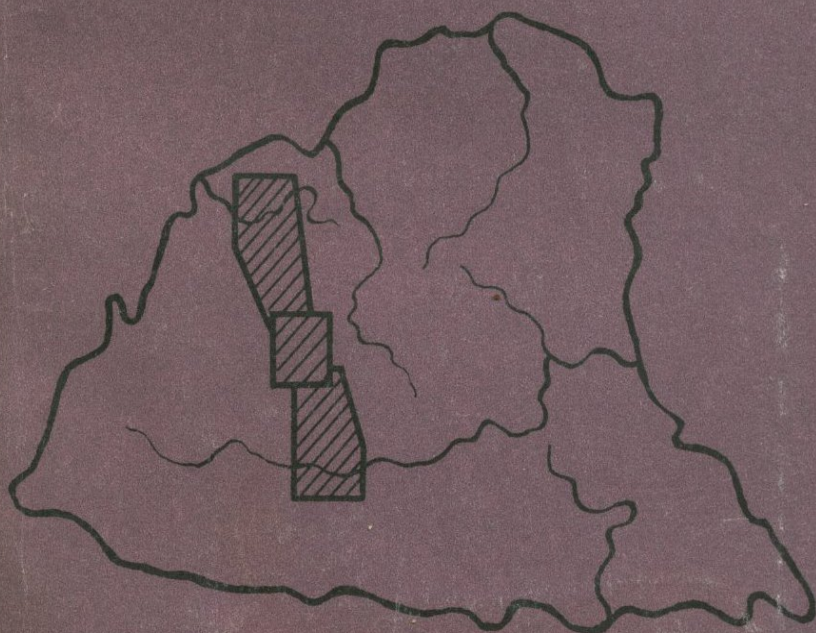




# АНОРТОЗИТЫ СССР



Издательство · Наука ·



Академия наук СССР

Петрографический  
комитет ОГГГ

# АНОРТОЗИТЫ СССР

1118



Издательство  
«Наука»  
Москва 1974



Предлагаемый читателям сборник является первым, в котором в сжатой форме даны сведения о всех наиболее известных аноксидных массивах СССР. В сборнике приводятся также краткие сведения об аноксидитах Луны по опубликованным данным исследования лунного грунта, доставленного на Землю космическими кораблями "Луна-16", "Луна-20", "Аполлон-11" и "Аполлон-16". К каждой статье, касающейся конкретной аноксидитовой провинции (Кольской, Прибалтийской, Украинской, Волго-Уральской, Анабарской, Алданской), приложена карта с нанесенными на ней отдельными массивами аноксидитов и общей геологической ситуации. Большинство статей сопровождается петрохимическими данными в виде частных или средних химических анализов главных типов пород.

Сборник рассчитан на научных сотрудников и геологов-производственников, интересующихся проблемой аноксидитов.

Ответственный редактор

*О.А.Богатиков*

До недавнего времени проблема анортозитов казалась чисто теоретической, не затрагивающей коренных вопросов геологии. Предполагалось, что анортозиты распространены только в пределах щитов, а их неясный генезис принято было относить к одной из бесчисленных загадок природы, непервостепенных по важности решения.

Повышенный интерес к проблеме анортозитов в настоящее время связан главным образом с четырьмя обстоятельствами.

1. Согласно данным глубинного бурения анортозиты развиты не только в пределах щитов. Не менее широко они распространены в поясе древних платформ, где залегают в виде огромных массивов, превосходящих по площади все ранее известные.

2. Интерпретация геофизических данных показала, что ниже так называемого гранитного слоя земной коры может находиться слой, отвечающий по главным геофизическим параметрам анортозиту.

3. Данные радиологии показали, что в некоторых регионах Земли анортозиты являются одними из самых древних пород, возраст которых приближается к 4 млрд. лет.

4. Наконец, успехи космических исследований принесли одну из главных сенсаций космической геологии — широкое развитие анортозитов на Луне.

Поэтому изучение анортозитовых ассоциаций сейчас неотделимо от таких фундаментальных вопросов геологической науки, как проблема первичной земной коры, проблема родоначальной магмы, проблема дифференциации, как вопросы геохронологии, тектоники, металлогении.

В Советском Союзе анортозиты распространены чрезвычайно широко, однако сведения о них разрозненны. Единичные монографии по анортозитам касаются в основном конкретных плутонов, не давая общего представления об анортозитах СССР. В обзоре анортозитовой проблемы, составленной по материалам международного симпозиума, проходившего в 1966 г. в США<sup>1</sup>, сведения по анортозитам СССР также полностью отсутствуют.

<sup>1</sup> Origin of anorthosite and related rocks. — Mem. N.Y. State Mus. Sci. Serv., 1969, N 18.

Предлагаемый читателям сборник является первым, в котором в сжатой форме даны сведения о всех наиболее известных анортозитовых массивах СССР. В сборнике приводятся также краткие сведения об анортозитах Луны по опубликованным данным исследования лунного грунта, доставленного на Землю космическими кораблями "Луна-16", "Луна-20" и "Аполлон-11", "Аполлон-16". К каждой статье, касающейся конкретной анортозитовой провинции, приложена карта с нанесением на ней отдельных массивов анортозитов. Большинство статей сопровождается петрохимическими данными в виде частных или средних химических анализов.

Как указывалось, цель сборника — ознакомление широкого круга читателей с основными вопросами геологии, петрографии и петрохимии анортозитов СССР. Поэтому мы не ставили задачу дать глубокую разработку теоретических вопросов генезиса анортозитов. Эти вопросы чрезвычайно важны, но, к сожалению, они не могли быть рассмотрены в данном небольшом по объему издании.

Надеемся, что настоящий сборник будет полезен для читателей, интересующихся проблемой анортозитов.

# АНОРТОЗИТОВЫЕ ПРОВИНЦИИ СССР И ИХ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

О. А. БОГАТИКОВ, А. П. БИРКИС

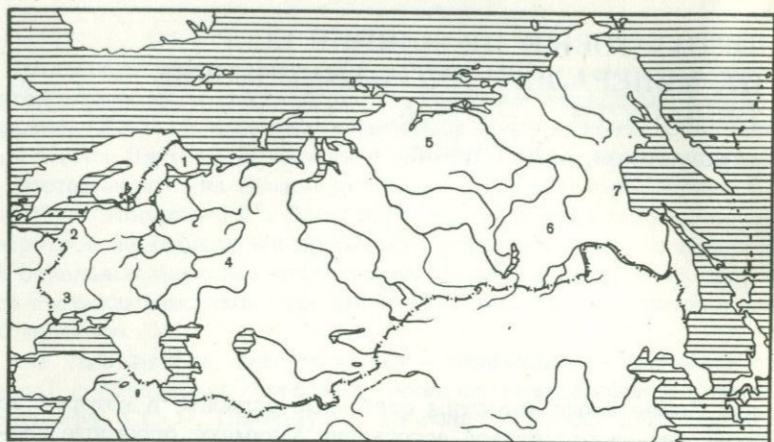
В Советском Союзе давно известны отдельные регионы, в которых породы габбро-норит-анортозитовой ассоциации занимают огромные площади — по несколько тысяч квадратных километров. Таков, например, Коростеньский плутон на Украинском кристаллическом щите, известный геологам еще с прошлого века. Однако общая изученность анортозитовых массивов все еще, видимо, недостаточна, в силу чего генетические вопросы анортозитовых ассоциаций остаются до сих пор дискуссионными.

Успехи глубокого бурения, интенсивно проводимые в СССР и за рубежом, выявили новые регионы развития анортозитовых ассоциаций (Латвия, Волго-Уральская область и др.). Постепенно стало ясно, что анортозиты в земной коре имеют глобальное распространение и приурочены в основном к краевым частям древних платформ. Были высказаны даже предположения о сплошном анортозитовом слое Земли, залегающем ниже "гранитного" (Michot, 1955).

Обнаружение и предположительно широкое развитие анортозитов на Луне показало, с одной стороны, общность направленности некоторых геологических процессов, происходящих на Земле и на Луне, а с другой — актуальность изучения анортозитов, которые играют важную роль в процессах дифференциации коры планет.

Как отмечалось, в СССР анортозиты распространены очень широко. Детальные исследования позволили выделить два типа докембрийских анортозитовых массива: подвижных зон и субплатформенные (Биркис и др., 1972). Наиболее древними являются анортозитовые массивы подвижных зон, сформированные в начальный период складчатости архейских и раннепротерозойских блоков. Геологический возраст их определяется участием в архейской и раннепротерозойской складчатости. Данные радиологии в результате глубокой метаморфической переработки анортозитов этой группы искажены и чаще всего указывают не на истинный возраст, а на возраст омоложения.

Формирование массивов субплатформенных анортозитов происходило в процессе консолидации фундамента древних платформ и после него. Массивы, относимые в этому типу, секут древние мигматизированные толщи, не несут следов складчатости и заметных признаков регионального метаморфизма.



Фиг. 1. Анортозитовые провинции СССР

1 - Кольская; 2 - Прибалтийская; 3 - Украинская; 4 - Волго-Уральская; 5 - Анабарская; 6 - Алданская; 7 - Охотская

В пределах Советского Союза к субплатформенным можно отнести анортозиты Украинского кристаллического щита и Советской Прибалтики. Все остальные анортозитовые массивы, по-видимому, имеют гораздо более древний возраст и интенсивно метаморфизованы. Их следует относить к анортозитам подвижных зон.

По геолого-географическим признакам можно выделить семь провинций (регионов) распространения автономных докембрийских анортозитов: Кольская, Прибалтийская, Украинская, Волго-Уральская, Анабарская, Охотская, Алданская (фиг. 1). Большая часть массивов, входящих в эти провинции, образует два гигантских пояса, протягивающихся на несколько тысяч километров.

Западный пояс (Богатиков, Биркис, 1972) обрамляет с запада Восточно-Европейскую платформу и включает габбро-анортозитовые массивы Украинского кристаллического щита, Белоруссии, Восточной Польши, Прибалтики. Восточный пояс включает габбро-анортозитовые массивы Алдана и Джугджура (Охотское побережье).

Кольская провинция. На территории Кольского полуострова породы габбро-анортозитового состава распространены широко и представлены массивами Главного хребта, интрузиями Кейвского региона, Сальных, Кандалакшских и Колвицких тундр. Большая часть этих массивов приурочена к зонам глубинных разломов. Массивы Главного хребта площадью около 1000 км<sup>2</sup> приурочены к зоне контакта беломорид с пироксеновыми сланцами кольской серии. Массивы Кандалакшских и Колвицких тундр подчинены зоне сочленения беломорид и Порьегубско-Умбинского гранулитового блока. В контакте с гранулитовым блоком породы массива, как и вмещающие его образования, рассланцованы и

метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. Массив Сальных тундр приурочен к зоне контакта беломорских образований с лапландским гранулитовым блоком. Массивы же Кейвских тундр вытянуты вдоль контакта Мурманского блока фундамента карелид и Кейвской синклинирной зоны и имеют интрузивные соотношения как с теми, так и с другими образованиями.

Прибалтийская провинция. Сюда относятся многочисленные массивы габбро-норит-анортозитового состава (Западно-Латвийский комплекс), пространственно ассоциирующие с рапакиви и мангеритовыми гранитоидами Рижского плутона (Богатиков, Биркис, 1970, 1973). К югу и северу от плутона фундамент сложен породами прибалтийского гранулитового комплекса архейского возраста. Массивы анортозитов подчинены крупной зоне разломов субширотного простирания. Значительная часть массивов располагается внутри плутона гранитоидов, в его южной части. Общая площадь, занятая породами анортозитового комплекса, свыше 2700 км<sup>2</sup>.

Видимо, продолжением прибалтийской провинции являются анортозиты, обнаруженные несколькими скважинами, вскрывшими кристаллический фундамент в северо-восточной Польше. Здесь анортозиты и сопутствующие им габбро-нориты и сиениты приурочены к мигматит-гнейсовому комплексу Мазурской зоны. Расположение плутонических пород вдоль линии Млава-Хожеле-Пиш-Элк-Сувалки позволяет предполагать здесь наличие глубинных разломов фундамента.

В последнее время скважинами вскрыты анортозиты в районе Салминского массива рапакиви (Карелия), по геологическому положению и составу сходные с латвийскими.

Украинская провинция. В этом регионе известно более 10 различных по размерам массивов анортозитов общей площадью около 4000 км<sup>2</sup>. Массивы приурочены к субплатформенным структурам среднепротерозойского возраста и подчинены зоне Центрального разлома северо-западного простирания. Массивы габбро-норит-анортозитов прорывают архейские (или нижнепротерозойские?) образования, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулитовой фации регионально-го метаморфизма.

Сюда же следует отнести сходные с украинскими габбро-норит-анортозиты Белоруссии, вскрытые скважиной в районе Калинковичей.

Волго-Уральская провинция. Тела габбро-норит-анортозитов залегают в архейских породах и встречаются как в не затронутых переработкой гранулитовых блоках, так и в зоне фундамента карелид. Здесь они совместно с вмещающими их кристаллическими сланцами и гнейсами претерпели интенсивный диафторез и гранитизацию в условиях амфиболитовой фации. По условиям залегания выделяются: 1) крупные массивы анортозитов, залегающие согласно складчатой структуре архея, и 2) сегрегационные анортозиты (мигматит-анортозиты), образующие линзовидные и прожилковидные обособления в гранулитах.

Анабарская провинция. Анортозиты этого региона приурочены к Котуйхан-Монхоольской и Маганской тектоническим зонам. Котуйхан-Монхоольская зона расположена среди пород гранулитовой фации мета-

морфизма архейского возраста, представленных метаосадочными и метавулканогенными породами. Сама зона сложена биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, представляющими собой повторно метаморфизованные древние метапороды (гранулиты). В породах этой толщи залегает несколько анортозитовых массивов, наиболее крупный из которых — Центральный — имеет площадь около 765 км<sup>2</sup>. Маганская зона с востока контактирует с гранулитовым комплексом, а на западе уходит под осадочный чехол протерозойских отложений. Вмещают зону гранулиты, среди которых наиболее обычны слоистые гиперстеновые гнейсы и кристаллические сланцы. Породы самой зоны представлены биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами с многочисленными прослоями и линзами гранитов и мигматитов.

Алданская провинция. Наиболее известен в этом регионе Карларский массив, приуроченный к южной границе архейской Чарской глыбы с нижнепротерозойской Удокано-Становой зоной. Эта граница проходит вдоль западного окончания глубинного Станового разлома. Анортозиты залегают в толще архейских двупироксеновых кристаллосланцев и гнейсов, относящихся к гранулитовой фации метаморфизма, и образуют массив общей площадью около 1500 км<sup>2</sup>. Массив состоит из двух ветвей: северной Куронаахской и южной Имангакитской, сливающихся в северо-восточном направлении. Продолжением этой провинции является Охотская.

Охотская провинция. Анортозитовые массивы Охотского побережья располагаются на границе Алданского щита и зоны его протерозойского складчатого обрамления. Здесь известны Джугджурский (Главный), Лавлинский, Сехтагский и другие массивы, причем Джугджурский массив представлен двумя изолированными выходами — Лавлинской и Геранской зонами. Джугджурский массив залегает в архейских пироксеносодержащих кристаллических сланцах и гнейсах. Контакт его с вмещающими породами проходит в основном по разломам; в зоне контакта с анортозитами метаморфические толщи обычно представлены гнейсами и кристаллосланцами кюриканской и сутамской свит. Геранская часть массива на северо-западе прорывается гранитоидами синийского возраста, а южнее — гранитоидами мезозоя. Лантарская часть массива на юго-востоке отделена разломом северо-восточного простирания от гранитоидов более молодого возраста. На севере лантарские анортозиты перекрываются мезозойскими эффузивами.

Подробная характеристика перечисленных провинций дана в соответствующих статьях сборника.

Из краткого обзора анортозитовых провинций СССР можно сделать следующие выводы.

1. Анортозиты обнажаются или вскрыты буровыми скважинами в наиболее глубинных и наиболее древних частях щитов и цоколе докембрийских платформ.

2. Анортозиты всегда в той или иной степени пространственно связаны с метаморфическими породами гранулитовой фации.

3. В большинстве случаев анортозитовые массивы приурочены к зонам глубинных разломов.

4. Анортозиты часто ассоциируют с кислыми породами: гранитами и сиенитами.

Наряду с этими наиболее общими особенностями всех докембрийских анортозитов СССР для каждой провинции отмечается своя специфика, связанная в основном с особенностями петрографического и петрохимического состава габбро-норит-анортозитовых серий.

