24	6,17	1,27
TiO ₂	-	Сл.	0,05
Al ₂ O ₃	-	0,69	0,42
Fe ₂ O ₃	3,03	1,32	2,21
FeO	1,94	0,50	1,39
MnO	0,05	0,02	0,32
MgO	11,24	3,67	8,20
CaO	39,39	48,93	45,59
·Na ₂ O	0,24	0,38	0,24
K ₂ O	0,29	0,41	0,50
P ₂ O ₅	0,05	0,01	0,03
SO ₃	-	-	-
H ₂ O	-	Сл.	Сл.
П.п. п.	35,36	38,64	39,62
Сумма...	101,03	100,74	99,84

*Номер образца.

1027в – хондродитовый (с форстеритом) карбонатит, 1027д – флогопитовый карбонатит, 22046 – хондрит–флогопитовый карбонатит. Анализы проведены в химической лаборатории Южно-Якутской экспедиции ЯГУ.

Щелочно-магнезиальные карбонатиты

Эта разновидность карбонатитов изучена недостаточно и, возможно, в некоторых проявлениях не распознана или отнесена к группе натрово-железистых карбонатитов. Возрастные соотношения магнезиально-щелочных карбонатитов ясны только с натрово-железистыми карбонатитами: первые развиваются по последним. Как эти карбонатиты относятся к апатит–магнетитовым породам и магнезиальным карбонатитам, неясно. Необходимо отметить, что с одной из зон магнезиальных карбонатитов – с актинолитовыми и актинолит–флогопитовыми карбонатитами – магнезиально-щелочные карбонатиты имеют некоторое сходство и образуют постепенные переходы.

Эта разновидность кальцитовых карбонатитов может быть разделена на две группы: 1) щелочноамфибол–биотитовые и 2) щелочно-амфибол–канкринитовые (альбитовые) карбонатиты. Как видно из

названия этих групп, различие между ними заключается в следующем: во второй группе в карбонатитах сохраняются канкринит и альбит, а в карбонатитах первой группы эти минералы замещаются биотитом.

1. Щелочноамфибол-биотитовые карбонатиты, в которых неустойчивы эгириин-диопсид, канкринит и альбит, имеют значительное распространение. Они развиваются как по пироксен-слюдистым, так и по различным породам с канкринитом и альбитом. На контакте пироксен-слюдистой породы с карбонатитом эгириин-диопсид замещается щелочным амфиболом, а альбит и канкринит — биотитом (железистым флогопитом). Одновременно вместе с ними появляется карбонат. Вблизи контакта часто можно видеть реликтовые структуры, свидетельствующие об этих процессах. Иногда внутри зерен щелочного амфибала обнаруживаются реликты эгириин-диопсида.

Несколько дальше от контакта щелочноамфибол-биотитовые карбонатиты становятся равномернозернистыми. Минеральный состав количественно изменчив и представлен следующими минералами: кальцитом, биотитом (флогопитом), щелочным амфиболом, магнетитом, сфером, цирконом. В ряде случаев вместе с щелочным амфиболом встречается очень светлый эгириин с почти прямым угасанием.

Биотит (флогопит) образует разного размера неправильные чешуйки и пластинки. Окраска этой слюды различная: бурая и зеленовато-бурая разной интенсивности, иногда, особенно по краям пластин, красная с обратной схемой абсорбции. Там, где карбонатит развивается по существенно канкринитовой или существенно альбитовой породе, образуется зона сплошного биотита (флогопита) с небольшими вкраплениями кальцита. В биотите вокруг включений циркона наблюдаются оболочки резкого плеохроизма.

Щелочные амфиболов также несколько меняются от места к месту. Окраска их сильно различается по интенсивности от бледно окрашенных до довольно темных. Характер плеохроизма: Ng — светло-серый, Nm — фиолетовый, Np — зеленовато-голубой, $2V \rightarrow 0$ отрицательный, сложная дисперсия оптических осей, $c:Np = 28-32^\circ$, видна дисперсия угла угасания. Вероятно, существует переход к нормальному нещелочному актинолиту.

В других шлифах встречается более густо окрашенный щелочного амфибала с несколько отличающимся плеохроизмом: по Ng — зеленовато-голубой, по Nm — голубовато-серый, по Np — светло-серый, $c:Ng = 30^\circ$, $2V = -60^\circ$, дисперсия $r < v$ двупреломление (проблизительно) — 0,015. Этот амфибол похож на щелочную роговую обманку.

Магнетит, сфер и циркон встречаются в разных количествах, обычно менее 1%.

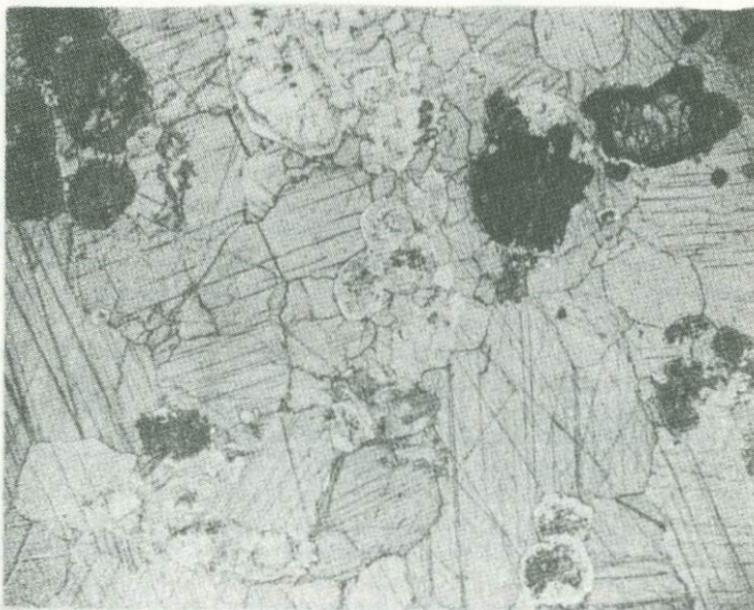
Структуры бывают различны: часто зернисто-призматическая или зернисто-пластинчатая. Текстура такситовая, неравномернозернистая.

2. Щелочноамфибол-канкринитовые (-альбитовые) карбонатиты отличаются от описанных выше присутствием канкринита или альбита,

если они развиваются по породам, содержащим эти минералы. Минеральный состав: кальцит, щелочной амфибол, биотит, альбит, канкринит, цеолиты; в качестве акцессорных обычны циркон, апатит, магнетит и сфен; часто присутствует пирохлор.

Для примера приведем описание одной из таких пород. Минеральный состав (в объемн. %): кальцит - 60, щелочной амфибол - 15, реликты эгирина-авгита - 5, альбита - 20. Аксессорные - сфен, апатит.

Кальцит образует зерна неправильной формы размером 3-5 мм с многочисленными двойниками. Щелочной амфибол развивается по зернам эгирина-диопсида. В некоторых зернах сохранились реликты пироксена. Местами отдельные призмы щелочного амфибала присутствуют среди карбонатной массы. Плеохроизм по N_p голубой, по N_m фиолетовый, по N_g желтый, $c:N_p = 26-30^\circ$. Сильная дисперсия угасания, $2V \approx 50^\circ$, отрицательный, сильная дисперсия ($r < v$). Размер пластин - 0,3-0,4 мм, размер агрегатов - псевдоморфоз по эгирию-диопсиду - до 1,5 мм. Альбит образует округлые с неровными границами зерна размером 1-2 мм. В некоторых зернах наблюдается зональность: внутреннее ядро, свободное от включений и без двойников, оболочка - часто с двойниками и включениями карбоната. Ориентировка в ядре и зонах приблизительно совпадает. Кроме того, альбит встречается в агрегатах мелких зерен. Сфен присутствует в неправильных корродированных зернах.



Фиг. 56 Альбит-щелочноамфиболовый карбонатит с реликтами пироксена

Проэр. шлиф 085, увел. 10 при одном николе

Структура породы зернистая, местами кокардовая. Текстура массивная (фиг. 56).

В этом типе карбонатитов встречается также густо окрашенная щелочная роговая обманка. В карбонатите она распределена равномерно и в виде целых призм, не похожих на приэмы роговых обманок, встречающихся в пироксен-слюдистой породе. Вероятно, она образовалась одновременно с карбонатитом.

В щелочно-магнезиальных карбонатитах наряду с кальцитом встречается в различных количествах доломит. Иногда он обогащает линзовидные участки в крупных телах кальцитовых карбонатитов.

Доломитовые карбонатиты

Чисто доломитовые карбонатиты образуют серии параллельных жил мощностью 10–15 см. Они распространены обычно в краевых частях ядра пироксеновых пород, в фенитах и фенитизированных гнейсах. Карбонатиты этого типа имеют плотное мелкозернистое сложение, массивную текстуру. Порода состоит из доломита, образующего агрегат изометричных зерен с неровными извилистыми границами. Из других минералов присутствуют единичные мелкие чешуйки флогопита и мелкие зерна сульфидов.

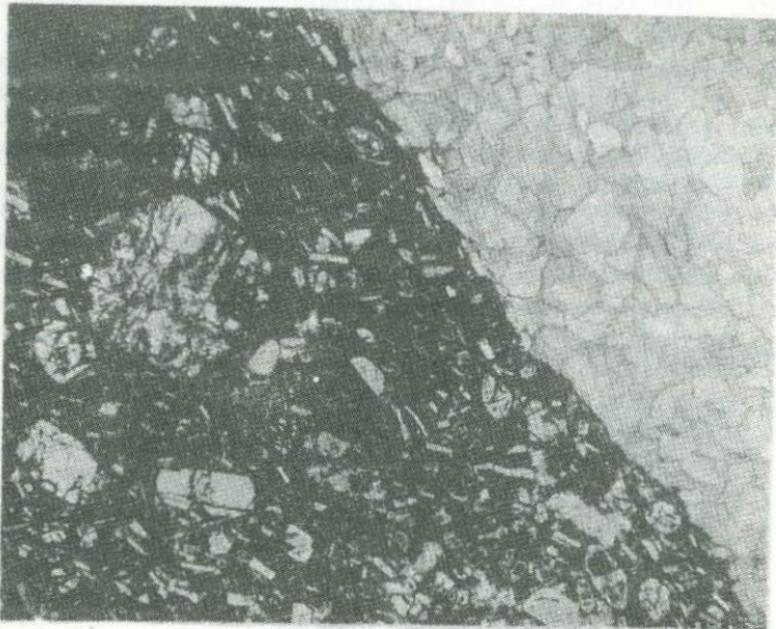
Анкеритовые карбонатиты

Образование анкеритовых карбонатитов и зон анкеритизации карбонатных пород связано с завершающими этапами процесса карбонатообразования. Маломощные жилы анкеритовых карбонатитов распространены на периферии массива и несут редкоземельную сульфидно-полиметаллическую и флюоритовую минерализацию. Структура крупнозернистая, текстура массивная с элементами кrustификационной и друзовой.