### Петрография

Габбро-норит-анортозиты являются типичными представителями базитовой формации и состоят из переменных количеств плагиоклаза, пироксенов и оливина с явным преобладанием плагиоклаза. Объемные соотношения этих минералов определяют название породы — наиболее лейкократовые разности этой базитовой серии и относятся собственно к анортозитам.

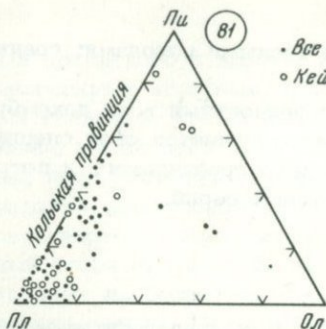
Для общего представления о минеральном составе ассоциаций базитовых пород из различных анортозитовых провинций СССР на диаграмме *Pl-Pli-Ol* (фиг. 2) показаны их нормативные (по П. Нигли) составы, рассчитанные по данным около 500 химических анализов<sup>1</sup>. Для анортозитов поля нормативных составов, как правило, достаточно хорошо совпадают с полями модальных составов, что было показано нами ранее на примере Балтийской, Украинской, Кольской провинции (Богатиков, Биркис, 1970, 1972; Биркис и др., 1972).

Анортозитовые комплексы Кольской провинции характеризуются относительно высоким содержанием меланократовых пород: габбро и габбро-нориты слагают в них около 50% объема всех пород. Менее меланократовыми являются анортозитовые массивы Анабарской и Охотской провинций. В Волго-Уральской и особенно Алданской провинциях резко преобладают ультралейкократовые разности. В Украинской и Прибалтийской провинциях наиболее широко распространены габбро-норит-анортозиты и собственно анортозиты.

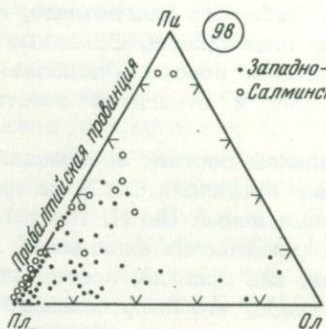
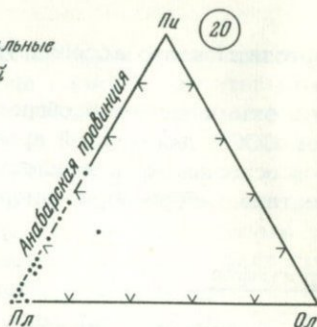
Базиты большинства анортозитовых комплексов подвижных зон преимущественно пироксеновые, содержание оливина, даже в их меланократовых разностях, обычно не превышает 10-15%; перидотиты и оливиниты относительно редки.

В противоположность им субплатформенные анортозиты различаются по характеру *Ol-Pli* распределения. Среди украинских анортозитов преобладают пироксеновые разности (как и в салминских) вплоть до меланократовых габбро-норитов и пироксенитов. Обычны и оливин-пироксеновые разности (особенно в Коростеньском плутоне), однако трокто-

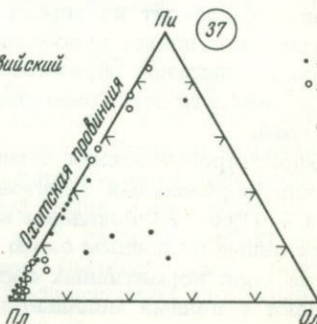
<sup>1</sup> Здесь и далее использованы данные результатов химических анализов пород и минералов авторов статьи, а также Г.Н. Баженовой, С.В. Богдановой, В.А. Бухарева, Ю.В. Кононова, А.М. Ленникова, Г.Б. Лутца и Е.В. Шаркова, опубликованные ими в научных статьях и диссертационных работах.



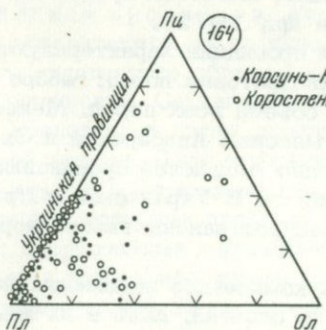
• Все остальные  
○ Кейвский



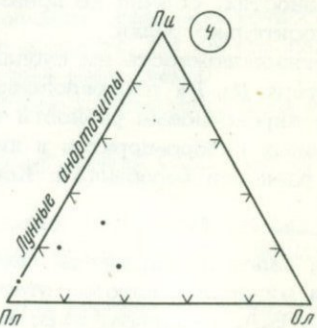
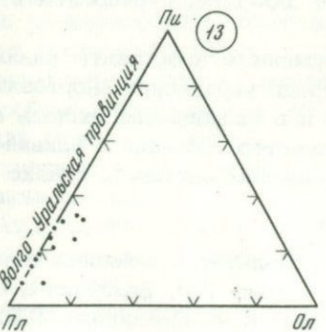
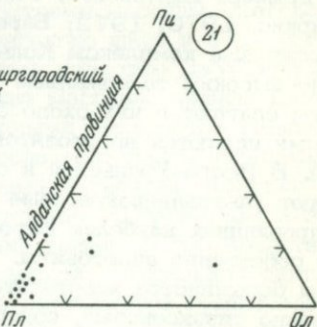
• Западно-Латвийский  
○ Салминский



• Геранский  
○ Лантарский



• Карсунь-Новомиргородский  
○ Каростеньский



литы и оливиниты редки. Латвийские анортозиты преимущественно оливинсодержащие; здесь отмечаются троктолиты, вплоть до оливинитов, и, напротив, пироксениты весьма редки. Поэтому можно говорить об оливиновой или пироксен-оливиновой специализации для анортозитов Западной Латвии в отличие от пироксеновой для украинских и особенно южнофенноскандийских анортозитов.

В пределах выделяемых провинций намечается некоторая особенность в петрографическом составе, характерная для конкретных массивов или комплексов. Так, в Кольской провинции такой специфической ассоциацией являются кейвские анортозиты, для которых характерны разности пород, обогащенные пироксеном. В Прибалтийской провинции обогащенные пироксеном породы (близкие к пироксенитам) встречаются в Салминском массиве и отсутствуют в Западно-Латвийском комплексе. В Украинской провинции базиты Коростеньского плутона несколько более обогащены нормативным оливином, чем породы Корсунь-Новомиргородского массива.

Таким образом, основными фемическими силикатами анортозитовых ассоциаций являются пироксены, среди которых наиболее типичны ромбические разновидности. Моноклинные пироксены присутствуют не всегда и в подчиненном по сравнению с ромбическими количестве. Оливины присутствуют также в ограниченных количествах. Исключение составляет Западно-Латвийский комплекс, где оливины для некоторых типов пород являются главным фемическим породообразующим минералом.

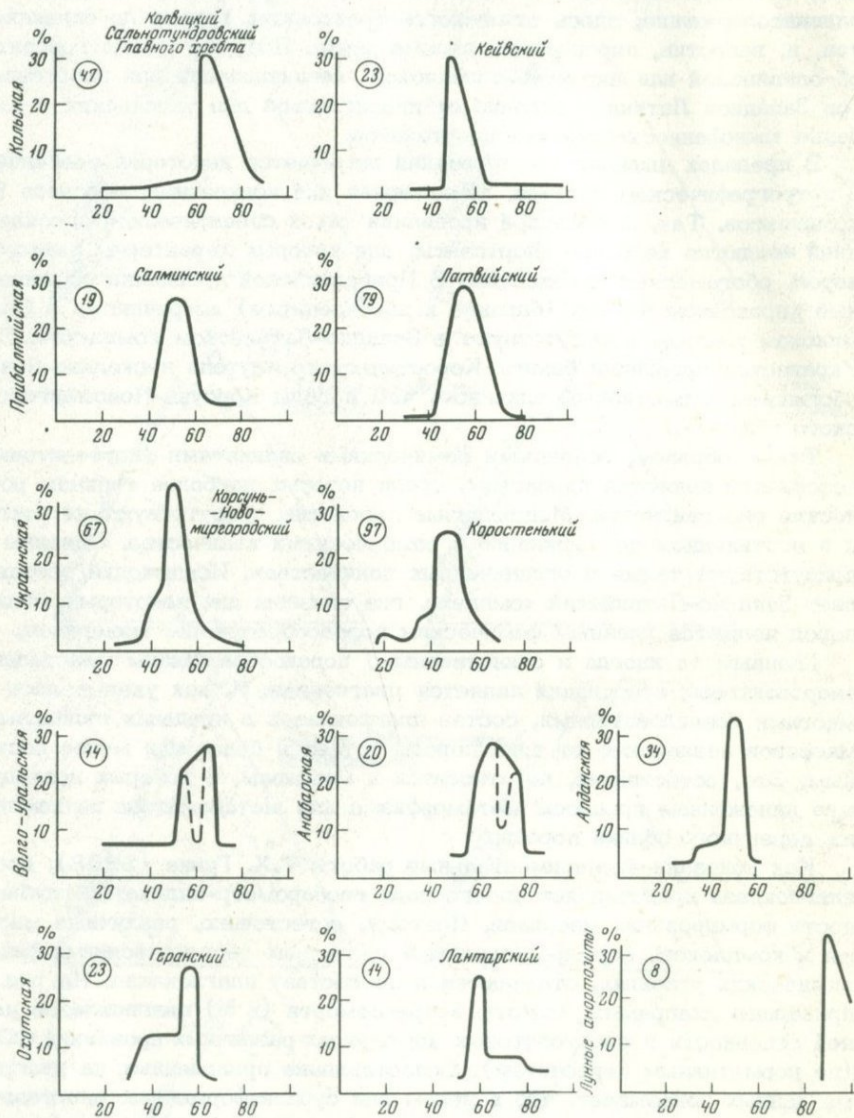
Главным (а иногда и единственным) породообразующим минералом анортозитовых ассоциаций является плагиоклаз. И, как указывалось многими исследователями, состав плагиоклазов в пределах отдельных массивов независимо от типа породы остается более или менее постоянным. Это, естественно, не относится к массивам, в которых последующие наложенные процессы метаморфизма или метасоматоза не изменили первичного облика породы.

Как показали экспериментальные работы Т.Х. Грина (1968), состав плагиоклаза представляет своего рода геобарометр-индикатор глубинности формирования массивов. Поэтому, естественно, различные массивы и комплексы, формировавшиеся в различных геологических и физико-химических условиях, отличаются и по составу плагиоклаза. На рис. 3 приведены диаграммы частоты встречаемости (в %) плагиоклазов разной основности в анортозитовых комплексах различных провинций СССР (по нормативным пересчетам). Сопоставление приведенных на диаграмме данных показывает, что в целом для субплатформенных анортозитов (Прибалтийская и Украинская провинции) характерен очень стабильный состав плагиоклазов с максимумом составов, приходящимся на 50-е

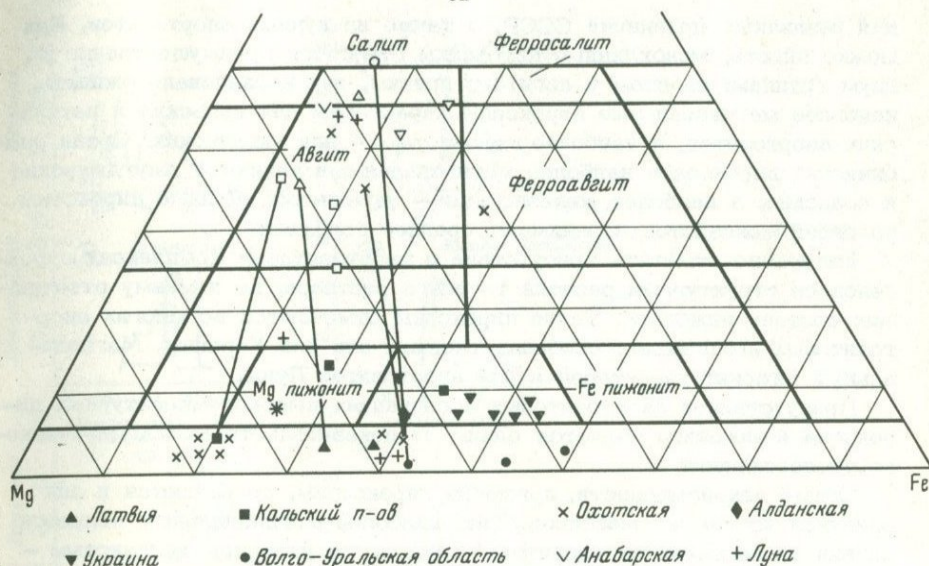
---

Фиг. 2. Диаграммы нормативных минеральных составов анортозитовых провинций СССР

В кружках - число анализов; Пл - плагиоклаз; Пи - пироксен; Ол - оливин



Фиг. 3. Диаграмма частот встречаемости плагиоклазов различной основности в аортозитовых провинциях СССР (по пересчетам химических анализов на нормативный состав). Число анализов то же, что на фиг. 2



Фиг. 4. Диаграмма Польдерваарта и Хесса с нанесенными на ней составами моноклинных и ромбических пироксенов из различных анортозитовых провинций СССР

номера. В пределах этих провинций состав плагиоклазов в отдельных массивах также почти не меняется.

Для анортозитов подвижных зон общий максимум частоты встречаемости приходится на 60-е номера (Волго-Уральская, Анабарская и Охотская провинции), для большинства массивов Кольской провинции — на 70-е номера. Однако в пределах провинций отдельные массивы могут значительно различаться по составу слагающих их плагиоклазов. Так, в Охотской провинции в Геранской части Джугждурского массива преобладают плагиоклазы 55-х номеров, а в Лантарской — более основные. Состав плагиоклаза в кейвских анортозитах более кислый, чем в анортозитах других массивов Кольского полуострова. Кроме того, для многих анортозитовых провинций, как видно из фиг. 3, отмечаются два пика основности плагиоклаза, что, возможно, связано с наложенными процессами метаморфизма, приводящими зачастую к раскислению плагиоклаза (Волго-Уральская, Анабарская провинции). Вместе с тем пересчитанные на нормы химические составы лабрадоритов и андезитов Карларского массива дали один четкий пик основности плагиоклазов в районе 50-го номера. Более кислые плагиоклазы отмечаются не очень ясным перегибом кривой около 35 — 40-го номера.

Лунные анортозиты характеризуются наиболее основным составом плагиоклаза (анортит № 95 — 98).

На фиг. 4 (диаграмма Польдерваарта и Хесса) представлены составы моноклинных и ромбических пироксенов из анортозитовых ассоциаций

ций различных провинций СССР, а также из лунных анортозитов. Как можно видеть, моноклинные пироксены относятся преимущественно к двум группам: салитам и авгитам; причем, как и следовало ожидать, наиболее магнезиальные пироксены характерны для кольских и латвийских анортозитов, а наиболее железистые — для украинских. Среди ромбических пироксенов наиболее магнезиальными являются джугджурские и кольские, а наиболее железистыми — украинские. Лунные пироксены по своей железистости занимают среднее положение.

Интересно отметить присутствие в анортозитовых комплексах пироксенов со структурами распада твердого раствора, по химизму отвечающих составу пижонита. Такие пироксены отмечаются во многих анортозитовых комплексах; особенно типичны они для Украины. Магнезиальный пижонит характерен и для анортозитов Луны.

Присутствие в анортозитовых ассоциациях высокотемпературных пироксена и пижонита является одним из доказательств их магматического происхождения.

Общие закономерности, присущие пироксенам, сохраняются и для оливинов из тех же массивов. Так, наиболее магнезиальным является оливин из кольских анортозитов ( $Fa_{24}$ ), а наиболее железистым — из украинских (от  $Fa_{62}$  до  $Fa_{90}$ ). Оливины из анортозитов Луны (от  $Fa_{28}$  до  $Fa_{48}$ ) и Западной Латвии ( $Fa_{43}$ ) характеризуются умеренной железистостью.