Вокруг жил анкеритовых карбонатитов, а иногда и независимо в кальцитовых карбонатитах и кальцифирах развиваются зоны анкеритизации мощностью до нескольких десятков метров. Минерализация зон анкеритизации сходна с минерализацией анкеритовых карбонатитов, хотя есть и различия.

КИМБЕРЛИТОВЫЕ ПОРФИРИТЫ

Кимберлитовые порфиры или кимберлитоподобные породы являются характерными составными частями многих щелочно-ультраосновных массивов. Геологические соотношения кимберлитовых порфириотов с другими породами массивов показывают их позднее образование. Маломощные (0,01–0,6 м) жилы кимберлитовых порфириотов с четкими, резкими и прямолинейными контактами (фиг. 57) секут почти все типы карбонатитов и содержат угловатые ксенолиты.



Фиг. 57. Контакт кимберлитового профириита с карбонатитом

Резкий четкий и прямолинейный контакт; видна приконтактовая зона без крупных вкрапленников; прозр. шлиф. 09а, увел. 10 при одном николе

Макроскопически это темно-серые и черные породы, в которых простым глазом видны округлые вкрапленники оливина и пластинки слюды.

В шлифах видно, что порода имеет порфировую структуру и состоит из основной массы и вкрапленников оливина и флогопита (фиг. 58). Основная масса сложена кальцитом, мелкими пластинками флогопита, магнетитом, серпентином, апатитом и перовскитом. Количественно-минералогические подсчеты на интеграционном столике ИСА помещены в табл. 46.

Кальцит в основной массе находится либо в неправильных различного размера (0,05–0,4 мм) зернах, либо в изометричных равноразмерных (0,5 мм) зернах, придающих основной массе мозаичную структуру; реже кальцит образует пластинчатые кристаллы, придающие базису трахитоидную структуру. Флогопит основной массы представлен мелкими пластинками и чешуйками. Чаще всего он розовый с обратной схемой абсорбции. Магнетит встречается в мелких (от 0,05 до 0,2–0,3 мм) кубических кристаллах, равномерно рассеянных в основной массе. Очень редко магнетит дает зерна до 2 мм. Перовскит присутствует в некоторых из жил. Он находится в срастаниях с магнетитом или в отдельных мелких (таких же, как магнетит)



Фиг. 58. Общая структура кимберлитового порфирита
Прозр. шлиф 108а, увел. 10 при одном николе

зернах. Перовскит темно-бурый, слабо анизотропный с полисинтетическими двойниками. Серпентин в основной массе, вероятно, образован по мелким зернам оливина, которых совсем не осталось. Он встречается в тонких чешуйках, образующих небольшие скопления. Апатит образует призмы размером 0,1–0,3 мм, реже более крупные изометрические зерна.

Таблица 48

Количественно-минеральный состав кимберлитовых порфиритов
(в пересчете на вес, %)

Минералы	108а	009	110	Среднее
Оlivин	23,76	20,71	19,71	21,40
Флогопит	17,22	10,44	10,25	12,59
Серпентин	16,47	12,81	11,40	13,54
Магнетит	12,19	16,80	13,88	14,30
Основная масса	30,36	39,24	44,76	38,17
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0

Вкрапленники оливина от 0,5 до 3,5 мм имеют вид удлиненных кристаллов с закругленными (оплавленными), реже с четкими углами. По периферии зерен наблюдается узкая кайма серпентина, наполненного тонкой рудной пылью. Гораздо реже встречаются зерна оливина, замещенного серпентином наполовину или полностью. Оливин в некоторых жилках замещен минералами группы клиногумита. Вкрапленники флогопита имеют вид толстых часто изогнутых пластин размером 1–1,5 мм, обычно со сглаженными углами. Характеризуются буроватой окраской и иногда зональностью: по периферии – флогопит с прямой схемой абсорбции, в ядре пластины – с обратной. Встречаются и противоположные соотношения.

Структура породы порфировая, текстура массивная. Структура основной массы неравномернозернистая, местами мозаичная.

Интересно, что жилы кимберлита в карбонатитах бывают менее 1 см мощности. Особого различия между кимберлитами в таких жилках и более мощных дайках не наблюдается. В тонких жилках становятся более заметными узкие зоны закалки (?). Они представляют собой зоны, лишенные вкрапленников, толщиной 0,5 мм и состоящие из крайне мелкозернистого карбоната с рудной пылью и мелкими чешуйками флогопита. Дальше от контакта порода представляет собой обычный кимберлитовый порfirит. Со стороны карбонатитов к контакту примыкают зерна кальцита, замутненные какими-то включениями в виде зоны мощностью 2,5–3 мм.

Жилы кимберлитового порfirита часто содержат ксенолиты карбонатитов размером 1–3 см, реже более. Обломки имеют угловатую форму, иногда разбиты трещинами и сдвинуты по ним. Жилы, содержащие ксенолиты, обогащены кальцитом в виде крупных зерен размером 1–2 мм (т.е. по размеру равных вкрапленникам) с двойниками. Иногда наблюдается обогащение и апатитом. Вероятно, это кристалл-ксенолиты из карбонатитов.

Резкие секущие контакты кимберлитовых порfirитов с карбонатитами, наличие ксенолитов последних в первых, а также небольшие зоны закалки свидетельствуют о более позднем внедрении кимберлитовых порfirитов по сравнению с образованием карбонатитов. Однако часть кимберлитов образована ранее карбонатитов и подверглась карбонатизации. Существуют почти полностью карбонатизированные пикритовые порfirиты. Они представлены кальцит-флогопитовыми породами с магнетитом, имеющими реликтовую порfirовую структуру. Округлые (как вкрапленники оливина) агрегаты кальцита (размером 1–1,5 мм), состоящие из трех-пяти зерен или большего числа их, окружены плотной каймой чешуйчатого флогопита, расположенного параллельно границам агрегата. Между такими агрегатами размещена равномерная масса кальцита и флогопита. Зерна магнетита равномерно рассеяны и встречаются как в псевдоморфозах по оливину, так и в остальной массе породы. В некоторых кимберлитовых порfirитах зерна оливина замещаются минералами из групп клиногумита.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ МАССИВА

В пределах Арбастахского массива установлены некоторые проявления рудных и нерудных полезных ископаемых. Степень изученности массива пока недостаточна для того, чтобы дать одинаково обоснованный прогноз масштабов и качества всех типов проявлений. Наиболее исследована центральная часть массива, где сосредоточены породы с высокими концентрациями слюды, апатита и магнетита. В пределах всего массива распространены проявления редких элементов. В краевых частях массива и в фенитах зафиксировано наличие плавикового шпата и амфибол-асбеста.

Во многих случаях рудные тела массива одновременно содержат несколько минералов, пригодных для извлечения. Так, в центральной части массива размещено крупное тело, представленное в своей основе апатит-магнетитовыми рудами. Большое количество апатита содержится в слюдяных породах. Совместное залегание нескольких видов минерального сырья в пределах одного рудного тела и нескольких месторождений полезных ископаемых в пределах одного массива требует комплексной оценки как рудных тел в отдельности, так и массива в целом. Значение отдельно взятых видов минерального сырья может оказаться недостаточно большим, чтобы они представляли очевидный самостоятельный интерес, тогда как оценка всех видов полезных ископаемых, произведенная в целом по массиву, может оказаться настолько благоприятной, что компенсирует неудобство географического положения массива.

СЛЮДЫ

Магнезиально-железистые слюды Арбастахского массива представлены флогопитом, биотитом и вермикулитом. В тех или иных количествах слюды присутствуют почти во всех породах массива; свойства их зависят от состава вмещающих пород.

Практическое значение могут иметь крупнолистственные флогопиты, пригодные для получения колотой и шипаной слюды, используемой в качестве электротехнического сырья. Многообещающим сырьем являются мелкочешуйчатые слюды разной железистости, пригодные для изготовления на полимерной основе строительных деталей, обладающих высокими декоративными качествами, влагостойкостью, тепло- и звукоизоляционными свойствами.

Слюдяные и слюдяно-пироксеновые породы являются наиболее распространенными породами массива, занимая около 60% его площади. Наиболее сильно развито ослаждение в центральных частях массива, постепенно уменьшаясь к периферии. В массиве существуют многочисленные участки площадью до нескольких сотен квадратных метров, сложенные анхимономинеральными слюдитами. Большая часть слюдяных пород крупнопластинчаты, меньше встречаются средне- и мелкозернистые разновидности. Очень распространено

Таблица 47

Физические свойства слюд из пород Арбастахского массива

№ п/п	№ обр.	Порода	Уд. вес, г/см ³	Показа- тели прелом- ления	Железис- тость, мол. %
1	216	Пироксенит	2,92	1,622	22,3
2	2-Г	Слюдяно-пироксеновая	2,95	-	26,2
3	285	Сфен-флогопит-пироксеновая	3,02	1,654	35,4
4	312	Амфибол-пироксеновая	3,00	1,640	29,3
5	3-Г	Альбит-пироксеновая	3,00	1,640	39,3
6	230	Слюдяная, мелкозернистая	2,90	1,604	13,6
7	233	Диопсид-магнетитовая пегма- тоидная	2,88	1,626	21,7
8	226	Магнетит-форстеритовая пегма- тоидная	2,90	1,564	9,4
9	255	Апатит-магнетит-диопсидовая	2,91	-	20,0
10	227	Апатит-магнетит-форстеритовая	2,84	1,552	8,0
11	256	Апатит-магнетит-флогопитовая	2,96	1,608	11,5
12	1-Г	Флогопит-апатит-магнетитовая	2,85	-	8,0
13	221	Апатит-магнетит-форстеритовая	2,89	1,600	6,0
14	240	Магнетит-хондрит-апатитовая	2,90	1,574	9,2
15	204	Апатит-магнетит-флогопитовая	2,90	1,624	13,6
16	326	Кальцит-магнетит-апатит- форстеритовая	2,87	1,568	6,5
17	324	Карбонатит магнетит-форстери- товый	2,96	1,570	7,9

Примечание. Железистость вычислена как отношение

$$f = \frac{Fe^{2+} + Fe^{3+}}{Mg^{2+} + Fe^{2+} + Fe^{3+}} \cdot 100\%.$$

чертежование небольших участков слюды различной крупности, имеющих форму полос, линз и гнезд.

На фоне слюдяно-пироксеновых пород развита сеть разноориентированных жилообразных и линзообразных тел крупно- и гигантолистоватых слюдитов. Особенно густо жилы расположены в центральной части массива. На расстоянии 0,5 км от центра их количество уже значительно сокращается, а еще через 0,5-1 км они пропадают совсем. Мощность тел крупнолистоватых слюдитов 0,5-3 м, в отдельных случаях до 5-7 м и более, длина - от 2-5 до 40-50 м. Слюдиты жильного типа сравнительно однородны, имеют четкие контакты или маломощные зоны перехода к вмещающим породам. В зонах перехода на расстоянии 1-3 см происходит уменьшение крупности пластинок слюды. Размеры кристаллов флогопита в среднем 5-20 см, местами 50-70 см.

Железистость флогопита в слюдяно-пироксеновых породах 20–30 мол. %. В ассоциациях с нефелином, альбитом и амфиболом железистость повышается до 35–40% (табл. 47). Наименее железистые (около 13 мол. %) обладают крупнокристаллические флогопиты жил. Они имеют зеленовато-коричневый цвет, высокую упругость, почти не подвержены деформациям и только изредка содержат вростки пироксена, апатита и магнетита. Эти свойства определяют довольно высокие промышленные качества крупнолистоватых слюд. Основные свойства и состав слюд приведены в табл. 47–49. Образование крупнолистоватого маложелезистого флогопита связано с процессом формирования форстерит–магнетит–апатитовых пород. Предполагается, что участки перекристаллизации представляют собой передовые зоны перед фронтом этих пород или опережающие жилы. При более поздних процессах образования магнезиальных (хондродитовых) карбонатитов на периферии светлых пластинок флогопита иногда возникают зоны тетраферрифлогопита, шеохроирующего от бесцветного по №_g до рубиново-красного или оранжевого по №_r. Содержание тетраферрифлогопитовой составляющей повышается при этом от 13–17 до 26%.

Вермикулит и гидрофлогопит образуются в процессе гидратации флогопита при поверхностном выветривании и, возможно, частично при карбонатитообразовании. Цвет гидратированной слюды становится светло-коричневым или светло-зеленым с серебристым отливом. Зона выветрелых слюд широкого распространения не имеет. Она связана с современными процессами выветривания. Ее мощность в среднем не превышает нескольких метров, но увеличивается в районах жил крупнолистоватых слюдитов, которым свойственна повышенная пористость. Промышленного интереса вермикулит не представляет.

Прогнозные запасы крупнолистоватых слюдитов можно оценить величиной порядка 20–30 тыс. т (до глубины 200 м) с содержанием забойного сырца до нескольких сотен кг/м³. Слюдяные и слюдяно-пироксеновые породы, содержащие не менее 50% мелкочешуйчатого флогопита, имеют запасы не менее 1 млрд. т на ту же глубину.

АПАТИТ

Апатит входит практически в состав всех пород массива, хотя в большинстве из них его содержание не превышает 1%. В пироксеновых породах, в том числе нефелинизированных, альбитизированных и эгиринизированных, апатит образует редкую равномерную вкрапленность и только изредка отдельные маломощные прожилки. В слюдяно-пироксеновых породах сеть таких прожилков сгущается, а их мощность возрастает. В результате общее содержание апатита повышается до 3–4% (содержание Р₂O₅ 0,8–1,7%).

Больший интерес представляют в связи с этим зоны перекристаллизации и апатитизации пироксеновых пород. Обогащенные апатитом

Таблица 48

Химический состав слюд из пород Арбаратхского массива (в %)

№ обр.	216*	2-Г	285	3-Г	230	233	226	312
SiO ₂	38,65	37,56	37,40	38,06	39,42	38,52	39,55	39,22
TiO ₂	1,87	1,62	2,04	1,76	1,65	1,41	0,45	1,30
Al ₂ O ₃	14,08	13,80	12,13	11,70	13,21	13,33	12,31	10,82
Fe ₂ O ₃	0,82	2,02	2,90	2,43	0,86	2,11	3,33	1,40
FeO	9,98	10,47	13,89	16,25	5,60	8,74	4,30	11,10
MnO	0,15	0,29	0,23	0,25	0,10	0,16	0,10	0,32
MgO	21,03	19,83	17,00	15,95	23,80	22,04	26,35	17,20
CaO	0,15	Сл.	1,75	0,06	0,46	0,40	0,36	3,64
BaO	0,19	-	-	-	-	-	0,55	-
Na ₂ O	1,12	1,01	1,02	0,64	0,50	1,00	0,55	1,22
K ₂ O	8,69	9,21	7,64	8,74	10,00	8,58	9,54	7,94
H ₂ O ⁻	Не обн.	0,30	Не обн.	Не обн.	0,08	0,16	Не обн.	0,10
H ₂ O ⁺	3,39	3,25	2,86	3,53	3,16	3,11	2,23	3,21
P ₂ O ₅	-	0,08	-	-	0,02	-	-	0,22
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	1,40
F	0,84	0,58	1,54	1,48	1,01	1,09	0,55	0,97
Сумма...	100,98	100,02	100,60	100,85	99,78	100,65	100,18	99,96
- O = F ₂	0,35	0,24	0,65	0,62	0,42	0,46	0,20	0,40
Сумма...	100,63	99,78	99,95	100,23	99,37	100,19	99,98	99,56

* Номер образца.

216 - пироксенит слабоослюденелый, 2-Г - слюдяно-пироксеновая порода, 285 - сфе-флогопит-пироксеновая порода, 3-Г - альбит-пироксеновая среднезернистая порода, 230 - слюдит крупнозернистый, 233 - магнетит-диопсидовая порода, пегматоидная, 226 - магнетит-форстеритовая порода, 312 - амфибол-пироксеновая среднезернистая порода, 227 - апатит-магнетит-форстеритовая крупнозернистая порода, 255 - апатит-магнетит-диопсидовая крупнозернистая порода, 256 - апатит-магнетит флогопитовая крупнозернистая порода, 1-Г - фло-

227	255	256	1-Г	221	240	204	236	324
39,62	39,88	37,80	41,80	39,72	38,30	40,18	39,36	39,48
0,39	1,30	1,29	0,43	0,43	0,86	1,34	0,32	0,33
15,04	11,24	12,10	11,00	10,80	11,00	11,12	9,64	9,00
0,89	3,83	3,62	2,46	2,57	6,80	1,73	3,50	3,90
3,07	6,82	5,75	3,92	2,77	2,59	6,60	3,14	3,20
0,13	0,15	0,10	0,16	0,07	0,09	0,22	0,11	0,58
26,33	22,28	25,30	26,28	25,48	24,76	24,23	25,90	24,90
0,49	1,86	0,34	Сл.	0,95	2,17	0,14	2,21	1,90
0,64	-	-	-	-	0,50	0,08	-	-
0,43	1,13	1,45	0,56	0,37	0,65	0,68	0,53	0,44
9,56	7,92	7,60	9,78	9,90	8,84	9,52	8,82	9,66
Не обн.	0,32	0,07	0,06	0,24	0,71	Не обн.	0,04	0,08
3,68	2,83	3,60	2,97	3,60	1,78	3,62	3,80	3,29
-	0,05	-	-	0,42	-	-	-	0,25
-	-	-	-	0,40	-	-	1,70	1,50
0,45	0,92	0,64	1,09	1,17	1,03	0,94	0,35	0,80
100,76	100,01	100,26	100,31	98,65	100,08	100,43	99,17	99,23
0,19	0,39	0,27	0,46	0,48	0,42	0,39	0,15	0,34
100,57	99,62	99,99	99,85	98,17	99,66	100,04	99,02	98,89

гопит-апатит-магнетитовая порода, 221 - апатит-форстеритовая жильная порода, 240 - апатит-хондритовая среднезернистая порода, 204 - кальцит-диопсид-флогопитовая порода, 326 - кальцит-магнетит-апатит-форстеритовая порода, 324 - карбонатит форстеритовый.

Обр. 216, 2-Г, 3-Г, 312, 1-Г, 227, 204 проанализированы в лаборатории ИГЕМа, обр. 226, 240, 230, 255, 221, 240, 324 - в лабораториях ИМГРЭ и геолого-геохимической партии ИМГРЭ, обр. 285, 233, 256, 326 - в Центральной химической лаборатории ЯТГУ.

Таблица 49

Кристаллохимические формулы слюд — $\text{AB}_3\text{YX}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

№ обр.	216	2-Г	285	312	3-Г	230	233	226
K ⁺	0,80	0,86	0,74	0,76	0,82	0,82	0,78	0,86
Na ⁺	0,16	0,14	0,14	0,18	0,10	0,07	0,14	0,08
Ca ²⁺	-	-	-	0,12	-	0,01	0,03	0,03
A	0,96	1,00	0,88	1,06	0,92	1,00	0,95	0,97
Mg ²⁺	2,26	2,17	1,91	1,93	1,78	2,55	2,35	2,78
Fe ²⁺	0,61	0,66	0,87	0,72	1,02	0,35	0,53	0,26
Fe ³⁺	0,04	0,11	0,17	0,08	0,14	0,05	0,12	-
Al ³⁺	0,05	0,05	0,04	-	-	0,04	0,01	-
B ₃	2,96	2,99	2,99	2,73	2,95	2,99	3,01	3,04
Al ³⁺	1,00	1,00	1,00	0,96	1,01	1,00	1,00	3,85
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	0,18
y	1,00	1,00	1,00	0,96	1,01	1,00	1,00	1,03
Si ⁴⁺	2,79	2,76	2,81	2,94	2,87	2,83	2,80	2,80
Ti ⁴⁺	0,10	0,09	0,11	0,07	0,10	0,09	0,08	0,02
Al ³⁺	0,11	0,15	0,08	-	0,03	0,08	0,12	0,18
X ₃	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00	3,00	3,00	3,00
O ₁₀	10	10	10	10	10	10	10	10
OH ⁻	1,67	1,86	1,45	1,51	1,68	1,79	1,76	1,86
F ⁻	0,19	0,13	0,37	0,23	0,35	0,23	0,25	0,12
(OH) ₂	1,86	1,99	1,82	1,74	2,03	2,02	2,01	1,98
						Состав слюд		
Флогопит	71	69	61	69	60	81	75	80
Аннит	19	15	27	26	32	9	10	-
Клинтонит	-	-	-	-	-	2	3	3
Лепидомелан	4	11	8	5	8	4	12	-
Сидерофиллит	6	5	4	-	-	4	-	-
Тетраферрифл.	-	-	-	-	-	-	-	17

227	255	256	1-Г	221	240	204	326	324
0,86	0,73	0,70	0,83	0,93	0,81	0,87	0,83	0,93
0,06	0,16	0,20	0,08	0,05	0,09	0,10	0,08	0,06
0,04	0,10	0,03	-	-	0,17	0,01	0,08	-
0,96	0,99	0,93	0,96	0,98	1,07	0,98	0,99	0,99
2,77	2,40	2,70	2,77	2,81	2,66	2,60	2,86	2,79
0,19	0,42	0,35	0,24	0,18	0,16	0,41	0,20	0,24
0,05	0,18	-	-	-	0,11	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
3,01	3,00	3,05	3,01	2,99	2,93	3,01	3,06	3,03
1,07	0,90	0,80	0,88	0,89	0,74	0,90	0,76	0,77
-	0,03	0,20	0,13	0,15	0,26	0,10	0,20	0,23
1,07	0,93	1,00	1,01	1,04	1,00	1,00	0,96	1,00
2,80	2,87	2,70	2,94	2,93	2,76	2,89	2,92	2,97
0,02	0,07	0,07	0,02	0,02	0,04	0,07	0,02	0,02
0,18	0,06	0,23	0,04	0,05	0,20	0,04	0,06	-
3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	2,99
10	10	10	10	10	10	10	10	10
2,00	1,79	1,68	1,72	1,75	1,69	1,75	1,83	1,92
0,10	0,21	0,15	0,25	0,28	0,23	0,22	0,16	0,07
2,10	2,00	1,83	1,97	2,03	1,92	1,97	1,99	1,99
в минералах, %								
88	62	77	87	85	57	86	80	77
3	6	-	-	-	-	4	-	-
4	10	3	-	-	17	-	-	-
5	3	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	3	20	13	15	26	10	20	28

породы этих зон залегают в виде тел жилообразной формы мощностью до 8–10 м и длиной по простирианию до 50–80 м среди полосчатых пироксеновых пород. Апатит распределен очень неравномерно; преобладают полосчатые, струйчатые, гнездообразно-линзовидные скопления. Содержание апатита в этих телах меняется от 8–10 до 30–35% при среднем содержании фосфорного ангидрита 5,15 вес. %. Основное количество таких тел размещается в радиусе 1–1,5 км от центра массива, где они образуют серии сближенных тел.