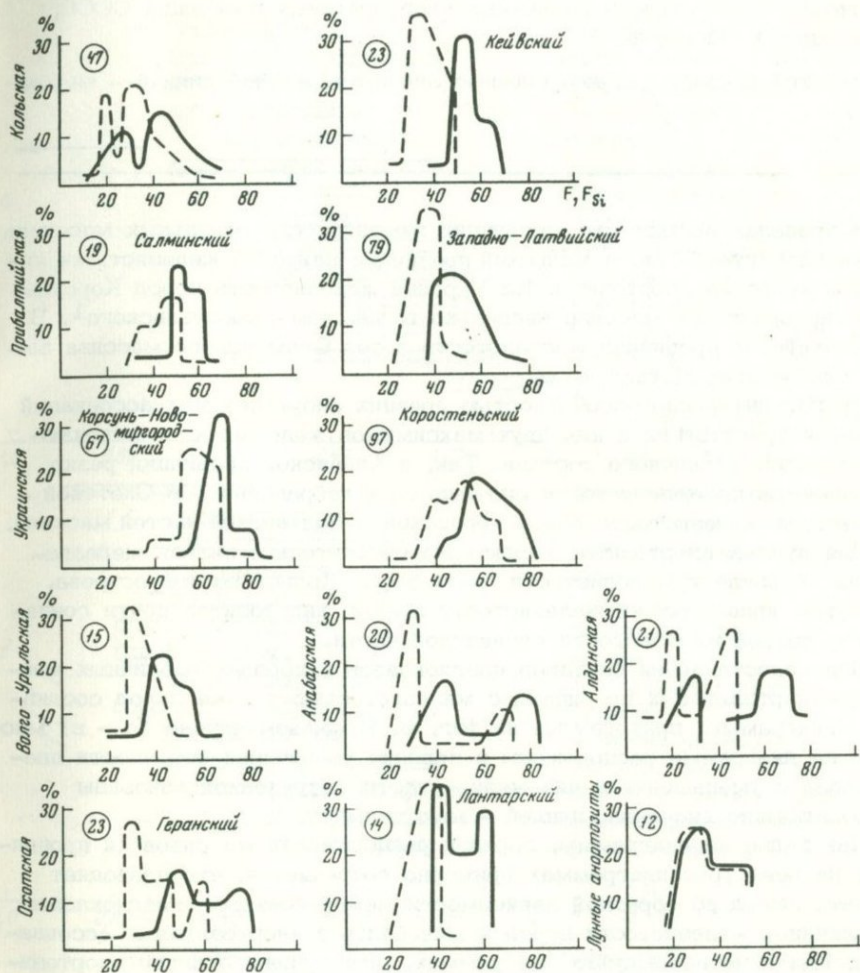
### Петрохимия

Петрохимические особенности анортозитовых ассоциаций отражают как их общий минеральный состав, так и состав породообразующих минералов. Наиболее чувствительным индикатором физико-химических условий кристаллизации магмы является железистость пород и минералов ( $Fe-Mg$  распределение).

Специфика выделяемых анортозитовых провинций наглядно видна на диаграммах частоты встречаемости величин общей железистости пород в целом ( $Fe = \frac{Fe_2O_3 + FeO + MnO}{Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO}$ ) и их  $Fe-Mg$  силикатной части по данным пересчета на "норму", где исключено влияние  $Ti-Fe$  окисных минералов ( $F_{Si} = \frac{Fa}{Fa + Fo}$ ). Из диаграммы, изображенной на рис. 5, следует, что анортозиты разных провинций различаются по этим параметрам.

Естественно, железистость силикатной части анортозитовых ассоциаций будет ниже, чем валовая железистость породы. Смещение кривых, показанных на фиг. 5, в первом приближении отражает содержание в породах  $Fe-Ti$  окисных минералов и в какой-то мере указывает на перспективность указанных провинций на обнаружение в них месторождений титаномагнетита и ильменита.

Если говорить в целом, то анортозиты Украины и Прибалтики несколько более железистые, чем другие, за исключением, пожалуй, части анабарских и алданских.



Фиг. 5. Диаграммы частоты встречаемости пород различной железистости из аноксидных провинций СССР

Сплошная линия - общая железистость,  $\left( \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO}} \cdot 100\% \right)$ ,

пунктир - железистость силикатной части по пересчетам на нормативный состав методом Ниггли  $\left( \frac{\text{Fa}}{\text{Fa} + \text{Fo}} \cdot 100\% \right)$

Фиг. 6. Сопоставление основности плагиоклаза, общей железистости и силикатной железистости различных анортозитовых провинций СССР, комплексов и массивов

Штриховкой показаны преобладающие значения, жирной линией — максимумы

В пределах выделяемых провинций железистость отдельных массивов также варьирует. Так, в Кольской провинции наиболее железистыми являются кейвские анортозиты. На Украине железистость пород Корсунь-Новомиргородского массива несколько выше, чем Коростеньского<sup>1</sup>. В Прибалтийской провинции железистость пород Салминского массива выше, чем Западно-Латвийского.

Другой интересной особенностью древних анортозитовых ассоциаций является присутствие в них двух максимумов железистости, отвечающих породам различного состава. Так, в Алданской провинции резко различаются по железистости андезиты и лабрадориты, в Охотской — отличается железистость пород Геранской и Лантарской частей массива.

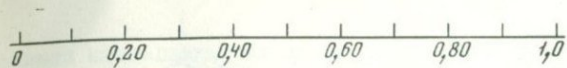
Для лунных анортозитов характерна относительно низкая железистость, близкая к железистости части пород Кольского полуострова. При этом кривая общей железистости лунных анортозитов почти совпадает с кривой железистости силикатной части.

Для сопоставления составов плагиоклазов в породах различных массивов анортозитовых провинций с железистостью тех же пород составлены диаграммы, приведенные на фиг. 6. В каждом случае (а — в) массивы на диаграмме расположены в порядке увеличения основности плагиоклаза и уменьшения в них железистости. Штриховкой показаны преобладающие значения, линией — максимумы.

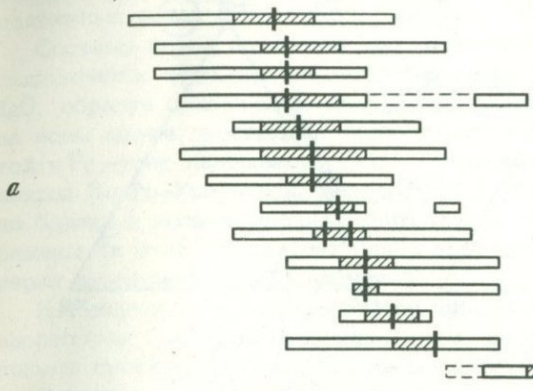
Как видно из диаграммы, порядок расположения массивов (и провинций) на всех трех диаграммах примерно сохраняется, что позволяет сделать вывод об обратной зависимости между составом плагиоклазов и величиной железистости пород и минералов в анортозитовых ассоциациях. Как и на предыдущих диаграммах, здесь видно отличие анортозитов подвижных зон от субплатформенных, а также различия отдельных массивов в пределах анортозитовых провинций. Столь же четко обособляются лунные анортозиты от земных, особенно по составу слагающих их плагиоклазов.

На другой диаграмме (фиг. 7) показаны содержания FeO и MgO (в атомн. %) в зависимости от содержания CaO. Можно видеть, что поля составов лейкократовых разновидностей пород всех анортозитовых про-

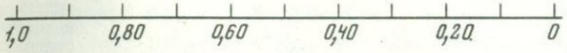
<sup>1</sup> На кривой частоты встречаемости железистости пород Коростеньского плутона имеется второй максимум; он отвечает анортозитам Кривотинского массива, которым свойственна более низкая железистость по сравнению с породами других частей плутона.



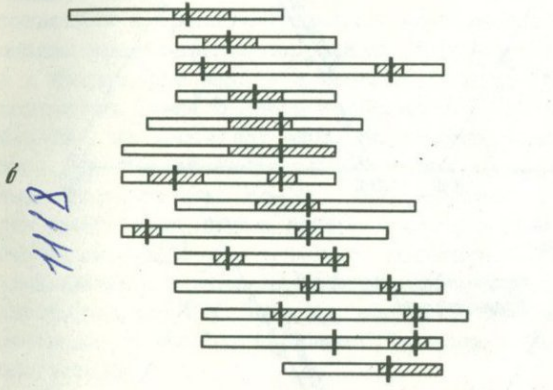
$$\frac{Al}{Al + Al_2O_3}$$



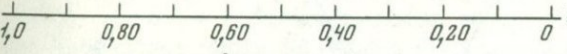
- Коростеньский комплекс
- Курсунь-Новомиргородский комплекс
- Алданская провинция
- Кейвский комплекс
- Салминский "
- Западно-Латвийский "
- Геранский комплекс
- Лантарский "
- Волго-Уральская провинция
- Анабарская "
- Колвицкий комплекс
- Манче-Чуна-Волчьи тундр
- Сальнотундровский комплекс
- Лунные анортозиты



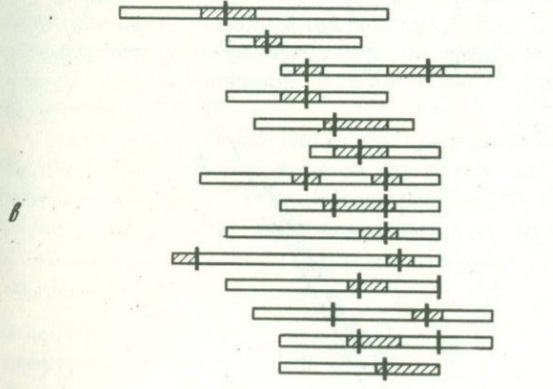
$$F = \frac{Fe_2O_3 + FeO + MnO}{Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO}$$



- Курсунь-Новомиргородский комплекс
- Коростеньский "
- Алданская провинция
- Кейвский комплекс
- Салминский "
- Западно-Латвийский "
- Геранский "
- Волго-Уральская провинция
- Анабарская "
- Лантарский комплекс
- Колвицкий "
- Манче-Чуна-Волчьи тундр
- Сальнотундровский комплекс
- Лунные анортозиты



$$F_{Si} = \frac{Fa}{Fa + Fo} \text{ (миналы)}$$



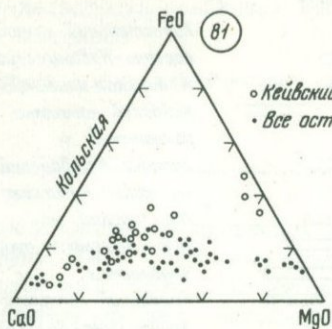
- Курсунь-Новомиргородский комплекс
- Коростеньский "
- Алданская провинция
- Салминский комплекс
- Западно-Латвийский "
- Кейвский "
- Геранский "
- Лантарский "
- Волго-Уральская провинция
- Анабарская "
- Колвицкий комплекс
- Сальнотундровский комплекс
- Манче-Чуна-Волчьи тундр
- Лунные анортозиты

a

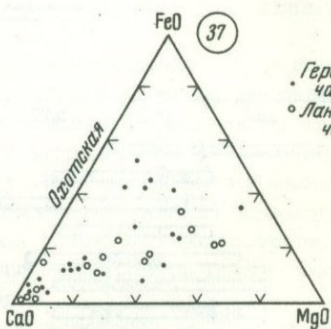
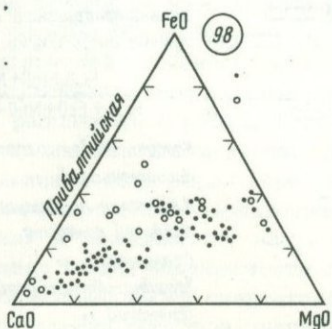
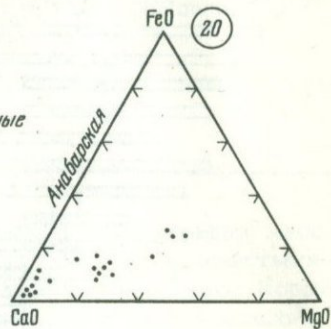
b  
1118

v

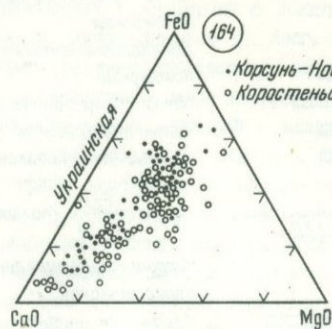




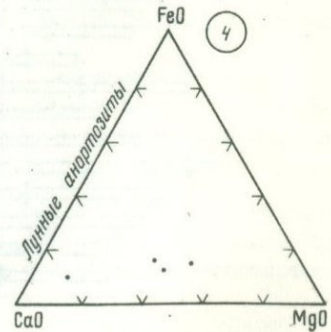
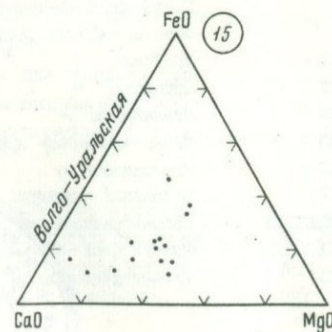
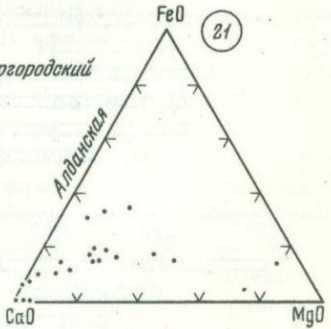
○ Кийвский  
• Все остальные



Геранская часть  
○ Лантарская часть



• Корсунь-Новомыргородский  
○ Коростеньский



винций совпадают, тогда как меланократовые поля обособляются (для подвижных зон и субплатформенных).

Составы пород анортозитовых комплексов Кольской провинции (за исключением кейвских анортозитов) располагаются вблизи линии  $\text{CaO} - \text{MgO}$ , образуя поле в виде достаточно узкой полосы, ограниченной почти на всем своем протяжении значениями  $\text{Fe} = 10 - 20\%$  и слабо выгнутой к  $\text{Fe}$ -углу диаграммы. Поля составов пород анортозитовых комплексов Волго-Уральской, Анабарской и Алданской провинций достаточно близки к полю кольских анортозитов, хотя и не столь отчетливо выражены (в этих комплексах слабо проявлена меланократовая часть серии анортозиты-габбро-нориты).

Из анортозитов подвижных зон обособляются кейвские анортозиты и анортозиты Охотской провинции, поля составов которых совпадают с полями составом субплатформенных анортозитов.

В пределах поля субплатформенных анортозитов для Украинской и Балтийской провинций довольно уверенно выделяются самостоятельные поля с отклонением к  $\text{Mg}$ - или  $\text{Fe}$ -углами диаграммы. Наиболее сильно тенденция к предпочтительному накоплению  $\text{FeO}$  в процессе дифференциации проявлена в анортозитах Корсунь-Новомиргородского плутона, а к накоплению  $\text{MgO}$  - в базитах Западно-Латвийского анортозитового комплекса (хотя и здесь преобладание  $\text{MgO}$  над  $\text{FeO}$ , особенно в ультрабазитах, не достигает величин, свойственных анортозитам подвижных зон). Другие комплексы этих провинций характеризуются промежуточным направлением  $\text{Fe}-\text{Mg}$  дифференциации. Следует особо отметить, что субплатформенные габбро-нориты и габбро-норит-анортозиты, пространственно (и, быть может, генетически) тесно связаны с габбро-монцонитами и монцонитами, которые характеризуются значительным преобладанием  $\text{FeO}$  над  $\text{Mg}$ , что отчетливо видно на диаграмме (фигуративные точки "отскакивают" от поля к  $\text{Fe}$ -углу и  $\text{CaO}-\text{FeO}$  - линии диаграммы).

Диаграмма составов анортозитов Охотской провинции близка диаграммам составов субплатформенных анортозитов, при этом составы пород Лантарской части Джугджурского массива отвечают полю составов анортозитов Балтийской провинции, а составы анортозитов Геранской части массива характеризуются повышенной железистостью и располагаются преимущественно в поле составов Корсунь-Новомиргородских анортозитов.

Среди анортозитов Кольской провинции четко обособляются породы кейвского комплекса, поле их составов совпадает с полем составов субплатформенных анортозитов, располагаясь в средней (промежуточной) в отношении  $\text{Fe}-\text{Mg}$ -распределения) его части.

---

Фиг. 7. Диаграмма  $\text{CaO} - \text{FeO} - \text{MgO}$  химических составов пород анортозитовых провинций СССР

В кружках - число анализов

Проведенное сопоставление показывает, что анортозитовые комплексы и провинции весьма существенно различаются между собой по возрасту (архейский, раннепротерозойский, среднепротерозойский) и приуроченности к определенному тектоно-магматическому этапу развития региона. Четко выделяются анортозиты этапа развития подвижных зон и субплатформенные анортозиты древних платформ. Кроме того, долгое время считалось, что одной из характернейших черт анортозитового магматизма являются достаточно выдержанные и постоянные минеральный и химический составы анортозитов из различных регионов. Однако, как показали исследования, намечаются существенные различия анортозитовых провинций и отдельных комплексов (массивов) и по их минерало-петрохимическим особенностям. Такими особенностями являются:

- 1) состав и содержание главных фемических силикатов,
- 2) состав плагиоклаза и характер распределения плагиоклаза по его основности в породах комплекса или провинции,
- 3) содержание главных породообразующих элементов, в особенности Ca, Mg, Fe, Ti, щелочей,
- 4) величина железистости пород в целом и отдельно их силикатной части, распределение железа между силикатами и Fe-Ti окиснорудными минералами,
- 5) характер Fe-Ti окиснорудной минерализации.

В первом приближении намечаются отличия анортозитов подвижных зон от субплатформенных анортозитов, что следует связывать, видимо, с закономерным изменением во времени составов исходных для анортозитовых комплексов расплавов. В конечном счете это указывает на изменение во времени состава земной коры и верхней мантии в процессе их эволюции, а также на различные физико-химические условия дифференциации подкоркового вещества, зарождения или выплавления анортозитовых магм, различные условия становления массивов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Биркис А.П., Богатиков О.А., Богданова С.В., Личак И.Л., Мошкин В.Н., Шарков Е.В., Шуркин К.А. Докембрийские анортозиты Восточно-Европейской платформы (Тезисы II Петрогр. сов. по Русской платформе). Воронеж, 1972.
- Богатиков О.А., Биркис А.П. Габбро-лабрадоритовый пояс запада Восточно-Европейской платформы (Труды IV Всес. петрогр. сов.). "Наука", 1972.
- Богатиков О.А., Биркис А.П. Габбро-норит-анортозитовый комплекс Западной Латвии. - Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 6.
- Богатиков О.А., Биркис А.П. Докембрийский магматизм Западной Латвии "Наука", 1973.
- Грин Т.Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях. - В кн. "Петрология верхней мантии". "Мир", 1968.

# ГАББРО-ЛАБРАДОРИТЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Б. А. ЮДИН

Интрузивные образования габбро-лабрадоритов на территории Кольского полуострова довольно широко распространены и представлены массивами Главного хребта Монче-, Чуна-, Волчьих, Лосевых тундр и Цагинским интрузивными телами Кольско-Кейвского региона, Сальных, Кандалакшских и Колвицких тундр. По геологическому положению, внутреннему строению и структуре, направленности процессов кристаллизационной дифференциации и металлогенической специализации они объединены С.И. Заком и Б.А. Юдиным (1971) в особую титаноносную габбро-лабрадоритовую формацию нижнепротерозойского возраста (см. схему).

Анализ истории геологического развития кольского региона показывает, что габбро-лабрадоритовые интрузивы являются межформационными и были сформированы в предшествующее карельскому периоду складчатости время, т.е. относятся к доорогенным. Они являются более молодыми интрузивными образованиями по отношению к нижнепротерозойским эффузивно-осадочным толщам кольско-кейвской, тундровой серии Имандра-Варзугской и Сальнотундро-Колвицкой синклинорных зон, отделенных от архейского гранито-гнейсового фундамента базальными конгломератами (Батиева, Бельков, 1958; Козлов и др., 1967, и др.). Более древними интрузивными образованиями, чем габбро-лабрадоритовые массивы, в Имандра-Варзугской, Кольско-Кейвской и Сальнотундро-Колвицкой синклинорных зонах являются пластовые интрузии габбро-норитов и габбро, полностью или частично преобразованные при метаморфизме в сланцеватые габбро-норит-амфиболиты, полевошпатовые амфиболиты и габбро-норитовые кристаллосланцы. Последние широко развиты в пределах Сальнотундро-Колвицкого синклинория.

Габбро-лабрадоритовые интрузивы Кейв, р. Цаги, Главного хребта, Кандалакшских и Колвицких тундр включают пластиноподобные гигантские отторженцы и ксенолиты вмещающих гнейсов, амфиболитов и других пород с явно выраженным воздействием на них основной магмы. Габбро-лабрадориты секутся интрузиями основных и ультраосновных пород, микроклиновыми и щелочными гранитами, диоритами и плагио-порфиритами.

По геологическому положению интрузивные образования габбро-лабрадоритовой формации подразделяются на следующие массивы: 1) занимающие глубинные разломы субмеридионального простирания в архейском гранито-гнейсовом фундаменте (Цагинский), 2) располагаю-

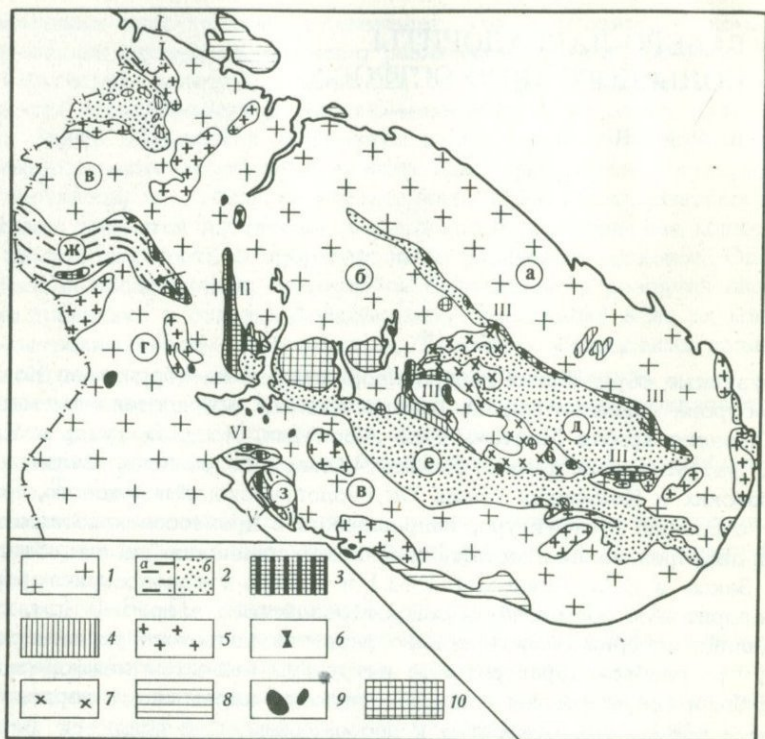


Схема размещения интрузий нижнепротерозойской габбро-лабрадоритовой формации Кольского полуострова

1 - архейские гнейсы, гнейсо-граниты, граниты и мигматиты, слагающие области антиклинориев; 2 - протерозойские комплексы основных гранулитов (а) и супракrustальных и вулканогенных образований (б), слагающих синклинории; 3 - нижнепротерозойские интрузивы габбро-лабрадоритовой формации: I - Цагинский, II - Главного хребта, III - Кейв и Колмозеро-Воронья, IV - Сальных тундр, V - Колвицких тундр, VI - Канадалакшских тундр; 4 - протерозойские интрузии базитов и гипербазитов; 5 - протерозойские гранитоиды; 6 - верхнепротерозойские массивы габбро-щелочной формации; 7 - верхнепротерозойские интрузии щелочных гранитов; 8 - иотнийские и нижнекембрийские субплатформенные и платформенные отложения; 9 - каледонские интрузивы ультраосновной-щелочной формации; 10 - герцинские интрузии нефелин-сиенитовой формации

Буквы в кружках: а - Мурманский, б - Центрально-Кольский, в - Терско-Нотозерский, г - Канадалакшский антиклинорий; д - Кольско-Кейвский, е - Имандра-Варзугский, ж - Сальнотундровский, з - Колвицкий синклинории

шиеся на сочленении глубинных разломов в антиклинорных архейских структурах с нижнепротерозойскими синклинорными подвижными поясами (массив Главного хребта) и 3) приуроченные к обрамлениям синклинорных зон нижнепротерозойского возраста (кольско-кейвский и сальнотундро-кольвицкой), на их границе с антиклинорными поднятиями гранито-гнейсового основания.

Цагинский массив габбро-лабрадоритов занимает площадь 170 км<sup>2</sup>. Он залегает среди гранито-гнейсов Центрально-Кольского антиклинория и как бы оконтуривает на западе Кейвскую гнейсовую синклинорную зону. По отношению к региональной структуре гранито-гнейсов интрузив занимает несогласное положение, и лишь в приконтактной зоне гнейсовидность согласна контактам.

Массив габбро-лабрадоритов представляет собой однофазный ритмично расслоенный трещинный плутон лополитоподобной формы с падением контактов к центру под углом 30 - 45°. Трахитоидность и полосчатость в горных породах параллельны контактам и постепенно выглаживаются к центру массива до горизонтального положения (Юдин, 1960<sub>1</sub>). Г.П. Колесников указывает, что по гравитационным данным западный контакт интрузива падает на восток и выглаживается к его центру, восточный не отмечается. По магнитным аномалиям массив продолжается к востоку за пределы проводимого нами контакта.

Габбро-лабрадоритовый массив Главного хребта Монче-Чуна, Чуна-, Волчьих и Лосевых тундр - самый крупный интрузив габбро-лабрадоритовой формации на Кольском полуострове. Площадь его около 440 км<sup>2</sup>. В плане он имеет форму клина с сильно вытянутой вершиной к северу и широким основанием, обращенным к югу. На примере массива Главного Хребта (в современном эрозионном срезе) мы имеем сочетание крутопадающего на восток под углом 70 - 90° дайкоподобного тела, по-видимому, подводящего канала, залегающего в породах гранито-гнейсового комплекса, и его чашеобразной межформационной южной части, расположенной на сочленении нижнепротерозойских гнейсов тундровой серии с породами фундамента. В целом, по данным Б.А. Юдина (Козлов и др., 1967), интрузив представляет собой трещинный умеренно дифференцированный лополитоподобный плутон с пологой структурой южной и центральной частей и крутым положением контактов в северной. Лополитоподобная форма интрузива была подтверждена исследованиями геофизиков (Шкорбатов, Перфилова, 1964). В 1970 г. скважина в районе горного отрога Мончетундры на глубине 1780 м пересекла гнейсовое основание - фундамент массива.

Габбро-лабрадоритовые интрузивы Кольско-Кейвского региона залегают на границе двух комплексов, различных по возрасту и структурно-фациальным особенностям, занимая межформационное положение. Они обрамляют Кольско-Кейвский синклинорий, образуя две прерывистые полосы цепочкообразно расположенных тел. Породами кровли интрузивов являются нижнепротерозойские образования свит кейв и колмозеро-воронья, основанием служат древнейшие архейские породы гранито-гнейсового комплекса Мурманского и Центрально-Кольского антиклинориев.

Северо-восточная группа массивов прослеживается на расстоянии 250 км. Длина отдельных тел изменяется от нескольких сотен метров до 100 км, видимая мощность колеблется от нескольких десятков метров до 1,5–2,7 км. Наиболее крупными интрузивами этой зоны являются Ачинский и горы Патчемвараки. Первичные формы интрузивов (в доорогенный период) нами рассматриваются как пластовые согласные, современные предопределены тектоникой позднего периода. На сочленении с Мурманским блоком пластовые интрузии собраны в складки и опрокинуты на юго-запад. Массивы имеют форму сильно уплощенных, с многочисленными нитевидными пережимами, пластовых и линзовидных тел, полностью сопряженных со складчатой структурой гнейсов Кольско-Кейвского синклинория и границей сочленения с гранито-гнейсами Мурманского антиклинория (Юдин, 1970). К зонам развития крупных габбро-лабрадоритовых массивов, занимающих межформационное положение, тяготеют мелкие тела того же состава, залегающие как в гранито-гнейсах фундамента, так и обнажающиеся среди пород синклинория. Первые, по-видимому, являются останцами межформационных интрузивов на породах фундамента и частично трещинными дайковыми телами или корнями интрузий. Они размещаются в основном в непосредственной близости к более глубоко эродированной колмозеро-воронинской синклинорной структуре. Вторые рассматриваются нами как вскрытые эрозией габбро-лабрадоритовые интрузивы в куполообразных структурах синклинория и крупных складках, усложняющих общую синклинорную структуру свит кейв и колмозеро-воронья. Иногда среди габбро-лабрадоритов обнажаются гранито-гнейсы фундамента, что убедительно свидетельствует о межформационном положении интрузивов.

Юго-западная группа габбро-лабрадоритовых тел приурочена к границе гнейсов и амфиболит-манделыштейнов кейвской свиты с гранито-гнейсами Центрально-Кольского антиклинория. В этой зоне протяженностью около 170 км залегают два крупных массива: Ельозерский на северо-западе и Пачинский на юго-востоке. Массивы имеют пластово-линзовидную форму. Их положение согласно с гнейсовидностью и сланцеватостью вмещающих пород. Падают они на северо-восток (30–70°) под породы Кейвского синклинория. Эти особенности геологического положения тел указывают на первичное или слабо нарушенное залегание интрузивов. К этой же зоне тяготеют габбро-лабрадоритовые интрузивы района озер Ельское-Медвежье, залегающие подобно Цагинскому массиву в гранито-гнейсовом фундаменте Центрально-Кольского антиклинория.

Габбро-лабрадоритовые тела Сальных, Кандалакшских и Колвицких тундр структурно приурочены к Сальнотундро-Колвицкой синклинорной зоне, ограниченной гнейсами Терско-Нотозерского антиклинория на севере и северо-востоке и Кандалакшского – на юге и юго-западе.

Габбро-лабрадоритовые интрузивы Сальных тундр представлены пластовыми и линзовидными телами, залегающими главным образом в пределах синклинория на сочленении габбро-диоритов Центрального массива с обрамляющим его комплексом габбро-амфиболитов и амфиболитов

(Володин, Полферов, 1958). Отдельные пластовые тела, по данным А.М. Шукевича, развиты как внутри комплекса габбро-диоритов, так и в габбро-амфиболитах и гнейсах. Общее размещение тел габбро-лабрадоритов согласно региональному положению синклирной зоны. Падение их на север и северо-восток — под углом  $30-45^\circ$  в южном крыле и под углом  $40-70^\circ$  — в северном. В зоне северо-восточного обрамления расположены наиболее крупные слабо метаморфизованные тела габбро-лабрадоритов: массив гор Абварь-Пыршин-Уайвиш (площадь  $100 \text{ км}^2$ ) и массив горы Вул-Вараки (площадь около  $25 \text{ км}^2$ ). Интрузивы юго-западной части синклинория претерпели интенсивную милонитизацию и преобразования в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Наиболее крупные пластовые тела расположены в районе горы Хлебная, на юго-западном отроге горы Мутка-Селька и в районе гор Вуим-Эльгорас.

Пластиноподобные тела габбро-лабрадоритов Кандалакшских и Колвицких тундр залегают в гранатовых и полевошпатовых амфиболитах и габбро-амфиболитах одноименных синклинорных зон согласно со сланцеватостью. В районе Колвицких тундр габбро-лабрадориты представлены пластовым телом протяженностью 60 км и мощностью около 3 км, моноклинально падающим на северо-восток под углом  $35-60^\circ$ . Массивы Кандалакшских тундр имеют почти широтное простирание и падение на север под углом  $25-45^\circ$ . Породы массивов интенсивно метаморфизованы. Первично-магматические массивные и трахитоидные текстуры габбро-лабрадоритов наблюдаются весьма редко (Лебедев, 1937; Володин, 1958).

Габбро-лабрадоритовые интрузивы Кольского полуострова дифференцированы. По условиям кристаллизационной дифференциации магмы и внутреннему строению они подразделяются на два типа.

К первому типу относятся массив Главного хребта и многие интрузивы Кольско-Кейвской и Сальнотундро-Кольвицкой зон. Для них характерен одноактный процесс кристаллизационной дифференциации магмы от контактов к центру интрузива. Эндоконтактные зоны этих массивов слагают среднезернистые габбро-нориты и габбро мелано- и мезократового состава, а их центральные части — крупно- и гигантозернистые лейкократовые габбро и лабрадориты. Между этими породами слабо выражена ритмичная расслоенность, обусловленная чередованием полос лейкократовых и меланократовых габброидов, связанных постепенными переходами.

Типичными представителями интрузивов второго типа являются Цагинский и Ачинский массивы из кейвской группы, несущие богатое титаномагнетитовое оруднение. Они имеют прекрасно проявленное анизотропное ритмично расслоенное строение с общей тенденцией к образованию мономинеральных плагиоклазовых пород в верхней части разреза и титаномагнетитовых руд — в нижней, что наглядно видно на примере Цагинского интрузива (Юдин, 1960<sub>2</sub>). Краевые зоны последнего сложены расслоенным комплексом среднезернистых габбро и габбро-норитов с подчиненным развитием титаномагнетитовых оливинитов, троктолитов, плагиоклазитов и пироксенитов. Центральная часть интрузива

представлена расслоенными пачками, которые сложены (сверху вниз) гигантозернистыми лабрадоритами, габбро, титаномагнетитовыми плагиоклазитами и существенно титаномагнетитовыми породами. Последние представлены стратифицированными слоями, также ритмично расслоенными.