Меньшее значение имеют штокверковые зоны в слюдяно-пироксеновых породах и отдельные крупные слюдяные жилы, обогащенные апатитом. Содержания апатита в штокверковых зонах в среднем 5–10% (среднее содержание P_2O_5 – около 4%), а в слюдяных жилах – от 10 до 25% (около 6% P_2O_5). Жилы распространены сравнительно мало.

Наиболее обогащен апатитом комплекс магнетит–форстерит–апатитовых пород, где этот минерал образует полосообразные и гнездообразные скопления, густую неравномерную вкрашенность или сплошные агрегаты значительного размера. Полосчатые магнетит–форстерит–апатитовые породы часто пересекаются жилами, состоящими из тех же минералов. Они локализованы в сериях сближенных паралельных крутопадающих трещин. Магнетит–форстерит–апатитовые породы слагают крупное тело подковообразной формы, огибающее с запада центр массива (см. фиг. 41). Несколько линзовидных тел аналогичного характера залегают дальше от центра. Распределение апатита в этих породах также неравномерное, содержание его может меняться от 5–10 до 80–90%. Среднее содержание P_2O_5 для крупных тел 9,50%.

Апатит постоянно присутствует в карбонатитах. Его содержания в щелочных карбонатитах составляют менее 1%. В магнезиальных карбонатитах они значительно повышаются, достигая 5–10%. Средние содержания P_2O_5 для отдельных карбонатитовых тел могут значительно колебаться. В "меланократовых" карбонатитах центральной части массива содержатся 4–5% P_2O_5 , а в "лейкократовых", более удаленных от центра – всего 0,1–1,0%. В среднем для карбонатитовых тел центральной части массива содержится не менее 2% P_2O_5 .

Прогнозные запасы апатитовых руд можно оценить следующими цифрами: в пироксеновых породах запасы руды до глубины 200 м, составляют примерно 180 млн. т с содержанием около 4% P_2O_5 , в магнетит–форстерит–апатитовых породах запасы руды равны 150 млн. т с содержанием 8–10% P_2O_5 и в карбонатитах содержится около 50 млн. т руды с содержанием P_2O_5 не ниже 2%.

МАГНЕТИТ

В большинстве разновидностей пироксеновых пород массива Арбастах содержания магнетита характеризуются низкими значениями. В состав исходных ультраосновных пород, по-видимому, входил титаномагнетит, частично сохранившийся в пироксеновых породах ядра.

Его зерна имеют решетчатое строение, обусловленное развитием пластинчатого ильменита вдоль плоскостей спайности магнетита.

В слюдяно-пироксеновых породах содержится от 5 до 25% магнетита. Он распределается очень неравномерно, образуя скопления крупных зерен, короткие маломощные жилки и рассеянную вкрапленность. По сравнению с магнетитом из пироксенитов в этом магнетите резко снижается содержание TiO_2 и повышается содержание магния. Ильменитовая решетка наблюдается редко и только в центральных частях зерен.

Основные количества магнетита сосредоточены в магнетит-форстерит-апатитовых породах. Комплекс этих пород развит в центральной части массива, где в пределах кольца радиусом 0,7–1 км размещается основное количество пород магнетит-диопсидового, магнетит-форстеритового, магнетит-форстерит-апатитового, магнетит-хондритового составов. Большая часть из перечисленных пород входит в пределы апатитового рудного тела (огибающего центр массива с запада), о котором уже шла речь в предыдущей главе. Несколько аналогичных по составу, но более мелких линзовидно-дугообразных тел расположено немного дальше от центра. Эти породы могут служить комплексным источником апатита и магнетита. Аналогичные руды разрабатываются уже несколько лет на Ковдорском месторождении (Кольский полуостров).

Содержание железа в магнетит-форстерит-апатитовых породах в среднем для рудных тел составляет 34%. Подсчитанные до глубины 200 м запасы содержат около 150–200 млн. т руды. Магнетит этих рудных тел содержит не более 0,3–2% TiO_2 .

В качестве попутного компонента магнетит может извлекаться также из магнезиальных карбонатитов.

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Проявления минерализации редких элементов связаны с образованием апатит-магнетитовых пород и карбонатитов. Характерна тесная геохимическая взаимосвязь титана, циркония, ниobia и tantalа. Эволюция парагенетических ассоциаций минералов этих элементов прослеживается, начиная с ранних стадий формирований пород Арбаратского массива. В качестве рудных образований редких элементов представляют интерес следующие типы проявлений вкрапленной акцессорной минерализации:

- а) первовскит-дизаналитовая в эгиринизированных и ослюденелых пироксенитах;
- б) бадделеит-цирконолит-гатчеттолитовая в апатит-магнетит-форстеритовых породах;
- в) бадделеит-гатчеттолитовая в кальцит-форстерит-магнетитовых породах и магнезиальных карбонатитах;
- г) пирохлоровая в магнетит-хондрит-апатитовых породах и кальцитовых карбонатитах многих типов;

Таблица 50

Типоморфные ассоциации минералов ниобия, tantalа, титана и циркония в породах Арбаратской массива

Породы	Nb, Ta	Ti	Zr
Пироксенит	-	Титаномагнетит	-
Эгринизованный пироксенит	-	Ильменит, первоскит	-
Нефелин-пироксеновая	-	Перовскит, сфен, шорломит	Циркон
Альбит-пироксеновая	-	Сфен	"
Ийолит-мельтейгит	-	Перовскит, сфен	"
Слюдяно-пироксеновая	-	Ильменит, первоскит, цирконолит	-
Магнетит-форстеритовая	-	Ильменит, рутил, цирконолит	Бадделеит
Апатит-хондритовая	Ниобоцирконолит, гатчеттолит, пирохлор	Перовскит, сфен	Циркон
Карбонатиты		Дизаналит	"
кальцитовые:		"	"
полевошпатовый	-	Ниобоцирконолит, гатчеттолит, пирохлор	-
биотитовый		Пирохлор	-
пироксеновый		"	-
форстеритовый		"	-
хондритовый	Колумбит, ферсмит	Ильменит	-
флогопитовый		Дизаналит	-
Карбонатит доломитовый			-
Карбонатит анкеритовый			-
Кимберлит			-

д) редкоземельно-флюоритовая в анкеритовых карбонатитах и анкеритизированных кальцитовых карбонатитах и кальцифирах.

Среди ослюденелых и эгринизованных пироксенитов сравнительно широко распространен первоскит. Он образует рассеянную вкрапленность или скапливается в линзовидных и гнездообразных агрегатах в крупнозернистых участках пород. При нефелинизации, амфиболизации и альбитизации пироксеновых пород первоскит сменяется сфеном. В процессе щелочного преобразования пород появляется дизаналит, который обычен и для ранних щелочных карбонатитов. В слюдяных породах центральной части массива участками вместо дизаналита присутствует цирконолит в мелких рассеянных зернах, обычно в участках сосредоточения сфена и магнетита.

В магнетит-форстеритовых породах, образовавшихся на месте слюдяных пород, сохраняется реликтовый перовскит, может содержаться цирконолит, но самым распространенным минералом является бадделеит. При апатитизации магнетит-форстеритовых пород количество бадделеита заметно увеличивается, так же как и количество ниобиевой разновидности цирконолита — циркелита. Особенно характерным минералом становится циркелит в тех породах, где форстерит замещается хондритом или другими минералами группы клиногумита. С циркелитом в этих породах часто ассоциирует гатчеттолит. Гатчеттолит и бадделеит сохраняются при частичной карбонатизации апатит-форстерит-магнетитовых пород, но сменяются обычным пирохлором при образовании магнезиальных (с хондритом, флогопитом, tremолитом и т.д.) карбонатитов. Гатчеттолит также превращается в обычный ниобиевый пирохлор при интенсивной апатитизации, сопровождающейся хондритизацией форстерита в апатит-магнетитовых породах. Для натрово-железистых (щелочных) карбонатитов гатчеттолит и пирохлор не характерны, там присутствуют дизанолит, сфен и циркон. При замещении апатит-магнетитовых пород карбонатитами цирконолит обычно сменяется кальцититом. Наиболее поздние разновидности кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитов (щелочно-магнезиальные карбонатиты) содержат крупные (2–5 мм) красновато-коричневые кристаллы пирохлора кубооктаэдрической формы. Характер эволюции в минеральных ассоциациях показан в табл. 50.

Проявления редкоземельной минерализации связаны с последними стадиями карбонатитового процесса и образованием жил анкеритовых карбонатитов и зон анкеритизации в кальцитовых карбонатитах и кальцифирах. Анкеритовые жилы и анкеритизированные породы содержат однотипную редкоземельную минерализацию, представленную фтор-карбонатами редких земель (bastnезит, паризит, сахамалит, анкилит, бербанкит и др.). Редкоземельная минерализация иногда выходит за пределы зон анкеритизации в карбонатных породах и встречается во вмещающих кальцитовых карбонатитах и кальцифирах. Характерно, что в пределах Арбастахского массива замещений пирохлора колумбитом не наблюдается, хотя этот процесс на других аналогичных массивах сильно развит. Нам кажется, что это объясняется пространственной разобщенностью зон анкеритизации и пирохлорсодержащих карбонатитов на Арбастахском массиве.

Флюорит

Присутствие флюорита обнаруживается в кальцитовых и анкеритовых карбонатитах, альбитизированных сиенитах и фенитах. Основной интерес представляют карбонатиты, так как в полевошпатовых породах флюорит встречен в виде редкой сети мелких прожилков мощностью в несколько миллиметров.

Тела кальцитовых карбонатитов с флюоритом залегают в окраинных частях массива. Они представляют собой неравномернозерни-

стую, отчасти даже порфировидную породу, в которой на снежно-белом фоне среднезернистого кальцита распределена вкрапленность крупных (10–15 мм) зерен фиолетового или сиреневого флюорита с общим содержанием до 20–25% по объему.