С главными интрузиями габбро-лабрадоритовых комплексов генетически связаны дайкоподобные тела лабрадоритов, габбро и диабазов, жильные образования габбро-пегматитов и титаномагнетитовых руд, которые рассматриваются как отдельные субфазы их проявления.

Специфической чертой металлогении интрузивов нижнепротерозойской габбро-лабрадоритовой формации Кольского полуострова является окисное железо-титановое оруденение.

В Цагинском массиве и Кейвских интрузивах (Ачинском и Магазин-Мусюрском) совмещаются два типа собственно титаномагнетитового оруденения: раннемагматическое шлирово-сегрегационное и позднемагматическое фузивно-аккумуляционное. Главным рудным минералом является титаномагнетит с содержанием  $TiO_2$  от 10,41 до 12,44% (Юдин, 1963, 1970). В Цагинском массиве сегрегационное оруденение приурочено к нижним частям разреза краевого комплекса и представлено богатой вкрапленностью титаномагнетита в оливинитах, троктолитах, плагиоклазитах и пироксенитах, образующих плоские шлиры среди габбро и габбро-норитов. Фузивно-аккумуляционное оруденение ассоциирует с породами собственно габбро-лабрадоритового ряда, слагающими центральные части массива. Оно представлено следующими морфологическими типами тел: а) первично стратифицированными слоями существенно титаномагнетитовых руд, чередующимися (в разрезе) с гигантозернистыми габбро и лабрадоритами с образованием зоны асимметричного строения; б) титаномагнетитовыми телами, залегающими среди гигантозернистых габбро и лабрадоритов согласно с первичной расслоенностью комплекса, но имеющими с ними интрузивные контакты; в) линзовидными телами, залегающими несогласно с общей структурой центрального комплекса (несогласие  $30 - 35^\circ$ ), но согласно со структурой ближайшего окружения пород; г) секущими жильными образованиями в гигантозернистых габбро и лабрадоритах и титаномагнетитовых телах ранней стадии консолидации.

В Ачинском интрузиве сегрегационное оруденение представлено вкрапленностью железно-окисных рудных минералов, а также прослоями сплошных руд, ассоциирующих с перидотитами и пироксенитами габбро-лабрадоритового комплекса. Позднемагматический фузивный тип оруденения представлен стратифицированными слоями сплошных и густовкрапленных руд среди меланократовых амфиболитов (по габброидным породам) габбро-лабрадоритового комплекса.

Характерным для габбро-лабрадоритовых массивов Главного хребта и Сальных тундр является высокованадиевое железо-титановое оруденение позднемагматического фузивного типа.

Определяющим фактором металлогенической специализации первичной основной магмы, давшей массивы рассматриваемой формации, как показал Б.А. Юдин (1970) на примере сопоставления средних составов

габбро-лабрадоритовой формации и среднего типа основных пород по А.П. Виноградову (1962), является не первичное обогащение магмы Fe и Ti, а насыщенность ее Al при резком "дефиците" Mg, незначительной обогащенности Ca и Na и недосыщенности Si. Для данного типа магмы свойственна резкая недосыщенность Cr, Ni и Co.

Габбро-лабрадоритовые комплексы претерпели дислокационный и региональный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой и гранулитовой фаций. Степень метаморфического преобразования интрузивов и слагающих их горных пород зависит от их геологического положения. Цагинский массив, залегающий в гранитно-гнейсовом фундаменте, претерпел дислокационный метаморфизм в линейных тектонических зонах субмеридионального и широтного простирания, выразившийся в образовании милонитов и амфиболитизации горных пород. Массив Главного хребта, располагающийся на сочленении глубинного разлома с подвижным поясом, был осложнен дизъюнктивными нарушениями в северной части и вовлечен в складчатые движения в южной, на границе с гнейсами тундровой серии. Породы интрузива претерпели интенсивную милонитизацию и метаморфизм в условиях амфиболитовой фации. Интрузивные тела, приуроченные к обрамлениям Кольско-Кейвского и Сальнотундро-Колвицкого подвижных поясов, претерпели более глубокие преобразования. Массивы, располагающиеся по северо-восточным обрамлениям подвижных зон, на сочленении с жесткими глыбами фундамента, были вовлечены в складчатые движения и опрокинуты на юго-запад. Габбро-лабрадоритовые комплексы Кольско-Кейвской синклирной зоны подверглись метаморфизму в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. В пределах Сальнотундровского подвижного пояса наблюдается зональное проявление метаморфизма. Северо-восточная группа интрузивов метаморфизована в условиях амфиболитовой фации с сохранением в центральных частях тел первичных текстур и структур, минерального состава пород, характерных для неизмененных массивов формации. Интрузивы юго-западного обрамления синклинория оказались метаморфизованными в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Подобный метаморфизм претерпели и габбро-лабрадоритовые комплексы Кандалакшских и Колвицких тундр.

Собственно титаномагнетитовые руды, как и породы габбро-лабрадоритовых комплексов, также претерпели метаморфические преобразования. Региональный метаморфизм кейвских интрузивов в условиях амфиболитовой фации и дислокационный метаморфизм, проявленный в Цагинском массиве, способствовали преобразованию менее ценных в практическом отношении собственно титаномагнетитовых руд в высококачественные ильменит-магнетитовые руды с высокой концентрацией  $V_2O_5$  (до 1,44%) в магнетите (Юдин, 1971).

Зональность проявления метаморфизма как в отдельных массивах, так и в целом для интрузивов синклинорных зон некоторыми исследователями рассматривается в отрыве от общего геологоструктурного положения массивов, что приводит, на наш взгляд, к противоречивым суждениям о происхождении габбро-лабрадоритовых комплексов. Т.А. Федкова (1966) при изучении габбро-лабрадоритового комплекса Сальных

тундр менее метаморфизованные массивы северо-восточного обрамления синклиория, в которых сохранились первичные минералы, текстуры и структуры пород, присущие неизменным габбро-лабрадоритам, отнесла к магматическим. Габбро-лабрадоритовые комплексы юго-западной части синклиория, преобразованные в условиях милонитизации и метаморфизма в плагиоклаз-гранат-пироксеновые породы, причислила к метаморфическим образованиям за счет глинистых песчаников с прослоями известняков прибрежно-морского типа. В.В. Жданов (1966) пришел к выводу, что анортозитовые тела Сальных тундр образовались в процессе базификации норит-диоритовой серии под воздействием высоких динамических напряжений, кальциевого и глиноземистого метасоматоза. В.А. Масленников (Герлинг и др., 1967) габбро-лабрадоритовый массив Главного хребта рассматривает как фрагмент кристаллического основания - фундамента, за счет разрушения которого и на котором откладывался супракрystalльный комплекс гнейсов кольской серии с "базальными конгломератами" в основании. Следует отметить, что после детального изучения так называемые базальные конгломераты рассматриваются нами как интрузивные брекчии, происхождение которых, связано с внедрением жильных и дайковых диоритов и плагиопорфиритов как в габбро-лабрадориты массива Главного хребта, так и во вмещающие его кольские гнейсы.

В заключение следует отметить, что интрузивные образования нижнепротерозойской габбро-лабрадоритовой формации Кольского полуострова по геологическому положению, внутреннему строению и структуре, петрохимическим особенностям и металлогенической специализации являются аналогами глобально развитых габбро-лабрадоритовых комплексов на всех континентах мира (Мальшев, 1957; Ленников, 1968; Buddington, 1939; Rääkkönen, 1956, и др.). Все это позволяет сделать вывод о широком проявлении в нижнем протерозое интрузивной деятельности особой высокоглиноземистой базальтовой магмы со свойственной ей железо-титано-ванадиевой металлогенической специализацией, что характерно для протогеосинклиального этапа развития докембрия.

## ЛИТЕРАТУРА

- Батиева И.Д., Бельков И.В. Базальные конгломераты кейвской осадочно-метаморфической серии в районе Западных Кейв. - Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1958, № 4.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 7.
- Володин Е.Н. Комплекс анортозитов, полосчатых габбро-норитов, гнейсовидных норитов и диоритов района Кандалакси, Колвицкого озера и Порьей губы. - В сб. "Геология СССР, т. 27, Мурманская область, ч. 1. Геологическое описание". Госгеолтехиздат, 1958.
- Володин Е.Н., Полферов Д.В. Комплекс метаморфизованных основных пород гранулитовой формации. - Там же.
- Герлинг Э.К., Масленников В.А., Морозова И.М. Абсолютный возраст и геологическое положение древнейших горных пород Кольского по-

- луострова. - В сб. "Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород". "Наука", 1967.
- Жданов В.В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой гранулитовой серии русской Лапландии. "Наука", 1966.
- Зак С.И., Юдин Б.А. Главнейшие титаноносные магматические формации Кольского полуострова и северной Карелии. - В сб. "Проблемы магматизма Балтийского щита". Л., "Наука", 1971.
- Козлов Е.К., Юдин Б.А., Докучаева В.С. Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих-Лосевых тундр. Л., "Наука", 1967.
- Лебедев А.П. Петрография докембрийских пород района Кандалякши (Кольский полуостров). - Сборник геологических работ. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Ленников А.М. Петрология Джугджурского анортозитового массива. "Наука", 1968.
- Малышев И.И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат, 1957.
- Фелкова Т.А. О некоторых признаках первично-осадочных текстур в породах гранулитовой формации Кольского полуострова. - В сб. "Древнейшие осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова". М.-Л., "Наука", 1966.
- Харитонов Л.Я. Тектоника. - В сб. "Геология СССР, т. 27, Мурманская область, ч. I, Геологическое описание." Госгеолтехиздат. 1958.
- Шкорбатов С.С., Перфилова А.П. К вопросу о структуре Главной габбровой интрузии Монче- и Чунатундры. - Ученые записки, ЛГУ, 1964, № 324, серия физ. и геол. наук, вып. 15.
- Юдин Б.А. Геология и структура Цагинского массива габбро-лабрадоритов. - В сб. "Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова", вып. 2. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960<sub>1</sub>.
- Юдин Б.А. Титаномагнетитовое оруднение в Цагинском массиве габбро-лабрадоритов. - В сб. "Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова", вып. 3. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960<sub>2</sub>.
- Юдин Б.А. К вопросу о генезисе и условиях локализации титаномагнетитового оруднения в Цагинском массиве габбро-лабрадоритов. - В сб. "Магматизм и геология Кольского полуострова". Госгеолтехиздат, 1963.
- Юдин Б.А. Петрохимические и металлогенические особенности габбро-лабрадоритовой формации Кольского полуострова. - В сб. "Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова", вып. 1. Апатиты, 1970.
- Юдин Б.А. Титаномагнетитовые руды габбро-лабрадоритовой формации Кольского полуострова и их метаморфизм. - В сб. "Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова", вып. 2. Апатиты. 1971.
- Buddington A.F. Adirondack igneous rocks and their metamorphism. - Mem. Geol. Soc. Amer., 1939, 7.
- Pääkkönen Veikko. Otanmaki the ilmenite-magmatite ore field in Finland. - Geol. Tutkimustotes bull. Commission geol. de Finland, 1956, N 171.

# МАССИВЫ МЕТАГАББРО-ЛАБРАДОРИТОВ-МАНГЕРИТОВ КОЛВИЦКИХ, КАНДАЛАКШСКИХ И САЛЬНЫХ ТУНДР (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ) КАК ИНТРУЗИИ ШОВНОГО ТИПА ЗОНЫ ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА

Е. В. ШАРКОВ

Как известно, одной из наиболее важных особенностей магматизма докембрия является широкое развитие массивов габбро-анортозитов. Большинство исследователей признают существование двух крупных групп анортозитов: а) образующих мощные слои в расслоенных интрузиях основных и ультраосновных пород, формирование которых связано с этапом стабилизации коры; и б) слагающих крупные самостоятельные тела, связанные с ранними этапами развития докембрийских подвижных поясов.

Примером последних на Балтийском щите являются массивы Колвицких, Кандалакшских и Сальных тундр. Первые два располагаются в юго-западной части Кольского полуострова, к юго-востоку от г. Кандалакша, а третий — в центральной части полуострова, к западу от г. Мончегорска. Эти массивы известны еще со времен Е.С. Федорова (1904), впервые описавшего габбро-пегматиты Колвицкого массива. Последующее изучение массивов было продолжено уже в 30-е годы в связи с постановкой систематических геологосъемочных работ, сопровождавшихся специальными тематическими исследованиями. Краткие сведения о массивах приводятся в рукописных работах В.М. Шукевича, И.С. Ожинского и И.В. Моисеева, Е.И. Володина, З.А. Бурцевой, Д.В. Полферова, К.Д. Беляева, Е.Д. Чалых, Е.Г. Мининой и др. Из опубликованных работ следует отметить работу А.П. Лебедева (1937), в которой дано петрографическое описание Кандалакшского массива. Е.Н. Володин (1958) впервые составил геолого-петрографический очерк рассматриваемых массивов, указав на многие черты сходства между ними. К.А. Шуркин (1968) отнес группу кандалакшских массивов к комплексу "друзитов" архея Беломорья. Близкая точка зрения на габбро-анортозиты Сальных тундр была высказана Л.А. Прияткиной (Другова и др., 1971). Большинство исследователей массивы рассматривались в качестве интрузивных образований, однако в последнее время было сформулировано мнение об осадочно-метаморфогенном происхождении этих пород (Беляев, 1971) и об их принадлежности к супракрystalльным толщам гранулитовой формации.

Автором статьи массивы изучались в 1969–1971 гг., причем в процессе полевых работ основное внимание уделялось наиболее крупному и хорошо обнаженному Колвицкому массиву. Согласно существующим представлениям, рассматриваемые массивы имеют сходную геологическую позицию – они приурочены к зоне сочленения крупных структурных блоков. К западу от них располагается Беломорский блок, сложенный биотитовыми гнейсами и амфиболитами беломорской серии. К востоку и северу от Сальнотундровского массива развиты образования Центрально-Кольского блока, сложенные кристаллическими сланцами, претерпевшими метаморфизм гранулитовой фации. Аналогичные образования, выделяемые в качестве Порьегубско-Умбинского массива, развиты к востоку от Колвицкого и Кандалакшского массивов.

Колвицкий массив является одним из крупнейших массивов габбро-лабрадоритов Балтийского щита, однако его истинные размеры неизвестны, так как южное окончание скрыто морем, а восточное продолжение перекрыто рыхлыми образованиями, окружающими озеро Колвицкое. Массив представляет пластинообразное тело мощностью до 3 км, вытянутое на расстояние около 62 км в северо-западном направлении, с общим падением под углом 30–40° на северо-восток. На севере массив резко поворачивает на восток с падением пород на юг.

На юго-западе вдоль массива по побережью Кандалакшского залива прослеживается толща амфиболитов, частью с реликтами первичных эффузивных структур (миндалекаменной, интерсертальной, офитовой, порфировой). Эта толща ортоамфиболитов, по мнению К.А. Шуркина (1962) и М.М. Ефимова (1971), принадлежит к хетоламбинской свите беломорской серии архея, а согласно К.Д. Беляеву (1971), – к образованиям нижнего протерозоя. Ее непосредственный контакт с массивом габбро-анортозитов отмечался в районе мыса Кочинный (залив Порья Губа). Вдоль контакта здесь фиксируется зона эруптивных брекчий, где фрагменты метаэффузивов цементируются неравномернозернистыми эндоконтактовыми метагаббро-анортозитами. Аналогичные образования, но в сильно рассланцованном виде, наблюдались нами в северной части массива, у северо-восточного подножья горы Каменной.

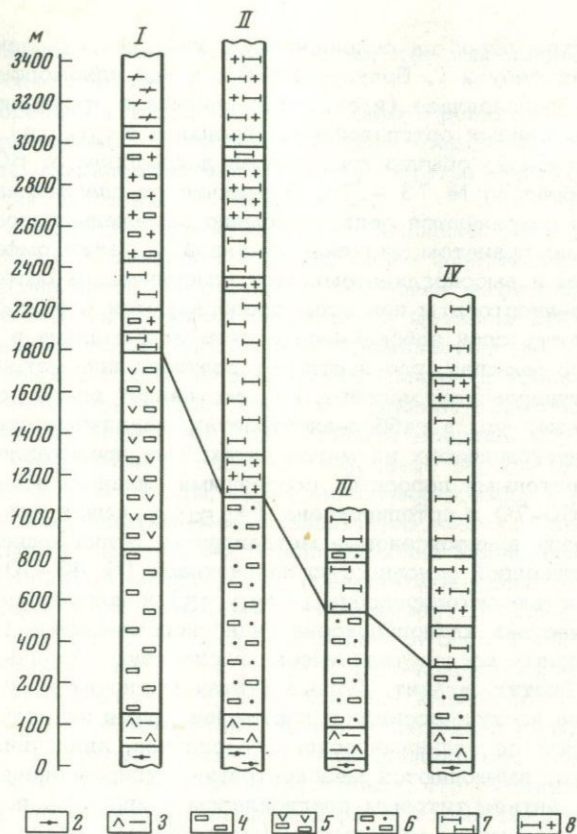
Восточный край массива на большом протяжении скрыт рыхлыми отложениями и наблюдается только в районе Порьей Губы. Здесь развиты однообразные массивные меланократовые гранат-клинопироксен-плагиоклазовые сланцы, которые большинством предшествующих исследователей включались в состав Колвицкого массива. Однако наличие в них прослоев кислых гранулитов, магнетитовых кварцитов и кальцифиров, прослеживаемых на 30 км (Беляев, 1971), скорее, свидетельствует о супракристалльной природе этих образований. Как породы массива, так и вмещающая его толща подверглись интенсивному рассланцеванию в условиях гранулитовой фации высокого давления ("лапландского типа", по А.А. Пряткиной, 1971 г.). Это привело к полной потере первичных текстурных особенностей как тех, так и других пород, в результате чего наблюдается постепенный переход от массива к вмещающим его образованиям.

Кандалакшский массив расположен к северу от Колвицкого и отделен от него узкой полосой гранитизированных биотитовых гнейсов, обнаруженных на берегах Колвицкого залива и вдоль русла р. Колвицы. Кандалакшский массив вытянут в субширотном направлении при максимальной ширине до 12 км. Массив также имеет пластинообразную форму и деформирован в синклинальную складку. В контакте с подстилающими его гранатовыми амфиболитами, так же как и в Колвицком массиве, наблюдаются рассланцованные эруптивные брекчии. Кровля интрузии уничтожена эрозией.

Представления о внутреннем строении Сальютундровского массива крайне противоречивы. В.В. Жданов (1966) и Л.А. Прияткина (Другова и др., 1971) полагают, что он представляет тектонический блок, более древний, чем вмещающие его породы. Однако большинство исследователей, в том числе и автор статьи, исходя из симметричного расположения пород и элементов их залегания, считают, что структура массива отвечает опрокинутой на юго-запад синклинали, которая полого погружается на северо-запад. Этот вывод, по данным Л.Е. Шустовой (устное сообщение), не противоречит имеющимся к настоящему времени геофизическим данным. В этом случае Сальютундровский массив также представляет пластинообразное тело, деформированное в процессе более поздних движений. Нами изучалась только территория собственно Сальных тундр, где отсутствуют породы, которые можно было бы параллелизовать с образованиями кровли, массива. Вероятно, к ним относятся мощные толщи "кислых гранулитов", развитых к северу-западу от массива (Володин, 1958).

Все массивы — Колвицкий, Кандалакшский и Сальютундровский — интенсивно метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций с преобразованием пород в различные кристаллические сланцы, причем только в Колвицком массиве местами сохранились реликтовые магматические структуры и минералы. Такие участки наблюдались в районах губы Ильинской, мыса Педунова (Катаранского), а также на южных склонах горы Каменной в северной части массива. В Кандалакшском и Сальютундровском массивах признаков первичных структур не установлено. Несмотря на глубокий метаморфизм по характеру распределения главных разновидностей пород, слагающих массивы, можно установить признаки их первичной расслоенности. На рисунке приведены два типичных разреза Колвицкого массива — в его южной и центральных частях, а также сводные колонки Сальютундровского массива в западной части Кандалакшского массива, составленные на основании частных разрезов.

Как видно из рисунка, все массивы имеют однотипный характер разреза, хотя мощность отдельных прослоев варьирует в довольно широких пределах. Разрез массивов начинается с мезо-лейкократовых метагаббро-анортозитов, часто с эруптивными брекчиями в эндоконтакте. Вверх по разрезу они постепенно переходят в лейкокротовые разновидности, а затем — в анхимономинеральные метаанортозиты. Мощность прослоя анортозитов в Колвицком массиве, судя по наблюдениям в районе Порьей Губы, достигает 600 м. Затем количество темноцветных компонен-



Типичные разрезы комплексов

I - Колвицкий массив, район Порьей Губы; II - он же, район Плоских Тундр; III - Кандалакшский массив, западная часть; IV - Сальютундровский массив, центральная часть; 1 - гранат-пироксеновые сланцы; 2 - гранатые амфиболиты; 3 - эндоконтактные среднезернистые метагаббро-лабрадориты и сланцы по ним; 4 - металабрадориты; 5 - метагаббро-лабрадориты: а - среднезернистые, б - крупнозернистые; 6 - гранат-пироксеновые плагиосланцы по габбро-лабрадоритам и лабрадоритам; 7 - гиперстеновые и гранат-гиперстеновые сланцы по норитам; 8 - гиперстеновые и гранат-гиперстеновые сланцы по породам мангеритовой группы

тов в них снова возрастает, достигая 20-30% в верхней части разреза зоны габбро-анортозитов. Эти породы лучше всего сохранились в южной части Колвицкого массива. Здесь наблюдается горизонт крупнозернистых метагаббро-норит-лабрадоритов с многочисленными агрегациями и жилками габбро-норит-пегматитов ("катаранскитов", по Е.С. Федорову).

Структуры пород на сохранившихся участках отвечают кумулятивным (по Л. Уэйджеру и Г. Брауну, 1970), когда идиоморфные таблитчатые кристаллы плагиоклаза (и округлые оливина в троктолитах) цементируются выделениями ортопироксена (бронзита  $Fs_{20-25}$ ) и диопсид-авгита. Плагиоклаз обычно представлен лабрадором № 60–63, редко достигая лабрадора № 73 – 75. В отличие от плагиоклаза первичные пироксены сохраняются редко и обычно замещены новообразованными минералами: гранатом, роговой обманкой, а также омфацитовым клинопироксеном и высокоглиноземистым пластинчатым ортопироксеном. Сами габбро-анортозиты при этом преобразуются в различные плагиосланцы. Мощность слоя габбро-анортозитов максимальна в южной части Колвицкого массива, где достигает полутора километров и минимальна в Сальнотундровском массиве, где составляет всего около 300 м.

Еще реже, чем в габбро-анортозитах, первичные структуры сохраняются в перекрывающих их метаноритах. Они представлены сланцеватыми мезократовыми породами, состоящими главным образом из плагиоклаза № 60–70 и ортопироксена  $Fs_{25-30}$ . Снизу вверх они постепенно переходят в пироксеновые метадiorиты, отличающиеся главным образом пониженной основностью плагиоклаза (№ 43–50), повышенной железистостью ортопироксена ( $Fs_{30-35}$ ) и появлением в существенных количествах клинопироксена ряда диопсид-авгита (до 20–25%). В аксессуарных количествах здесь присутствуют коричневая роговая обманка, биотит, апатит, рудные (титаномагнетит и сульфиды).

Верхние части массивов в настоящее время нацело рассланцованы. Здесь наряду со сланцами основного состава, аналогичными развитым по норитам, наблюдаются мезократовые двупироксеновые породы с ортоклазом, антипертитовым плагиоклазом и кварцем, по минеральному составу отвечающим монцонитам (мангеритам), кварцевым монцонитам и кварцевым диоритам (эндербитам). Всеми предшествующими исследователями эти породы рассматривались как результат наложенной мигматизации и гранитизации и, соответственно, исключались из состава массива.

Однако эти разновидности пород повсеместно связаны постепенными переходами с метаноритами через гиперстеновые метадiorиты и метамонцониты. В этом же направлении происходит закономерная смена составов главных породообразующих минералов. Плагиоклаз меняется от  $An_{60-70}$  в габбро-анортозитах и норитах до  $An_{40-35}$  в монцонитах и  $An_{35-28}$  в кварцевых монцонитах и эндербитах; в этом же направлении изменяется состав ромбического пироксена – от  $Fs_{20-25}$  в габбро-анортозитах и норитах к  $Fs_{30-35}$  в монцонитах до  $Fs_{40-45}$  в кварцевых монцонитах и эндербитах. Кроме того, в Сальных тундрах, в русле р. Суабв-Ой, нами наблюдались реликты ритмичной расчлененности. В ритмах снизу вверх наблюдалось закономерное чередование метааноритов, метадiorитов и метамонцонитов. Мощность ритмов 1–1,5 м, мощность слоев варьирует от 1 до 0,2 м. Вообще выявление и изучение таких текстурных особенностей чрезвычайно затруднено вследствие того, что макроскопически породы практически неотличимы друг от друга. В частном случае, описанном выше, метамонцониты были

представлены лейкократовой разновидностью, что и позволило установить наличие тонкой ритмичности.

Такие наблюдения, а также наличие в шлифах реликтов пироксенов с высокотемпературными структурами распада твердых растворов типа инвертированных пижонитов позволили автору статьи включить эти породы в состав рассматриваемых комплексов.

В контакте массивов с перекрывающимися породами, судя по наблюдениям в южной части Колвицкого массива, снова появляются мезо-лейкократовые разновидности, по составу отвечающие метагаббро-анортозитам. Общая мощность массивов варьирует в пределах 2500-3500 м.

Как указывалось выше, характерной особенностью массивов является их интенсивное расланцевание, происходившее в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. При этом сланцеватость обычно ориентирована параллельно первичной расслоенности массива, в редких случаях срезает ее под острым углом. В результате породы преобразуются в гранат-гиперстеновые сланцы, гранат-клинопироксеновые ("эклогитовые") сланцы и амфиболиты. Весьма характерна четко выраженная зональность метаморфизма: так, восточная половина Колвицкого массива испытала прогрессивный метаморфизм гранулитовой фации, а западная подверглась только амфиболитовому метаморфизму. В Сальных тундрах гиперстеновые ассоциации наблюдаются только в осевой части структуры, периферические части образованы гранат-клинопироксеновыми ("эклогитовыми") ассоциациями, рама массива амфиболитовая и т.д. Одновременно с процессами метаморфизма происходили складчатые деформации пород, значительно искажившие первоначальные очертания массивов. В частности, представляется вероятным, что Колвицкий и Кандакшский массивы являются разобщенными частями некогда единого комплекса, претерпевшего субширотную деформацию на участке, ныне занимаемом долиной р. Колвицы. В дальнейшем замок антиклинальной складки был уничтожен эрозией и массив распался на две части.

Нижняя возрастная граница рассматриваемых массивов определяется наличием эруптивных соотношений габбро-лабрадоритов с метаэффузивами хетолампинской свиты беломорской серии, верхняя — процессами мигматизации и гранулитового метаморфизма высокого давления.

Происхождение массивов. Многие особенности, на которые указывалось выше — наличие эндоконтактных эруптивных брекчей, наличие ритмичной расслоенности, кумулятивные структуры пород, наличие пироксенов с высокотемпературными структурами распада твердых растворов типа инвертированных пижонитов, наличие специфического жильного и пегмативного ("катаранскиты") комплексов — не оставляют сомнений в первично-магматической природе массивов. Они характеризуются пластинообразной формой и наличием первичной расслоенности, весьма хорошо выдержанной по простиранию массивов. Расслоенность в общем параллельна контактам и обладает рядом особенностей, свидетельствующих о неспокойных условиях затвердевания (неустойчивость деталей первичных текстур и структур как вкрест, так и по простиранию комплексов, невыдержанность отдельных прослоев при сохранении общего характера пачек и т.д.). Все перечисленные особенности

Средний состав Колвицкой интрузии в сравнении с природными высокоглиноземистыми расплавами (в %)

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	48,67	50,71	52,43	53,62	53,3
TiO <sub>2</sub>	0,49	0,45	0,50	0,67	1,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,98	22,94	24,30	21,98	23,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,37	1,06	0,90	2,83	0,9
FeO	5,28	4,86	3,45	2,22	4,7
MnO	0,16	0,09	не опр.	0,13	0,1
MgO	3,46	5,55	2,42	2,93	2,1
CaO	11,65	10,40	10,42	9,44	9,8
Na <sub>2</sub> O	3,13	2,95	4,33	4,52	3,8
K <sub>2</sub> O	0,82	0,97	1,25	1,65	1,1

Примечание. Анализы пересчитаны на безводной основе. 1 - средний состав пород зон закалки (среднее из трех анализов), 2 - средневзвешенный состав Колвицкого массива, 3 - кеннингит (Eckermann, 1938), 4 - мегалагиофир Ключевской группы вулканов (Ермаков, 1971), 5 - синтетический габбро-анортозит, использовавшийся при экспериментах Т.Х. Грина (1968).

массивов (форма, внутреннее строение и характер расслоенности) резко отличают их от стратифицированных интрузий консолидированных областей и свидетельствуют о значительной специфике условий их формирования.

Нами была предпринята попытка определения исходного состава расплава изученных комплексов. Для этого на примере Колвицкого массива был изучен химизм эндоконтактных зон, как нижних, так и верхних. Оказалось, что их составы близки между собой и в то же время близки к средневзвешенному составу Колвицкого массива<sup>1</sup> (табл. 1). Это обстоятельство является дополнительным свидетельством в пользу комагматичности пород мангеритового ряда габбро-анортозитам.

Полученный состав исходного расплава массивов весьма близок к составу кеннингита Швеции (Eckermann, 1938) и мегалагиопорфира

<sup>1</sup> Средний состав определяли из расчета: габбро-анортозиты и анортозиты - 50%, габброиды - 30%, мангериты - 20%. Используются данные 44 полных химических анализов пород рассматриваемых массивов.

Камчатки (Ермаков, 1971). Последние представляют высокоглиноземистые андезито-базальты, изливающиеся на ранних стадиях орогенного развития островных дуг.

Прежде чем перейти к обсуждению вопроса о процессе формирования рассматриваемых массивов, необходимо остановиться на общих проблемах затвердевания интрузий. Как было показано на примере расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород (Jackson, 1961; Шарков, 1971, 1972), в процессе их затвердевания сравнительно тонкая (3 м) в целом горизонтальная зона кристаллизации располагается у дна магматической камеры, поднимаясь вместе с ним по мере консолидации массивов. При этом затвердевшая часть интрузии образована главным образом кристаллическими фазами ликвидуса главного объема расплава с небольшим количеством остаточного расплава в промежутках между ними. Большая же часть остаточного расплава оттесняется из зоны кристаллизации и смешивается с главным объемом расплава. Это приводит к постепенному изменению его состава и соответственно к появлению новых, более низкотемпературных фаз в качестве минералов ликвидуса. Таким образом, разрез массива по вертикали представляет последовательность минеральных ассоциаций, возникающую при фракционной кристаллизации исходного расплава.

Процесс кристаллизации расплава, близкого к исходному расплаву Колвицкого массива, был экспериментально изучен Т.Х. Грином (1968). По его данным, минералом ликвидуса такого расплава при давлениях до 25 кбар является основной плаггиоклаз. Следовательно, при затвердевании такого расплава в широком интервале давлений наиболее высокотемпературные нижние части разреза интрузий должны быть представлены анортозитами и габбро-анортозитами. По мере удаления щелочных компонентов в процессе затвердевания остаточный расплав будет все более обогащаться фемическими составляющими, что в конечном итоге должно привести к появлению мезократовых ассоциаций. Параллельно должно идти обогащение остаточного расплава кремнеземом и щелочами, не вошедшими в структуру высокотемпературных основных плаггиоклазов, что должно было привести к появлению мангеритовых ассоциаций.

Р-Т условия затвердевания. О величине общего давления в момент затвердевания массива можно судить по наличию венцовых структур, наблюдаемых вдоль границ, оливинов и плаггиоклазов в троктолитах. Как известно, эта структура образована концентрически зональным агрегатом зерен ромбического и моноклинного пироксенов, а также шпинели. Согласно экспериментальным данным (Куширо, Иодер, 1968; Green, Hibberson, 1970), эта реакция происходит при температурах 1100 - 800°C и общем давлении 6 - 10 кбар. С этим согласуется и состав плаггиоклаза в анортозитах, где преобладают лабрадоры  $An_{60-63}$ , так как при более высоких давлениях кристаллизуется более кислый плаггиоклаз (Грин, 1968).

Менее определены данные о давлении паров воды в процессе затвердевания интрузии. Согласно В.А. Ермакову (1971), количество растворенной воды ( $H_2O^+$ ) в мегаплаггиофировых лавах колеблется от

0,53 до 1,34 вес. %, что соответствует  $P_{H_2O} = 0,05-0,2$  кбар.