В анкеритовых жилах флюорит встречается редко, но очень обычен в зонах анкеритизации карбонатитов и кальцифиров, где образует тонкие полосообразные выделения и неравномерную вкрапленность. Размеры его зерен здесь сравнительно невелики (до 2–5 мм), а содержание составляет обычно не более 5–10% по объему.

Стронций и барий

Содержание стронция и бария постепенно увеличивается от щелочных кальцитовых карбонатитов к анкеритовым (от 0,5 до 5% и от 0,2 до 4% соответственно).

В пироксеновых породах содержания обоих элементов удерживаются на уровне 0,1–0,2%, не обнаруживая тенденций к изменениям в зависимости от типа породы.

В кальцитовых и доломитовых карбонатитах стронций и барий входят как изоморфная примесь в состав карбонатов. В анкеритовых карбонатитах появляются стронцианит и барит.

Практического значения эти минералы не имеют из-за ничтожного распространения анкеритовых карбонатитов, а содержание изоморфных стронция и бария в карбонатах слишком малы, чтобы заслуживать извлечения.

Медь и молибден

Содержания меди в пироксеновых породах характеризуются значениями 0,001–0,002% и резко повышаются в апатит–магнетитовых породах до среднего уровня (0,1–0,2%). Здесь обнаруживается рассеянная вкрапленность халькопирита, обычно ассоциирующего с пирротином. На фоне пород с убогой медной минерализацией, по-видимому, следует ожидать обнаружения участков с более насыщенной вкрапленностью халькопирита. О такой возможности говорят обильные примазки малахита и азурита в современном элювиально–делювиальном слое, образованном на породах магнетит–апатитового комплекса. Судя по спектральным анализам металлометрических проб из этого слоя, существуют геохимические ореолы с содержанием меди 0,1–0,5%.

Вкрапленность халькопирита и пирротина характерна также для некоторых тел лейкократовых доломит–кальцитовых карбонатитов. По визуальной оценке содержание халькопирита достигает там 2–3%. Вкрапленность халькопирита тяготеет в карбонатите к полосам, обогащенным пирротином.

Отмечается распространение медной минерализации вдоль радиальных разломов за пределы массива. Вблизи таких разломов в архейской толще гнейсов и кристаллических сланцев, а также в гранитах может появляться редкая вкрапленность пирита, пирротина и халько-

пирита. На закрытых четвертичными делювиальными отложениями участках над радиальными разломами часто обнаруживаются геохимические ореолы меди с уровнем содержания 0,01–0,05%. Такие ореолы бывают комплексными и содержат цинк и свинец приблизительно в таких же количествах.

Молибден в пироксеновых породах и сиенитах присутствует в количестве 0,0001%, а в апатит–магнетитовых породах и карбонатах – в еще меньших количествах. Однако в сухих остатках нескольких гидропроб содержание Mo достигало 0,01%. В одном случае в пироксенитах было обнаружено несколько чешуек, определенных по внешнему виду и микрохимическим реакциям как молибденит. Вряд ли можно рассчитывать встретить интересные в промышленном отношении концентрации молибденита.

Присутствие халькопирита в породах, которые пригодны для извлечения из них апатита и магнетита, делает его ценным попутным компонентом, несмотря на низкие содержания. Кроме того, можно надеяться на благоприятный исход поисков рудных тел с более высокими концентрациями.

Прочие полезные ископаемые

В Арбаратских массиве встречены проявления еще нескольких видов полезных ископаемых, оценка которых как минерального сырья не произведена даже приближенно. Это галенит и сфалерит в жилах анкеритовых карбонатитов, голубые амфибол–асбесты в фенитах, хризолиты в кимберлитовых жилах и форстериты в магнетит–форстеритовых породах.

Сами по себе анкеритовые жилы слишком маломощны и редки, чтобы концентрации сфалерита и галенита в них могли представлять практический интерес, однако зоны анкеритизации сравнительно широко распространены и их следует оценить на присутствие свинца и цинка.

Щелочные амфиболовы содержатся в фенитах постоянно, но обычно они представлены неправильными зернами и нечетко ограниченными призмами. Только иногда встречаются участки фенитов, где щелочной амфибол представлен волокнистыми разновидностями с размером волокон в длину до нескольких миллиметров. Учитывая большую площадь, занимаемую фенитами, можно ожидать промышленно интересных скоплений голубого амфибол–асбеста.

В некоторых из жил кимберлитов периферийных частей массива присутствуют желтовато– и голубовато–зеленые прозрачные чистые кристаллы хризолита размером обычно до 5 мм. Следует оценить возможность присутствия более крупных цветных камней.

В принципе все горные породы массива пригодны как строительный каменный материал, карбонатиты, кроме того, как сырье для вяжущих веществ, а форстерит – как сырье для огнеупоров.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование Арбаастахской комплексной интрузии относится к позднему докембрию. Однако подготовка ситуации, необходимой для ее внедрения, началась гораздо раньше. Местоположение массива было предопределено существованием трех факторов: флексурообразного перегиба крутопадающей толщи метаморфических пород фундамента; сводовой (купольной) структуры; разломов, заложенных параллельно простиранию архейских пород и вдоль оси сводового поднятия.

В окончательном виде поднятие сформировалось к моменту интрузии пироксенитов. Под влиянием нарастающего снизу давления пластические деформации переросли в разрывные. Свод поднятия был разбит на отдельные блоки. При его разрушении были возобновлены движения вдоль архейских разломов, проникших теперь в осадочный чехол. Дополнительно образовались поперечные по отношению к ним разломы вдоль оси свода. Освобождение пространства для магматического резервуара происходило, вероятно, в два этапа. Сначала магма накапливалась в полости, возникавшей под сводом при его росте. Затем свою роль сыграло существование флексурного перегиба в архейских толщах. В результате поперечных сдвигов, вызванных растягивающими напряжениями на своде поднятия, мог произойти межслоевой отрыв в месте, где простирание пород фундамента располагалось под большим углом к плоскости сдвига. Для сдвигов были приспособлены уже существовавшие древние разломы, а подходящим местом для межслоевого отрыва оказалось место перегиба. В результате раздвигания пород возникла открытая полость, послужившая каналом для поступления ультрабазитовой магмы. По-видимому, пространство освобождалось в результате "выталкивания" и последующей эрозии блоков, расположенных в кровле интрузии.

Центральная часть массива сложена метасоматическими существенно пироксеновыми породами, в которых встречаются также флогопит, роговая обманка, нефелин, канкринит, полевые шпаты, апатит и другие минералы. В пределах отдельных участков или зон перечисленные минералы могут преобладать и даже слагать породу почти целиком. Исходя из строения других массивов, можно предположить, что существенно пироксеновые породы образовались за счет изменения первичных магматических ультраосновных пород: дунитов или перидотитов.

Изменение, вероятно, происходило на фронте магматического замещения ультраосновных пород щелочными, как считает Л.С.Бородин с соавторами (1966).

По поводу интрузивного происхождения пироксенитов могут оставаться сомнения, поскольку они не сохранились в первозданном виде. Можно было бы предположить, что они являются скарновым продуктом реакций между гранитоидными породами фундамента и карбонатитами. Больше оснований считать, что это нормальная интрузия, возможно даже некомагматичная карбонатитам. Об этом свидетельствуют штокобразная форма пироксенитового массива, вскрытая эрозией более чем на 300 м по вертикали; характер тектонических деформаций в окружающей среде, присущий телам внедрения, а не замещения; реликты нормального, нещелочного пироксена с панидиоморфной структурой; следы температурных градиентов свойственных горячему телу, внедренному в холодную среду. Пироксениты и соседствующие с ними породы архейского комплекса гранитов, гнейсов и кристаллических сланцев послужили основой для протекания процессов взаимодействия этих пород с фильтрующими через них щелочными растворами. Наиболее ранние изменения связаны с проникновением чисто натровых растворов вдоль эндоконтакта массива пироксенитов и в промежутке между ними и кольцевым разломом. В результате возникли эгиринизированные пироксениты и фениты, заместившие архейские породы.

Несколько позже и ближе к центру массива проявилось воздействие алюмощелочных растворов, вызвавших нефелинизацию и ослаждение пироксенитов. Пространственная близость нефелин-пироксеновых, амфибол-пироксеновых и альбит-пироксеновых пород, взаимопередачи между ними, сходство морфологии и условий залегания, близость текстурно-структурных особенностей, одинаковость составов содержащихся в них амфиболов и пироксенов подчеркивают генетическое родство этих пород. Они образованы в результате протекания единого процесса, а различия в их составе вызваны изменением концентраций компонентов раствора. Алюминий, содержащийся в исходных растворах, по-видимому, мог частично извлекаться из алюмосиликатных пород фундамента в процессе их преобразования под воздействием щелочных реагентов, имеющих в основе ювелирную природу.

Взаимоотношения между ослажденными и нефелинизованными породами сложны. Это обусловлено одновременностью присутствия в растворе калиевых и натровых компонентов. В зависимости от того, в какой последовательности участок пространства, занятого пироксенитами, обрабатывался растворами с преобладающей концентрацией того или иного компонента, могли возникать парагенезисы с нефелином, замещающиеся потом парагенезисами со слюдой, или их смена происходила в обратном порядке.

Характерные прожилки мономинерального или полиминерального пироксенового, слюдяного, амфиболового, апатитового и магнетитового составов, ассоциирующие с измененными пироксенитами, появ-

ляются за счет отложения в открытых трещинных полостях избыточного вещества растворов, вызвавших нефелинизацию или ослаждение.

Минеральный состав измененных ультрабазитов (алюмосиликатных метасоматитов) отличается от аналогичных образований других массивов отсутствием мелилитовых и гранатсодержащих пород. Можно предположить, что это связано с отличным режимом алюминия, кальция и углекислоты по сравнению с режимами в других массивах.

Пироксенитовая интрузия к моменту внедрения последующих пород комплекса находилась в отвердевшем состоянии. Ийолитовая и сиенитовая магма проникла в пироксениты по системе трещин, которые могли образоваться только в твердом субстрате. Главным образом это были конические трещины, возникшие в результате опускания штока вниз под собственным весом. Вероятно, в это же время образовался и кольцевой разлом.

К моменту внедрения сиенитов внутри штока еще сохранялись температурные градиенты. В результате в центре массива температуры пироксенитов и сиенитов оказались менее контрастными, чем у его окраин и тем более в породах окружения. Именно этим можно объяснить присутствие полнокристаллических сиенитов в центре, порфировидных — у краев массива и порфировых тингуайтов и сельвабергитов — вне массива.

Общая "древовидная" форма комплекса карбонатитовых тел и уменьшение углов их падения к центру массива могут быть, по-видимому, объяснены последовательным отщеплением карбонатитов от вершины центрального "ствола" — штока — по мере его постепенного проникновения к поверхности. На глубине, когда мощность кровли была большой и давление карбонатитов не было способно ее разрушить, проникновение карбонатитов осуществлялось преимущественно в периферийных частях штока, где существовали разломы вдоль эндо- и экзоконтактов массива пироксенитов. При дальнейшем подъеме карбонатитов к поверхности мощность и прочность кровли в конце концов оказались недостаточными для того, чтобы противостоять давлению. В ближайших окрестностях штока кровля была разрушена, причем такое разрушение было приспособлено к системе конических трещин в пироксенитах. Движение карбонатитов навстречу им способствовало дальнейшему разрастанию трещин, их приоткрыванию и заполнению.