Естественно, что эта цифра должна рассматриваться в качестве минимальной, так как значительная часть летучих, в том числе и воды, уходит в процессе извержения в атмосферу. Верхний предел содержания воды в расплаве можно определить, исходя из наличия в породах массива равновесной ассоциации гиперстен+калиевый полевой шпат, широко распространенной в породах мангеритовой группы. Согласно экспериментальным данным Луца (Luth, 1967), такая ассоциация устойчива только при давлении паров воды ниже 0,5 кбар, т.е. при 2-3,5 вес.%  $H_2O$  (Смит, 1968) в расплаве. Таким образом, из этих данных следует, что  $P_{H_2O}$  в процессе затвердевания, вероятно, составляло

0,2 - 0,4 кбар и существенно не влияло на ход затвердевания интрузий.

Еще менее определенны данные о температуре исходного расплава. По данным Т.Х. Грина, температура ликвидуса изученного им расплава при 5 - 9 кбар составляет 1320 - 1330°C. Однако эти эксперименты проводились без учета содержания воды в реальной магме, так что приведенные цифры нам представляются завышенными. Судя по данным Г.С. Иодера и К.Э. Тилли (1965),  $P_{H_2O} = 0,2 - 0,4$  кбар снижает температуру ликвидуса базальтоидного расплава примерно на 30 - 50°. Соответственно, более реальной температурой исходного расплава нам представляется 1270-1300°C.

Тектоническое положение массивов. Как указывалось выше, Сальютундровский, Колвицкий и Кандалакшский массивы приурочены к зонам контакта гранулитовых блоков с образованиями Беломорского блока. В этих зонах широко проявились процессы расщепления и метаморфизма с появлением гранат-гиперстеновых и гранат-клинопироксеновых ассоциаций. Как было показано Л.А. Прияткиной (Другова и др., 1971), подобный тип метаморфизма приурочен к зонам глубинных разломов. Локализация подобных явлений вдоль границы крупных блоков земной коры, характеризующихся различной историей развития, делает подобную интерпретацию весьма вероятной.

Наличие в изученных массивах расслоенности, параллельной контактам, свидетельствует о том, что тело изначально имело пластинообразную форму. Как было показано на примере расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород, массивы, затвердевающие в консолидированной коре, в условиях гидростатического давления обычно имеют воронкообразную форму (Уэйджер, Браун, 1970). В этом случае пластинообразная "расплющенная" конфигурация массивов может свидетельствовать о том, что внедрение расплава и его затвердевание происходили в условиях явно выраженного одностороннего давления, лимитированного вертикальную мощность интрузий, но зато способствовавшего распространению расплава вдоль напряжений. Такая ситуация, по нашему мнению, могла возникнуть только в шовной зоне мощного разлома. Этот вывод подтверждается удивительной близостью наложенных явлений расщепления к ориентировке самого массива и его внутренней структуры, что было бы трудно ожидать в любом другом случае.

Имеющиеся данные позволяют сделать и другой вывод — о первичной ориентировке в пространстве шовной зоны разлома. Как было показано на примере расслоенных интрузий, в процессе затвердевания плутонов фронт кристаллизации в общем случае располагается субгоризонтально (Jackson, 1961; Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 1971). Тогда параллельность расслоенности контактам и близость ориентировки наложенной сланцеватости к первичной расслоенности будут свидетельствовать о том, что движения по разлому были ориентированы субгоризонтально, т.е. что разлом имел характер надвига.

Согласно классификации К.А. Шуркина и Ф.П. Митрофанова (1969), рассматриваемые массивы можно относить к раннескладчатой формации протогеосинклинального этапа.

Сравнение с другими анортозитовыми массивами. Наиболее близким аналогом изученных интрузий являются широко известные массивы габбро-анортозитов-мангеритов-чарнокитов провинции (пояса) Гренвиль в Северной Америке, в том числе и классический Адирондакский массив. Как известно (Хаин, 1971), Гренвильский пояс, образующий юго-восточную часть Канадского щита, представляет зону чрезвычайно интенсивной складчатости и метаморфизма, где в тектоно-метаморфическую переработку вовлекались как породы архея и нижнего протерозоя, так и несомненно более молодые образования гренвильской серии. Характерной особенностью Гранвильского пояса являются крупные массивы анортозитов, располагающиеся цепочкой, параллельной общему простиранию пояса. Описанию этих массивов посвящены многочисленные работы, сводка которых приведена де Ваардом (de Waard, 1969). В этих работах детально рассмотрены геология, петрология и характер последующих изменений массивов. Сейчас уже можно считать установленным, что для этих интрузий характерны пластинообразная форма, наличие грубой расслоенности с развитием габбро-анортозитов и анортозитов в нижних частях разреза, а норитов и средних (мангеритов-чарнокитов) разновидностей — в верхней. Так же, как и в изученном случае, массивы анортозитов-мангеритов внедрялись до начала складчатости, в процессе которой они вовлекались в деформации, сопровождавшиеся расланцеванием и метаморфическими преобразованиями пород в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, причем новообразованная сланцеватость также параллельна первичной расслоенности. Исходный расплав интрузий, по мнению ряда авторов, был близок к кварцевому диориту (анлезиту). Несколько отличается у гренвильских массивов план наложенных деформаций — в отличие от кольских массивов, деформированных преимущественно в синклинальные структуры, там наиболее развиты брахиантиклинальные (купольные) структуры. В остальном — по вещественному составу пород и минералов, времени внедрения массивов по отношению к процессам складчатости и метаморфизма, характеру вторичных преобразований — изученные массивы аналогичны гренвильским. К сожалению, для последних отсутствуют данные о строении коры в районе развития этих интрузий, хотя и существуют указания на широкое развитие в этом поясе глубинных разломов, на поверхности нередко выраженных надвигами (Хаин, 1971). Поэтому не исключено, что

и в гренвильском поясе анортозиты фиксируют шовные зоны таких разломов. О надвиговом характере движений по этим разломам может свидетельствовать параллельность зон расщепления первичной расслоенности в этих массивах.

### Заключение

1. Массивы габбро-анортозитов-мангеритов Колвицких, Кандалакшских и Сальных Тундр приурочены к шовой зоне глубинного разлома, разделяющего крупные блоки земной коры.

2. Их магматическая природа устанавливается на основании находок эруптивных брекчий в зоне эндоконтакта Колвицкого массива, наличием реликтовых магматических текстур и структур, наличием жильного и пегматитового комплексов.

3. Состав исходного расплава определен как высокоглиноземистый андезито-базальт, близкий к кенингиту - мегаплагиофиру. Кристаллизация массива, видимо, происходила при  $P_{\text{общ}} = 9$  кбар и  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,2-0,4$  кбар. Температура исходного расплава была не ниже  $1270-1300^\circ\text{C}$ .

4. Внедрение массивов произошло на самых ранних этапах заложения зоны разлома, имевшего характер надвига. В дальнейшем в процессе эволюции этой зоны массивы были интенсивно расщеплены, метаморфизованы и деформированы.

5. Изученные интрузии являются близкими аналогами интрузий анортозитов-мангеритов гренвильского пояса, т.е. относятся к адирондакскому типу.

6. По классификации К.А. Шуркина и Ф.П. Митрофанова (1969), рассмотренные массивы относятся к раннескладчатой анортозитовой формации протогеосинклинального этапа.

### ЛИТЕРАТУРА

- Беляев К.Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова. - В сб. "Проблемы магматизма Балтийского щита". Л., "Наука", 1971.
- Биркис А.П., Богатиков О.А., Богданова С.В., Дагелайская И.Н., Личак И.Л., Мошкин В.Н., Шарков Е.В., Шуркин К.А. Докембрийские анортозиты Русской платформы. Тезисы докл. II Петрогр. сов. по Европейской части СССР. Воронеж, 1972.
- Володин Е.Н. Верхнеархейские основные интрузии. Основные и ультраосновные породы Беломорского района. - В кн. "Геология СССР, т. XXVII, ч. I, Геологическое описание". Госгеолтехиздат, 1958.
- Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Прияткина Л.А., Климов Л.В. Гранулитовая фация метаморфизма. Л., "Наука", 1971.
- Грин Т.Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях. - В сб. "Петрология верхней мантии". "Мир", 1968.
- Ермаков В.А. Мегаплагиофировые лавы Камчатки - вероятный аналог анортозитовых пород. - Изд. АН СССР, серия геол., 1971, № 10.

- Ефимов М.М. Древнейшие метаэффузивы северо-западного Беломорья. - В сб. "Проблемы магматизма Балтийского щита". Л., "Наука", 1971.
- Жданов В.В. Метаморфизмы и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. "Наука", 1966.
- Иодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. "Мир", 1965.
- Куширо И., Иодер Г.С. Реакция между форстеритом и анортитом при высоких давлениях. - В сб. "Петрология верхней мантии". "Мир", 1968.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. "Недра", 1964.
- Лебедев А.П. Петрография докембрийских пород района Кандалакша-Колви-на (Кольский полуостров). - Труды Кольск. базы им. С.М. Кирова АН СССР, 1937, вып. 4.
- Смйт Г. Физическая геохимия. "Недра", 1968.
- Федоров Е.С. Минералогическое и петрографическое описание берегов Белого моря. - Горный ж., 1904, т. 2, № 4 - 6; т. 3, № 7.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. "Мир", 1970.
- Шарков Е.В. Ритмичная слоистость в расслоенных интрузиях и механизм ее формирования. - Изв. АН СССР, серия геол, 1971, № 12.
- Шарков Е.В. Некоторые гранулометрические характеристики пород расслоенных интрузий. - Записки ВМО, 1972, № 6.
- Шуркин К.А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. - В сб. "Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита". Л., "Наука", 1968.
- Шуркин К.А. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. - Труды ЛАГЕД, 1962, вып. 14.
- Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Магматизм в истории развития нижнего докембрия. - В сб. "Проблемы связи тектоники и магматизма". "Наука", 1969.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. "Наука", 1971.
- Eskerman H. von. The anorthosite and kenningite of the Nordingra-Rodo region. - Geol. for Stock Forh., 1938, 60.
- Green D.H., Hibberson W.H. The instability of plagioclase in periodite at high pressure. - Lithos., 1970, 3, N 3.
- Jackson E.D. Primary structures and mineral associations in the Ultramafic zone of Stillwater complex, Montana. - US Geol. Surv. Prof. Paper, 1961.
- Luth W.S. Studies in the system  $KAlSiO_4 \cdot Mg_2SiO_4 \cdot SiO_2 \cdot H_2O$ . I. Inferred phase relations and petrologic applications; of Petrology, 1967, 8.
- de Waard D., W.D. Romey. Chemical and petrologic trends in the anorthosite-chamocite series of the Snowy Mountain massif, Adirondack highlands. - Amer. Min., 1969, 54.

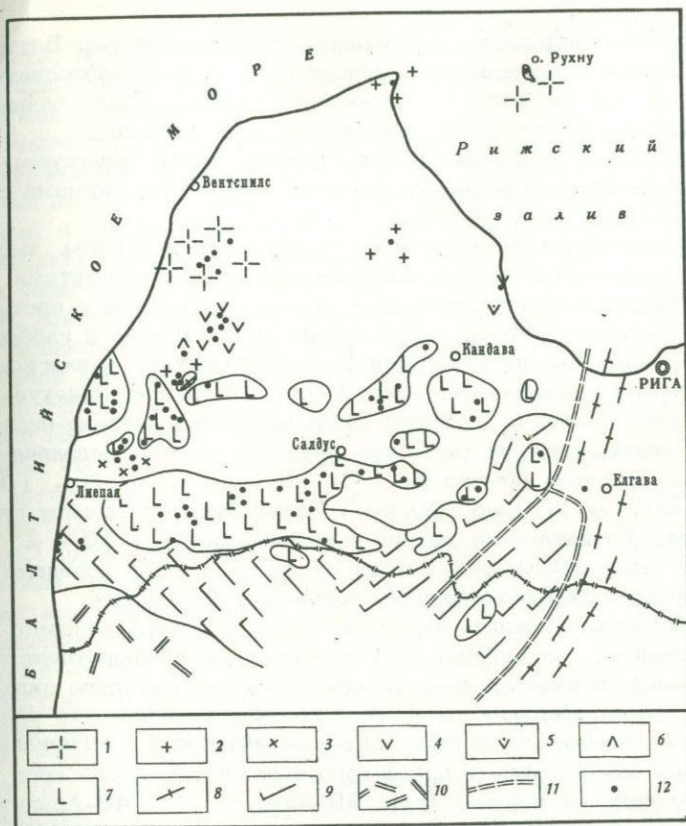
# АНОРТОЗИТЫ ЗАПАДНОЙ ЛАТВИИ

А. П. БИРКИС, О. А. БОГАТИКОВ

Субплатформенные анортозитовые массивы, формирование которых происходило в процессе и после консолидации фундамента древней платформы и превращения ее в кратон, до недавнего времени были известны только на Балтийском и Украинском кристаллических щитах. Однако глубоким бурением, особенно интенсивно проводившимся на закрытых осадочными породами территориях, в последнее десятилетие, установлено широкое распространение анортозитов в пределах западной окраины Русской плиты. Оказалось, что анортозитовые массивы этого типа образуют гигантский прерывистый пояс; протягивающийся более чем на 2000 км от г. Кировограда через Белоруссию, Восточную Польшу, Латвию в Приладожье и Южную Финляндию (Богатиков, Биркис, 1972).

Одним из районов Западного анортозитового пояса, в котором концентрируются крупные массивы габбро-норит-анортозитов, является Западная Латвия (Биркис, 1966, Богатиков, Биркис, 1970, 1972, 1973 и др.; Луц, 1969). Здесь установлены многочисленные массивы анортозитового состава, как бы окаймляющие с юга крупный и сложно построенный Рижский плутон (см. схему). Анортозиты пространственно ассоциируют с мангеритовыми (мезопертитовыми) гранитоидами и рапакиви плутона; значительная часть базитовых интрузивов располагается внутри плутона, лишь крупный Приекульский и несколько более мелких массивов располагаются к югу от плутона, в пределах его складчатого обрамления. Предполагается, что массивы подчинены крупной зоне разломов субширотного простирания. В некоторых случаях массивы обнаруживают определенную согласованность своей ориентировки со структурами рамы, но обычно они дискордантны.

К югу и северу от плутона фундамент сложен породами прибалтийского гранулитового комплекса архейского возраста; метаморфические толщи образуют сложно построенные линейные складчатые структуры; не исключено, что архейские образования интенсивно переработаны в процессе карельского тектогенеза. Здесь вскрыты бластокатаклазированные, гранитизированные и мигматизированные гиперстеновые, двупироксеновые, биотит-пироксеновые, биотитовые (с гранатом) сланцы и плагиогнейсы. На востоке плутон контактирует (частично по зоне разломов) с карелидами. Вулканогенно-осадочные толщи метаморфизованы в условиях наиболее высокотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов. Инчукальская серия здесь сложена амфиболитами,



Схематическая геолого-петрографическая карта кристаллического основания Западной Латвии. Составлена А.П. Биркисом и О.А. Богатиковым

1 - рапакиви; 2 - рапакивиобразные граниты; 3 - мангеритообразные граниты; 4 - кварцевые мангериты и мангеритовые граносиениты; 5 - кварцевые сиениты, кварцевые монзониты; 6 - сиениты; 7 - анортозитовый комплекс: лабрадориты, габбро-норит-лабрадориты, габбро-нориты, троктолиты, плагиоклазовые перидотиты; 8 - Карельский метаморфический комплекс; 9 - архейский метаморфический комплекс; 10 - архейские гнейсо-граниты; 11 - тектонические нарушения; 12 - скважины, вскрывшие кристаллический фундамент

амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, биотит-гранатовыми, иногда с кордиеритом и силлиманитом, сланцами и гнейсами. Характерно широкое развитие процессов ультраметаморфизма. В ряде мест наблюдаются интенсивный катаклиз и последующая перекристаллизация, сопровождаемая окварцеванием и микроклинизацией.

Анортозитовые массивы секут древние сложно дислоцированные, гранитизированные и мигматизированные толщи, не несут признаков склад-

чатости и заметных признаков регионального метаморфизма. Внутреннее строение массивов характеризуется зональным, пятнисто-полосчатым распределением лабрадоритов, габбро-норит-лабрадоритов и подчиненных им габбро-норитов, троктолитов, перидотитов и оливинитов.

Части массивов присущи локальные гравитационные минимумы; другие массивы, напротив, совпадают с интенсивными максимумами силы тяжести.