Если гипотеза о движении карбонатитового штока в центре массива верна, то его апикальная часть должна залегать на глубине 300–400 м от современной дневной поверхности.

Образование апатит–магнетитовых пород и карбонатитов относится к постмагматической стадии (относительно щелочных пород). Карбонатиты представлены преимущественно кальцитовыми разностями. Среди них выделяются четыре типа по характеру встречающихся силикатных минералов:

- 1) натрово–железистые (щелочные) карбонатиты,
- 2) апатит–магнетитовые породы (магнезиальные апатититы),

- 3) магнезиальные карбонатиты,
- 4) щелочно-магнезиальные карбонатиты.

Натрово-железистые карбонатиты отличаются от других тем, что на контакте с ними минералы вмещающих пород не подвергаются резким изменениям. Пироксен, слюда, канкринит или альбит встречаются в приконтактовых частях карбонатитов так же, как и во вмещающих их породах, без изменения и перекристаллизации биотита и пироксена. Однако и в этом случае они представлены железистыми и натровыми разновидностями (железистым биотитом или пироксеном, близким к эгирину).

Апатит-магнетитовые породы и магнезиальные карбонатиты характеризуются тем, что минералы вмещающих пород подвергаются резким изменениям. Пироксен сначала превращается в чистый диопсид, а затем сменяется форстеритом или замещается tremolитом. Обычный для вмещающих пород железистый флогопит превращается в чистый флогопит. Нефелин, канкринит и альбит у самого контакта с карбонатитом нацело по резкой границе замещаются тонкочешуйчатым флогопитом.

Щелочно-магнезиальные кальцитовые карбонатиты образуют постепенные переходы с магнезиальными. Пироксен, канкринит и полевые шпаты там тоже не устойчивы, но вместо tremolита по пироксену развивается окрашенный (вероятно, железистый) щелочной амфибол, а вместо почти бесцветного флогопита — биотит. Наконец, есть разновидность, где пироксен неустойчив и замещается синим щелочным амфиболом, а альбит устойчив.

Касаясь генезиса карбонатитов, можно сказать, что карбонатиты первого типа (натрово-железистые), несомненно, являются метасоматическими. Они отвечают всем признакам метасоматических пород: постепенными переходами, унаследованностью минерального состава от вмещающих пород и т.д.

Магнезиальные кальцитовые карбонатиты, отличаясь резкими контактами и независимостью (кроме приконтактовой зоны) минералогического состава от вмещающих пород, допускают их интерпретацию как магматических образований. Однако наблюдаемая зональность и некоторые другие признаки не позволяют уверенно их так интерпретировать во всех случаях.

В целом взаимоотношения карбонатитов на контактах с вмещающими породами характеризуются следующими чертами: приконтактовым дроблением и наличием в карбонатитах ксенолитов, образованием вдоль контактов реакционных полос, полосчатым и линейным распределением некарбонатных минералов и общей конформностью полос и контактов, относительной зависимостью минерального состава карбонатитов от состава вмещающих пород, постепенным уменьшением количества некарбонатных минералов в результате прогрессирующего " растворения" ксенолитов, деформации теневых включений в полосы, превращения полос в равномерную вкрапленность минералов и дальнейшее уменьшение их количества почти до полного исчезновения; наличием большого количества дочерних жил и прожилков:

преобладанием резких контактов над постепенными; избирательным замещением вмещающих пород при образовании реакционных контактных зон. Непротиворечиво согласовать перечисленные факты можно только в том случае, если допустить высокую агрессивность карбонатитов по отношению к вмещающим породам и не менее высокое динамическое воздействие, обязанное внедрению достаточно плотной фазы, способной дробить и транспортировать материал вмещающих пород. Этот вопрос требует дальнейшего изучения как в отношении критериев магматического или немагматического генезиса карбонатитов, так и в отношении наличия генетических признаков в конкретных телах карбонатитов.

Из сказанного следует, что Арбаастахский массив является типичным представителем формации ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. Он сформирован в пределах платформы на пересечении двух мощных разновозрастных зон разломов и сопровождается куполовидным поднятием. Определяющей чертой внутреннего строения является концентрическая зональность. Форма всех крупных интрузивных тел и многих мелких подчинена общей структуре и является конической или неполноконической. Комплекс пород массива и последовательность их образования типичны для формации. Характер проявления метасоматической деятельности в принципе не отличается от характера проявлений в других массивах. Массив окружается кольцом фенитов и фенитизированных пород. Он содержит те же типы рудной минерализации, что и другие подобные массивы.

В то же время массиву свойственны следующие особенности, выделяющие его из ряда подобных:

1. Местоположение массива предопределено существованием структуры раздвигания в толще архейских метаморфических пород фундамента.

2. Возраст массива – докембрийский (690 млн. лет).

3. Глубина образования пород массива, вскрытых современным эрозионным срезом, может быть вычислена по элементам тектонической разрывно-складчатой поверхности куполовидно-горстового поднятия, сформированного одновременно с интрузией пироксенитов. Она равна 2,6 км.

4. Массив окружается кольцевым разломом и зоной фенитов и фенитизированных пород. При фенитизации наиболее легко изменяются кислые лейкократовые граниты и гнейсы, а самыми устойчивыми являются основные меланократовые породы – кристаллические сланцы и особенно амфиболиты.

5. У края массива залегает тело архейских кальцифиров – тектонопластитов, интрудированных в момент образования массива согласно с кольцевой структурой массива.

6. В центральной части массива в докарбонатитовый этап были широко развиты хондродит–апатит–магнетитовые породы.

7. Карбонатиты образуют серию мощных дайкообразных конических тел с признаками приконтактового дробления вмещающих пород, взаимодействия с ними и ассилияции их. Они сопровождаются

сериями мелких жил, локализованных в оперяющих трещинах. Минеральный состав кальцитовых карбонатитов зависит от состава вмещающих или близко расположенных пород.

8. Среди кальцитовых карбонатитов одинаково распространены разновидности "щелочного" и "магнезиального" типов.

9. Редкометальная минерализация связана не только с карбонатами, но и с породами, возникшими при преобразовании ультрабазитов в докарбонатитовый этап. Редкоземельные проявления распространены в ультрабазитах и карбонатитах центральной части месторождения, редкоземельные — в карбонатных породах краевых частей массива.

10. Кимберлиты внедряются дважды: до и после карбонатитов.

Этими особенностями подчеркивается индивидуальность Арбаратской массива, который во всем остальном является идеальным представителем формации ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Ю.К. Новая разновидность щелочного амфибола — магнезиоарфведсонит. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1957, вып. 10.
- Андреев Ю.К. Щелочноамфиболовая минерализация в некоторых эмейевиковых массивах Урала. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 39.
- Бахвалов А.П. Геологический очерк юго-западной части Алданского золотоносного района. М.-Л., Цветметиздат, 1932.
- Билибин Ю.А. Локализация золотоносности в связи с тектоникой северо-востока. — Проблемы сов. геол., 1937, № 5-6.
- Билибин Ю.А. Послеюрские интрузии Алданского района. Петрография СССР, серия 1: Региональная петрография, вып. 10. Изд-во АН СССР, 1941.
- Билибин Ю.А. Петрология Ыллымахского интрузива. М.-Л., 1947.
- Бородаевская М.Б. Дайки и малые интрузии золотоносной формации Центрального Алдана. — Труды НИГРИЗолото, 1951, вып. 18.
- Бородин Л.С. Генезис карбонатитовых месторождений и их геологическая связь с массивами ультраосновных — щелочных пород. — В кн. "Генетические проблемы руд". М., 1960.
- Бородин Л.С. Карбонатиты и нефелиновые сиениты (к общей петрологии массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов). — Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 8.
- Бородин Л.С., Капустина Ю.Л., Лапин А.В., Жабин А.Г. Роль процессов метасоматического изменения гипербазитов в формировании комплексных массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. — В сб. "Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании". "Недра", 1966.
- Веревкин Н.И., Егин В.И., Заболоцкий Е.М., Энтин А.Р. Стратиграфия архея центральной части Алданского щита. — В кн. "Геология и петрология докембрия Алданского щита". Изд-во "Наука", 1966.
- Винчелл А.Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. ИЛ, 1953.
- Гинзбург А.И., Эпштейн Е.М. Карбонатитовые месторождения. — В кн. "Генезис эндогенных рудных месторождений". "Недра", 1968.
- Глаголев А.А. Пример метасоматической зональности вокруг апатит-магнетитовых пород и карбонатитов. — Докл. АН СССР, 1962, 147, № 3.
- Глаголев А.А. Апатитоносность щелочно-ультраосновного массива Арбастах. — В сб. "Апатиты СССР", "Наука", 1968.
- Глаголев А.А. Алюмосиликатные метасоматиты массива Арбастах (Алдан) и других щелочно-ультраосновных массивов. — В кн. "Проблемы метасоматизма", "Недра", 1970.
- Грум-Гржимайло С.В., Римская-Корсакова О.М. О спектрах поглощения флогопитов, содержащих трехвалентное железо в четверной координации. — Докл. АН СССР, 1964, 156, № 4.
- Дзевановский Ю.К. Архейские граниты Алданской плиты. — Докл. АН СССР. Новая серия, 1946, 54, № 3.

- Дзевановский Ю.К. Геология и полезные ископаемые Алданской плиты. М.-Л., 1952.
- Дзевановский Ю.К. К вопросу пространственного распространения мезозойских щелочных и субщелочных пород Алданской плиты. - Материалы ВСЕГЕИ, геол. и полезн. ископ., 1956, вып. 1.
- Дзевановский Ю.Е. Кембрийские отложения Алданского щита и история их формирования. - В кн. "Кембрийская система, ее палеография и проблема нижней границы", т. 3. М., 1961₁.
- Дзевановский Ю.К. Металлогенез Алданского щита. - В кн. "Материалы к I Всесоюзной конференции по геологии и металлогенезу Тихоокеанского рудного пояса", вып. 2, Владивосток, 1960.
- Дзевановский Ю.К. Архейские образования Алданского щита. Тезисы доклада. - Сов. по разр. стратиграф. схем Якутской АССР. Ленинград, 1961₂.
- Долгушин И.Ю. Геоморфология западной части Алданского нагорья. Изд-во АН СССР, 1961.
- Ельянов А.А., Моралев В.М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. - Докл. АН СССР, 1961, 141, № 3.
- Ефимов А.Ф., Катаева З.Т. Первая находка лейкосфенита в СССР. - Докл. АН СССР, 1959, 129, № 4.
- Ефимов А.Ф., Кравченко С.М., Васильева З.В. Стронцийапатит - новый минерал. - Докл. АН СССР, 1962, 142, № 2.
- Ефимов А.Ф., Кравченко С.М., Власова Е.В. К минералогии щелочных пегматитов Инаглинского массива. - Труды ИГЕМ, 1963.
- Ефимов А.Ф., Горбачев Т.Б. О калиевых полевых шпатах щелочных пегматитов Инаглинского массива. - Труды Мин. музея АН СССР, 1963.
- Жабин А.Г. Карбонатитовые кимберлиты из Арбаастаха, Якутия. - Записки Всес. мин. об-ва, 1967₁, ч. 96, № 3.
- Жабин А.Г. Кальцит магматического генезиса. - Записки Всес. мин. об-ва, 1967₂, ч. 96, № 3.
- Жабин А.Г. Природа полосчатых текстур карбонатитов. - Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 3.
- Зленко Н.Д. Позднесинийские интрузии центрального типа восточной окраины Алданского щита. - Труды ВАГТ, 1961, вып. 7.
- Зольников В.Г., Попова А.И. Палеографическая схема четвертичного периода равнины Центральной Якутии. - Труды Ин-та биол. Якут. фил. АН СССР, вып. 3. Матер. по изуч. растительности Якутии. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Зорин Л.В. О единстве причин в смене этапов осадконакопления четвертичного времени. - Вестн. МГУ, география, 1964, № 6.
- Зорин Л.В. Отражение роли климата и возраста в минералогических спектрах аллювия. - Бюлл. комиссии по изуч. четвертичного периода, 1965, № 30.
- Калинин П.В. Генезис флогопитовых месторождений. - В кн. "Флогопитовые месторождения Слюдянского района". М.-Л., 1939₁.
- Калинин П.В. Главнейшие типы месторождений флогопита Слюдянского района. - Труды Всес. н.-и. ин-та мин. сырья, 1939₂, вып. 150.
- Калинин П.В., Роненсон Б.М. Геологоструктурные особенности и генезис Слюдянских флогопитовых месторождений. - Сов. геология, 1957, сб. 58.
- Кальянов Н.Н. Вермикулит, его свойства, технология и области применения. - В кн. "Перлит и вермикулит". Гостекиздат, 1962.
- Каманин Л.Г. Некоторые черты палеографии Средней Сибири. - Вопросы географ., сб. 35. Физическая география Азии. М., 1954.
- Караваев М.Н. Основные моменты развития растительного покрова Центральной Якутии с середины третичного периода. - В кн. "Доклады на Первой научной сессии Якутской базы АН СССР". Якутск, 1948.

- Кицул В.И. Геохронологическое значение ультраосновных-щелочных интрузий Алданского щита. - Труды Лаб. геологии докембия, вып. 19. М.-Л., "Наука", 1964.
- Коржинский Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. - Труды ЦНИГРИ, 1936, вып. 86.
- Коржинский Д.С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. - В кн. "Стратиграфия СССР", т. 1, М.-Л., 1939.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. - В кн. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". М., 1953.
- Корчагин А.М. Вермикулит-флогопитовое месторождение Инагли. - Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 8.
- Корчагин А.М. Апатитовые проявления в Инаглинском массиве. - В сб. "Апатиты СССР", "Наука", 1968.
- Корчагин А.М., Андреева Е.М., Константинова Л.Н., Крук Н.И., Угрюмов А.И. Верхнепротерозойские (синийские) терригенные отложения в районе Инаглинского массива ультраосновных и щелочных пород на Алданском щите. - Докл. АН СССР, 1967, 174, № 2.
- Кравченко С.М., Власов Е.В., Пиневич Н.Г. Батисит - новый минерал. - Докл. АН СССР, 1960, 133, № 3.
- Кравченко С.М., Власова Е.В., Казакова М.Е., Илюхин В.В., Абрашев К.К. Иннэлит - новый силикат бария. - Докл. АН СССР, 1961, 141, № 5.
- Кравченко С.М., Власова Е.В. Щелочные породы Центрального Алдана. Изд-во АН СССР, 1962.
- Лишарев М.А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 67.
- Лишарев М.А. Закономерности образования и размещения флогопитовых месторождений. - В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых". Изд-во АН СССР, 1962.
- Максимов Е.П., Угрюмов А.Н. Геологическое строение центральной части Алданского щита. - В кн. "Геология и петрология докембия Алданского щита", Изд-во "Наука", 1966.
- Миникин Л.М. Закономерности размещения и возраст мезозойских интрузий Алдана. - Материалы по геологии и полезн. ископаем. Якут. АССР. Госгеолтехиздат, 1960.
- Михеев. Рентгеноминералогический определитель минералов. М., 1952.
- Мошканцев К.Б., Горштейн Д.К., Гусев Г.С., Деньгин Э.В., Штех Г.И. Тектоническое строение Якутской АССР. "Наука", 1964.
- Моралев В.М. Возраст ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. - Докл. АН СССР, 1959, 127, № 1.
- Островский И.А., Петров В.П. Материалы по связи оптики и химического состава магнезиально-железистых слюд. - Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, серия. петрогр., вып. 36, № 11.
- Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. "Недра", 1967.
- Пожарицкая Л.К. О генезисе карбонатитов. - В кн. "Особенности петрологии, минералогии и геохимии Восточной Сибири", "Наука", 1966.
- Пожарицкая Л.К., Эпштейн Е.М. О физико-химических условиях образования карбонатитов. - В кн. "Геохимия редких элементов в изверженных породах". "Наука", 1964.
- Прохорова С.М., Евзикова Н.З., Михайлова А.Ф. Флогопитоносность Маймече-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород. "Недра", 1966.
- Разин Л.В., Хвостова В.П., Новиков В.А. Металлы группы платины в породообразующих и акцессорных минералах ультраосновных пород. - Геохимия, 1965, № 2.

- Римская-Корсакова О.М., Соколова Е.П. О железисто-магнезиальных слюдах с обратной схемой абсорбции. - Записки Всес. мин. об-ва, 1964, ч. 93, вып. 4.
- Рожков И.С., Кицул В.И. Месторождения платины на Алданском щите. - Якут. фил. Геол. рудн. мест., 1960, № 4.
- Рожков И.С., Кицул В.И., Разин, Борицанская С.С. Платина Алданского щита. Госгеолиздат, 1962.
- Смолин П.П. Слюдноносные пегматиты и абсолютный возраст послеюрских интрузий Алдана. - Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 1.
- Смолин П.П. Контактные процессы послеюрских интрузий Алдана. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 38.
- Смолин П.П. Интрузии Якутии. - Природа, 1960, № 12.
- Стоялов С.П. Арбарастиахский массив ультраосновных и щелочных пород. - Труды ВАГТ, 1961, вып. 7.
- Токмаков П.П. Формация флогопитово-вермикулитовых месторождений в комплексе ультраосновных щелочных пород Кольского полуострова. - В кн. "Материалы сессии закономерности размещения магнезиально-силикатных полезных ископаемых". Тезисы докладов. М., 1960.
- Токмаков П.П. Ковдорское месторождение вермикулита и условия его образования. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 48.
- Токмаков П.П. Формация флогопитово-вермикулитовых месторождений комплекса ультраосновных-щелочных пород (на примере месторождений Кольского полуострова и Урала). - В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых". Изд-во АН СССР, 1962.
- Фоменков Б.П., Корчагин А.М. О закономерностях размещения вермикулитовых зон в Инаглинском массиве (Южная Якутия). - Изв. Вузов, геол. и разв., 1964, № 10.
- Фрумкин И.М. Новые данные по стратиграфии архея Алданского щита. - Сов. по разр. стратигр. схем Якут. АССР. Тезисы докладов. Л., 1961.
- Цветков А.И., Вальяшихина Е.П. Материалы по термическому исследованию минералов, ч. 3. Слюды. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 4.
- Шапошников Г.Н., Титов В.К., Бурков Ю.К. Синийские отложения южной части Алданского щита и связанные с ними железорудные проявления. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, 59.
- Шпагин А.Ф. О возрасте континентальных и щелочноземельных отложений Центрально-Алданского района. - Докл. АН СССР, 1967, 75, № 4.
- Эпштейн Е.М. О генезисе Ковдорских апатит-магнетитовых руд. - Сборник кратких сообщений по минералогии и геохимии, вып. I. М., 1970.
- Adamson O.J. Eckermanite a new alkaline amphibole. - Geol. Foren Forhandl. Stockholm, 1942, H. 3, № 430.
- Sundius N. The composition of eckermanite and its position in the amphibole group. - "Sverig. Geol. Undersokning". Ser. C. Aufhandlungen. och. uppsatser, 1945, № 475, 1946, № 8.
- Hall A.F. The relation between colour and chemical composition in the biotites. - Amer. Min., 1941, 26, № 1.
- Hoadley J.W. Mica deposits of Canada. - Econ. Geol., ser. 19, 1960.
- Johnson R.L. The geology of the Dorowa and Shawa carbonatite complexes, Southern Rhodesia. - Trans. and Proc. of Geol. Soc. of Africa, 1961, 64.
- Kunitz W. Die Isomorphieverhältnisse in der Hornblende gruppe. "N.J.f. Min., Geol. und Paleontol". Abt. A., 1930, Beilage, 60.

Александр Андреевич ГЛАГОЛЕВ
Алексей Михайлович КОРЧАГИН
Александр Георгиевич ХАРЧЕНКОВ

ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫЕ МАССИВЫ
АРБАРАСТАХ И ИНАГЛИ

Утверждено к печати Институтом геологии
рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии

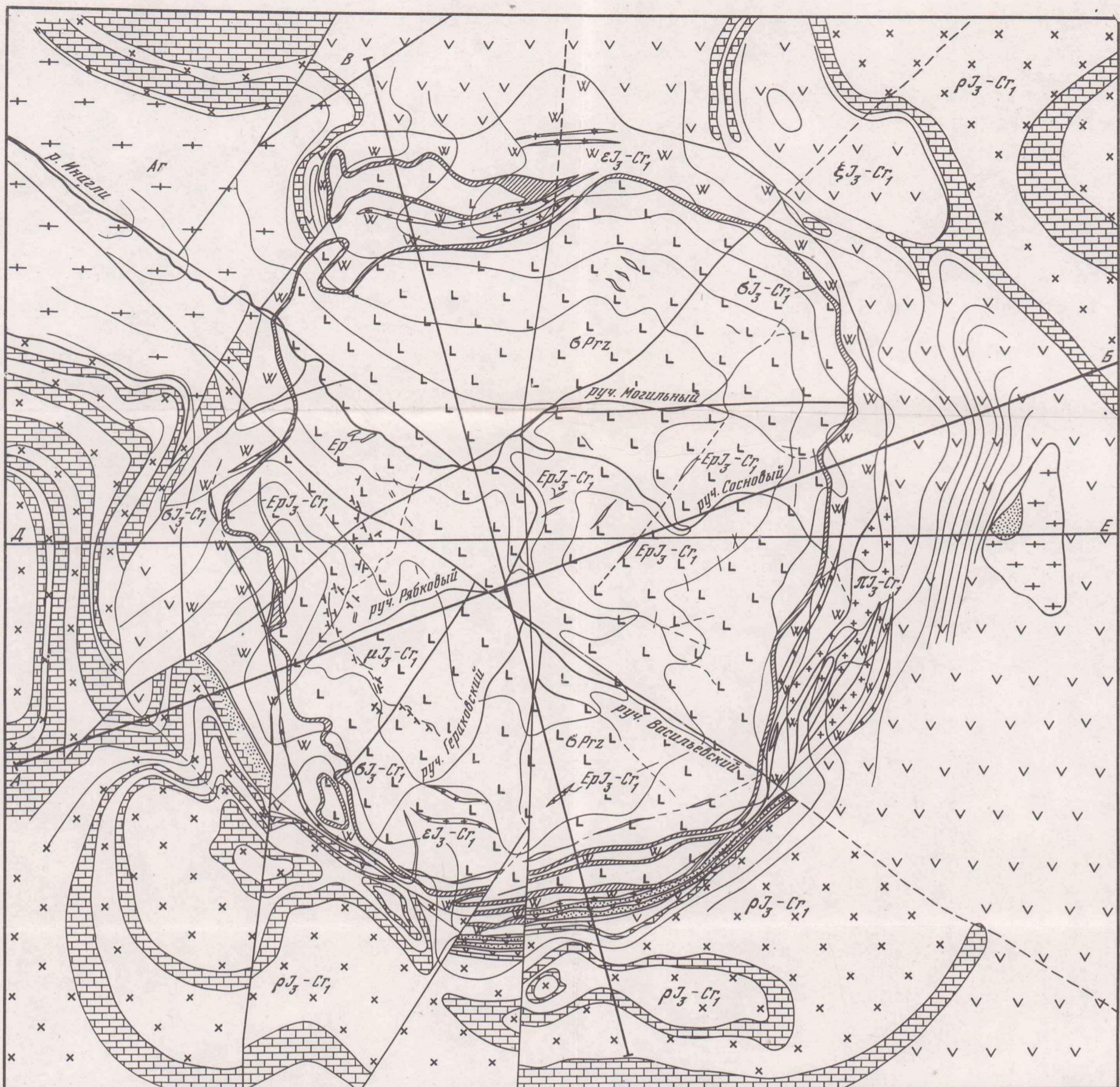
Редактор Издательства Ю.Г. Гордина
Художественный редактор С.А. Литвак
Технический редактор Е.К. Полукарова

Подписано к печати 31/X-74 г. Т - 13447
Усл.печл. 11,0 + вкл. 0,375. Уч.-изд.л. 11,9.
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 550 экз. Тип. зак. 886
Цена 1 р. 19 к.

Книга издана офсетным способом
Издательство "Наука", 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука".
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1p. 19 K.

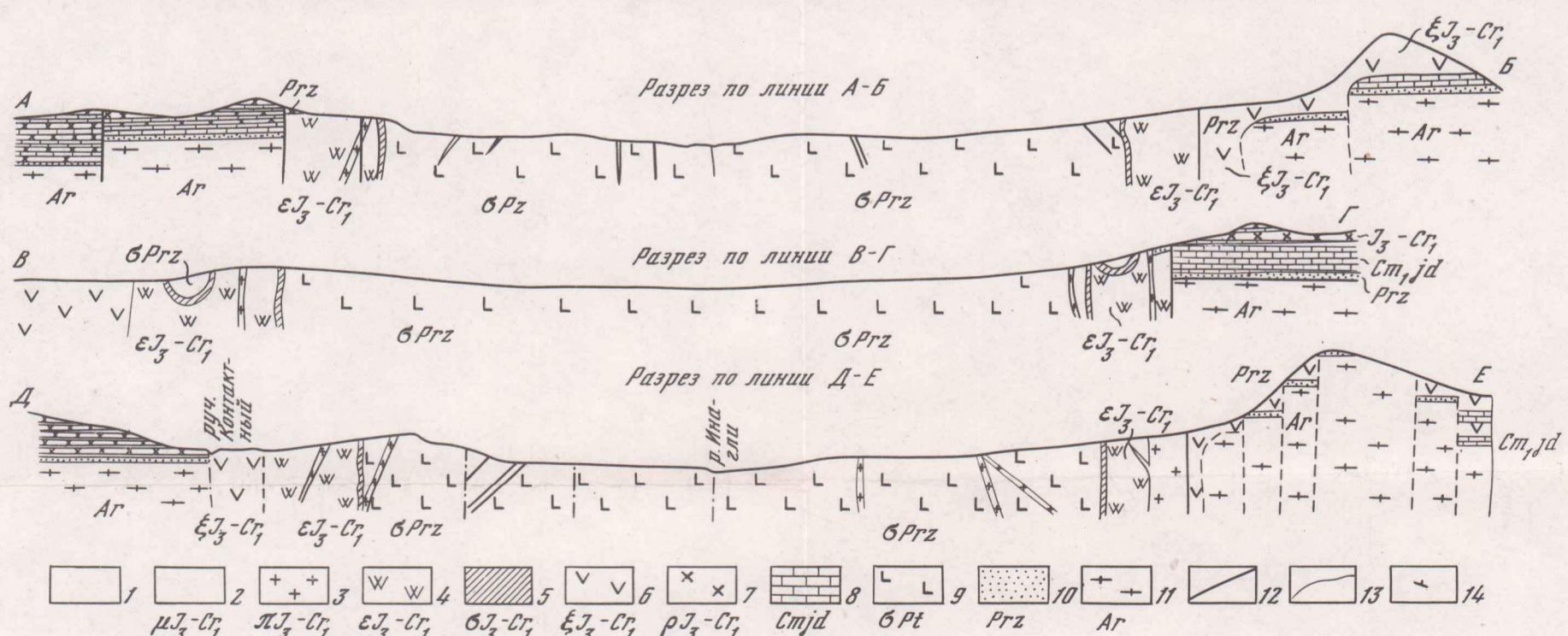
1156

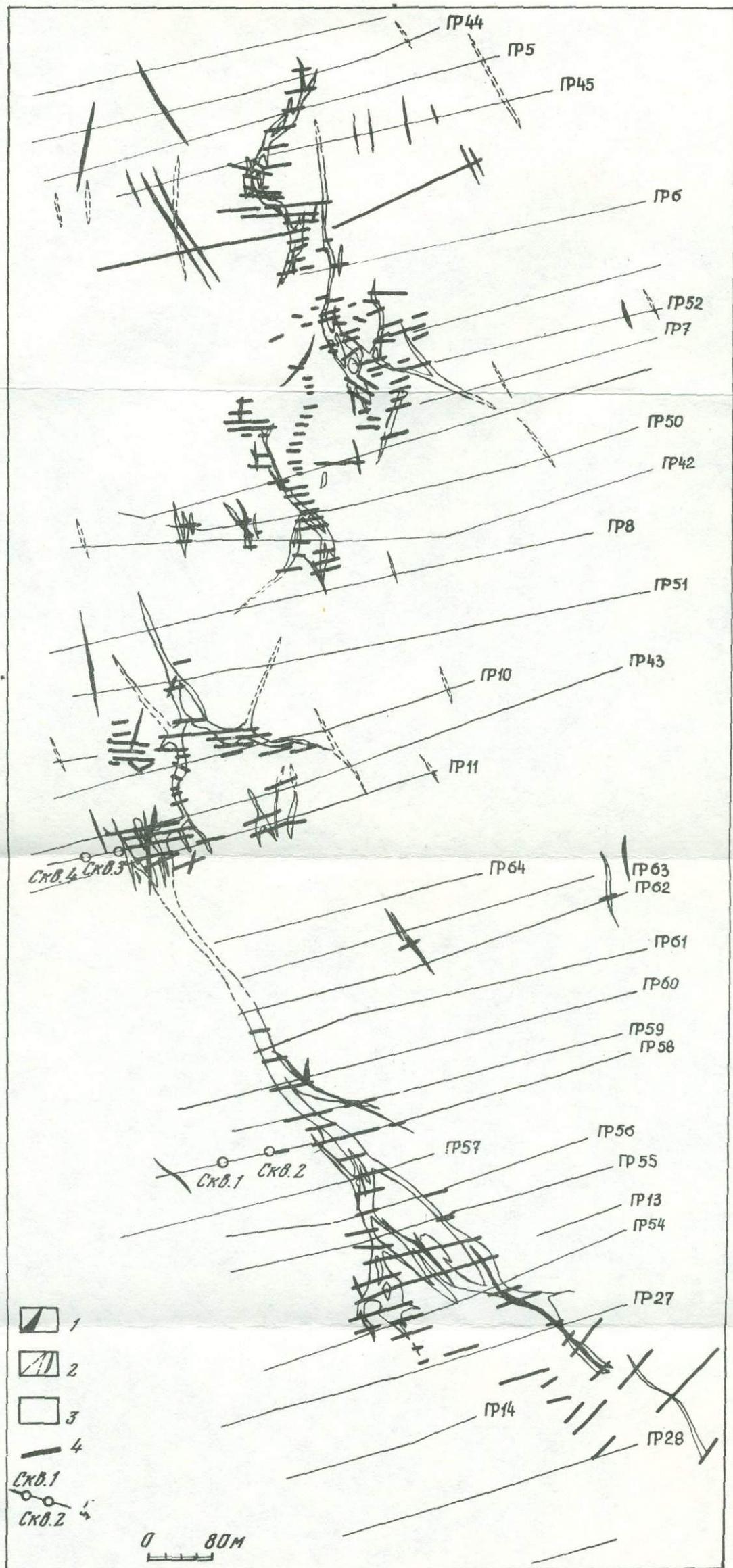


Фиг. 2. Геологическая карта Инаглинского массива

1 – щелочные пегматиты (Cr); 2 – хромдиопсид–полевошпат–слюдяные метасоматиты ($\mu J_3 - Cr$); 3 – пуласкиты ($\pi J_3 - Cr$); 4 – шонкиниты, малиньиты, щелочные меланократовые сиениты ($\epsilon J_3 - Cr$); 5 – аподунитовые метасоматические породы состава верлита и диопсидового пироксенита ($\sigma J_3 - Cr$); 6 – сиенит–порфирьи ($\xi J_3 - Cr$); 7 – сиенит–диорит–порфириты ($\rho J_3 - Cr$); 8 – до-

ломиты, доломитизированные известняки, доломитовые мраморы ($Cmjd$); 9 – дуниты (σPt); 10 – гравелиты, песчаники с прослоями аргиллитов и глинистых сланцев (Pt); 11 – кристаллические сланцы и гнейсы, метасоматические диопсид–флогопитовые породы, мигматиты и граниты (A); 12 – линии дизъюнктивных нарушений; 13 – линии контактов, 14 – элементы залегания пород





Фиг. 21. Геологический план Инаглинского месторождения вермикулита и флогопита

1 - пегматиты III типа; 2 - метасоматиты и пегматиты I типа;
3 - дуниты; 4 - канавы; 5 - разведочные профили, скважины и их номера