По материалам буровых работ и по геофизическим данным выделяются массивы, сложенные почти мономинеральными анортозитами (Салдусский, Куйлиский, Кандавский и др.), и массивы сложного состава, представленные анортозитами, габбро-норит-анортозитами и габбро-норитами; отдельные участки в них сложены троктолитами и плагиоклазовыми оливинитами (массивы Вергале, Айзпуде, Вилцини, Приекуле и др.). Форма анортозитовых массивов чаще всего неправильно-овальная, удлиненно-овальная, реже встречаются массивы сложной неправильной формы. Длина массивов обычно 20 - 30 км при ширине 5 - 10 км, площадь от 100 - 200 до 300 км<sup>2</sup>. Исключение составляет сложный по составу Приекульский массив с размерами 80 × 10 - 25 км; его площадь свыше 1000 км<sup>2</sup>. Общая площадь, занятая породами габбро-норит-анортозитового комплекса, превышает 2800 км<sup>2</sup>.

Нижняя возрастная граница анортозитов определяется условно. Анортозитовые массивы, как следует из геологической интерпретации геофизических полей, в ряде случаев дискордантны относительно складчатых структур рамы. Верхняя возрастная граница определяется следующими данными. Анортозиты не подверглись складчатости и региональному прогрессивному метаморфизму архейского и раннепротерозойского (?) возраста. В отдельных случаях (скв. 39-Айзпуде, скв. 40-Айзпуде, скв. 46-Вергале и др.) видно, что анортозиты пересекаются дайками гранита и гранит-аплита, вероятно, близких к рапакиви, что свидетельствует о несколько более раннем возрасте основных пород по сравнению с гранитоидами плутона. Денудированная поверхность одного из анортозитовых массивов перекрывается кислыми лавами (скв. 45-Вергале, скв. 51-Павилоста), сопоставимыми по составу с кислыми вулканитами: субиотния Швеции и иотния (хогландия) Финляндии.

В настоящее время радиологические данные малочисленны, колеблются от 1140 - 1230 до 1680 - 2000 млн. лет и достаточно неопределенны. Тем не менее наиболее высокие значения возраста согласуются со значением возраста украинских анортозитов (1840 - 2020 млн. лет) и, вероятно, указывают на несколько более древний возраст анортозитов по сравнению с гранитами рапакиви (1650 - 1700 млн. лет). Это согласуется также с тем обстоятельством, что в Южной Фенноскандии внедрению рапакиви предшествовали интрузии микроклиновых гранитов, также более молодые относительно анортозитов массивы Ахвенисто (Savalahti, 1956).

По своим текстурным и структурным особенностям все основные породы, слагающие массивы Западно-Латвийского габбро-норит-анортозитового комплекса, сходны между собой, а по минеральному составу образуют друг с другом постепенные переходы. Исключение составляют

перидотиты, вскрытые всего лишь одной скважиной (Приекуле) и, возможно, представляющие собой крупные ксенолиты более глубинных пород среди габбро-норитов.

Основные породы обладают массивной текстурой; однако отмечаются и субпараллельное расположение лейст плагиоклаза, иногда линзовидные скопления цветных минералов. Особенно ярко директивные текстуры проявлены в габбро-норитах скв. 43, Айзпуге. Судя по керну, в отдельных массивах в вертикальном направлении наблюдается неясно выраженное чередование анортозитов, габбро-норит-анортозитов и габбро-норитов. Кроме того, отмечается чередование оливиновых и безоливиновых разностей этих пород. Такое чередование совместно со слабо выраженной директивной текстурой придает базитам неясное грубополосчатое строение.

Среди многообразия основных пород комплекса можно выделить главные типы, соответствующие общепринятой номенклатуре для анортозитовых ассоциаций.

Анортозиты (лабрадориты) — темно-серые практически мономинеральные, крупнозернистые до гигантозернистых породы, нередко порфиоровидные, местами иризирующие. Иногда их окраска буровато-красная из-за примеси гематита. Структура панидиоморфнозернистая с элементами габбровой.

Габбро-норит-анортозиты представляют собой массивные крупнозернистые породы темно-серого цвета, нередко грубополосчатые; являются переходными между анортозитами и габбро-норитами. Структура их гипидиоморфнозернистая или габбро-офитовая.

Габбро, нориты и габбро-нориты образуют как самостоятельные массивы, так и сложные по составу ассоциации с анортозитами, габбро-норит-анортозитами и реже троктолитами и плагиоклазовыми перидотитами.

Троктолиты, пироксеновые троктолиты вскрыты в Приекульском и Айзпутском массивах. В других массивах эти породы образуют отдельные шпильки и прослои в габбро-норитах.

Плагиоклазовые перидотиты представляют собой плотные, почти черные породы массивной текстуры. Вскрыты одной из скважин в Приекульском массиве. Контакт их с оливиновыми габбро-норитами довольно резкий. Структура породы гипидиоморфнозернистая до панидиоморфнозернистой.

Среди перечисленных выше пород резко преобладают анортозиты и габбро-норит-анортозиты. Более меланократовые разности пород составляют не более 20% от общей площади всего комплекса.

В относительно меланократовых разностях из темноцветных силикатов преобладает оливин, в лейкократовых постепенно увеличивается роль пироксенов, а в некоторых разностях анортозитов пироксен является единственным фемическим силикатом. В то же время среди габбро и габбро-норитов безоливиновые разности — редкое исключение.

Характерной особенностью пород комплекса является относительно кислый и стабильный состав плагиоклазов в пределах  $Al_50-60$ . Состав оливина относительно магнезиальный; содержание фаялитового компонен-

Средние химические составы главных типов пород Латвийского

Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
Анортозиты (среднее из 19 анализов)	53,03	0,29	26,59	0,87	1,92	0,04
Габбро-норит-анортозиты (среднее из 18 анализов)	51,25	0,42	24,31	2,31	3,51	0,08
Габбро-нориты (среднее из 22 анализов)	47,15	1,02	18,75	2,96	9,71	0,12
Троктолиты (среднее из 6 анализов)	47,04	0,30	17,01	1,40	11,11	0,06
Перидотиты (среднее из 4 анализов)	35,30	1,10	4,31	11,67	22,04	0,25

та в нем не превышает 40%. Состав ромбического пироксена колеблется в пределах  $Fs_{25}-Fs_{47}$  с резким увеличением железистости троктолитов к габбро-норитам. Моноклинный пироксен изменяется в незначительных пределах: от  $Wo_{43}En_{25}Fs_{32}$  до  $Wo_{38}En_{17}Fs_{45}$ .

В таблице приведены средние химические составы главных типов пород Западно-Латвийского комплекса. Спецификой анортозитов является относительно высокое содержание глинозема - до 27%. В перидотитах его содержание падает до 5%. Концентрация титана в общем невысокая, минимальная в анортозитах - менее 0,5%, максимальная в перидотитах - до 1,1%. В серии пород от перидотитов к анортозитам прогрессивно уменьшается содержание железа (от 33,5 до 1,8%) и магния (от 19,6 до 1,4%). Содержание кальция, напротив, возрастает от 2,5 до 10,5%. Наиболее высоко содержание натрия в анортозитах, в то время как содержание калия остается примерно постоянным (~ 0,5%) во всех типах пород, за исключением перидотитов, где его концентрация не превышает 0,2%.

Таким образом, краткий обзор данных по анортозитам Западной Латвии позволяет подчеркнуть их следующие особенности:

- 1) приуроченность габбро-норит-анортозитовых ассоциаций к зонам разломов;
- 2) практическое отсутствие наложенного метаморфизма;
- 3) тесную пространственную ассоциацию с гранитоидами, в том числе с рапакиви;
- 4) относительное постоянство состава плагиоклаза в пределах  $An_{50-60}$ ;
- 5) высокотемпературные минеральные парагенезисы норитов и анортозитов.

габбро-норит-анортозитового комплекса (в %)

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Прочие	П.п.п.	Сумма
1,38	10,32	4,12	0,58	0,10	0,14	0,16	0,66	100,20
2,71	10,66	3,20	0,43	0,13	0,09	0,25	0,55	99,90
7,05	8,14	2,96	0,53	0,33	0,10	0,52	0,67	100,01
10,55	7,63	3,51	0,62	0,22	-	-	0,34	99,79
19,66	2,50	0,78	0,18	0,08	-	-	1,88	99,75

Эти особенности наряду с типично магматическими структурами пород позволяют говорить о магматическом генезисе габбро-норит-анортозитовой ассоциации пород Западной Латвии независимо от способа образования родоначальной магмы.

ЛИТЕРАТУРА

- Биркис А.П. Салдусский анортозитовый массив Западной Латвии. - Изв. АН Латв. ССР, 1966, № 8.
- Богатиков О.А., Биркис А.П. Габбро-норит-анортозитовый комплекс Западной Латвии. - Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 6.
- Богатиков О.А., Биркис А.П. Габбро-лабрадоритовый пояс запада Восточно-Европейской платформы. - Труды IV Всес. петрогр. сов. М., 1972.
- Богатиков О.А., Биркис А.П. Докембрийский магматизм Западной Латвии. Изд-во "Наука", 1972.
- Луиц А.Я. О строении и особенностях формирования Курземского комплекса анортозитов и гранитов рапакиви Западной Латвии. - В сб. "Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии". Рига, изд-во "Зинатне", 1969.
- Savolahti A. On the petrology of the Ahvenisto arca, Ana relation of the gabbro-anosthosite canplex the crystallisation of rapakivi. - Bull. Comm. geol. Finlande, 1956, 174.

# ГАББРО-АНОРТОЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС УКРАИНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

В. Н. МОШКИН, И. Н. ДАГЕЛАЙСКАЯ

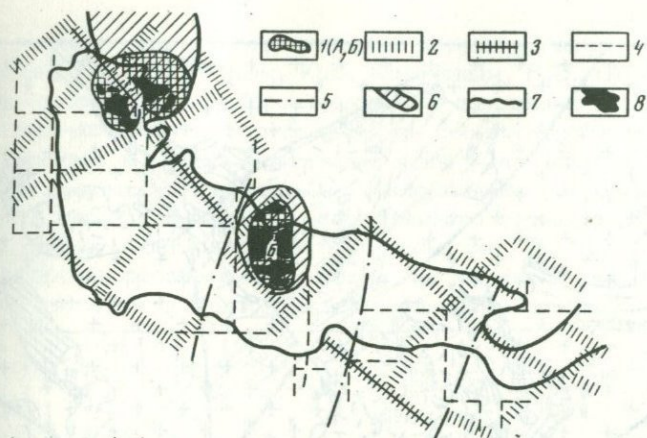
Изучением украинских анортозитов в разное время и с разными целями занималась большая группа исследователей, среди которых необходимо в первую очередь отметить В.Е. Тарасенко, А.А. Полканова, В.С. Соболева, Ю.Ир. Половинкину, Т.Н. Вадимова, И.Л. Личака, А.Н. Козловскую, Ю.В. Кононова, К.А. Болюбах, В.П. Бухарева, Б.П. Герасимчука, В.М. Егорова, В.Г. Злобенко, В.Г. Пастухова, Г.Б. Сергия и С.А. Шмарьяна. Однако несмотря на то, что в пределах украинских габбро-анортозитовых массивов проведен разнообразный комплекс геологических и геофизических работ, которые сопровождались большим объемом бурения, многие важные вопросы геологии и петрологии украинских анортозитов еще не решены и по ним ведется горячая дискуссия; по существу нет также сводного описания габбро-анортозитового комплекса УКМ, которое учитывало бы новые данные.

Настоящая статья, ставящая своей задачей дать краткое сводное описание габбро-анортозитового комплекса УКМ, основана на анализе и обобщении как новейших, так и старых (из числа не утративших своего значения литературных материалов упомянутых геологов и результатов собственных исследований анортозитов, которые авторы проводят с 1967 г.).

Структурное положение. Габбро-анортозитовый комплекс Украины является частью огромного выгнутого на запад прерывистого пояса габбро-анортозитовых массивов, приуроченного к восточной части Русской платформы и протягивающегося почти на 2000 км от Кировограда через Коростень, Сувалки, Ригу к районам Айхвенасто (Финляндия) и Ладожского озера (Богатиков, Биркис, 1972). Все эти массивы, отнесенные к габбро-анортозитовой формации, пространственно ассоциируют со значительно превосходящими их по размерам сложнопостроенными плутонами рапакивиподобных гранитов.

В пределах Украины в настоящее время известно более десятка весьма различных по размерам габбро-анортозитовых массивов площадью около 4000 км<sup>2</sup> (фиг. 1). Структурное положение их определяется следующими особенностями, несомненно, связанными со временем и условиями их образования.

1. Все габбро-анортозитовые массивы располагаются в пределах двух крупных плутонов (Коростеньского и Корсунь-Новомиргородского),



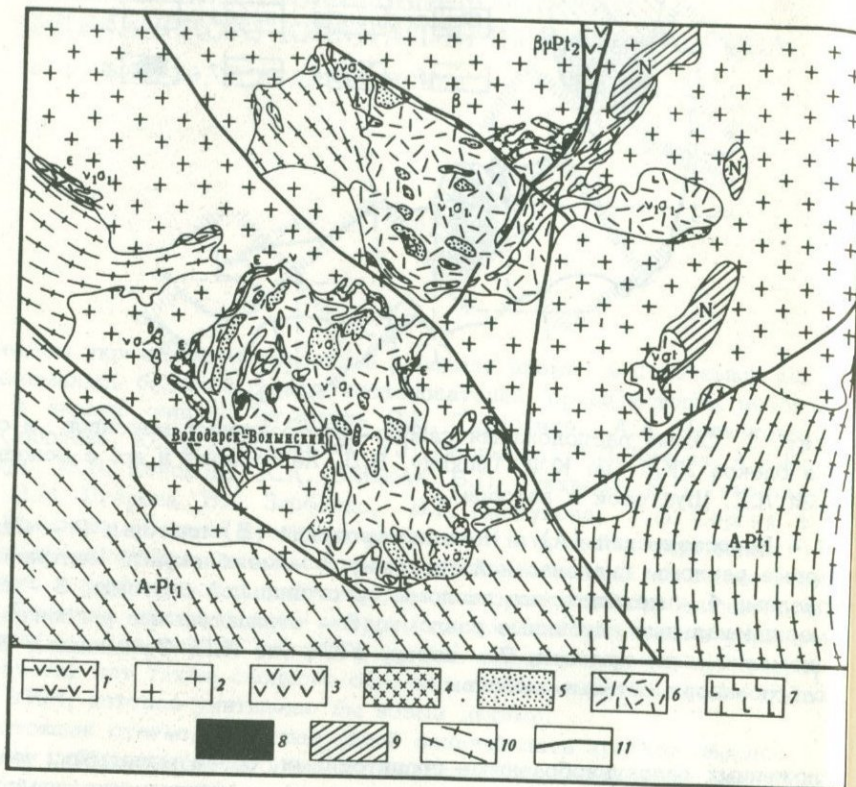
Фиг. 1. Схема расположения габбро-анортозитовых массивов в системе блоков УКМ (по К.Ф. Тяпкину, В.Д. Харитонову и др. с дополнениями Л.Е. Шустовой и авторов)

1 - Коростеньский (А) и Новомиргородский (Б) плутоны; 2 - межблоковые разломы диагональной системы; 3 - межблоковый Центральный разлом; 4 - межблоковые разломы ортогональной системы; 5 - субмеридиональные глубинные разломы; 6 - отрицательные региональные аномалии силы тяжести; 7 - контур УКМ (по Н.П. Семененко); 8 - габбро-анортозитовые массивы

сложенных рапакивиобразными гранитоидами, более молодыми, чем габбро-анортозиты, и имеющими, вероятнее всего, среднепротерозойский возраст (Биркис и др., 1972). Абсолютный возраст рапакиви, по данным более 100 определений различными методами, колеблется в пределах 1100 - 1950 млн. лет при статистическом максимуме 1650 - 1750 млн. лет (Биркис, Великославинский и др., 1972).

2. Коростеньский и Корсунь-Новомиргородский плутоны пространственно приурочены к более мобильной северо-восточной части археид шита, существенно затронутой раннепротерозойскими движениями и магматизмом, но не заходят в пределы собственно геосинклинально-складчатого пояса ранних протерозоид. Эти плутоны вместе с осадочно-вулканогенными отложениями овручской серии, песчаниками Пугачевки и т.п. выполняют наложенные на архейско-раннепротерозойский фундамент этой части шита среднепротерозойские эоплатформенные структуры.

3. Более древними вмещающими породами (породами рамы) для габбро-анортозитовых массивов являются архейские (по мнению некоторых исследователей, нижнепротерозойские) гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты и мраморы, метаморфизованные в амфиболитовой, а местами до гранулитовой фации, и мигматизирующие их разнообразные гранитоиды архейско-раннепротерозойского возраста. Возрастные соотношения габбро-анортозитов с метаморфическими и интрузивными породами рамы несмотря на то, что большая часть наблю-

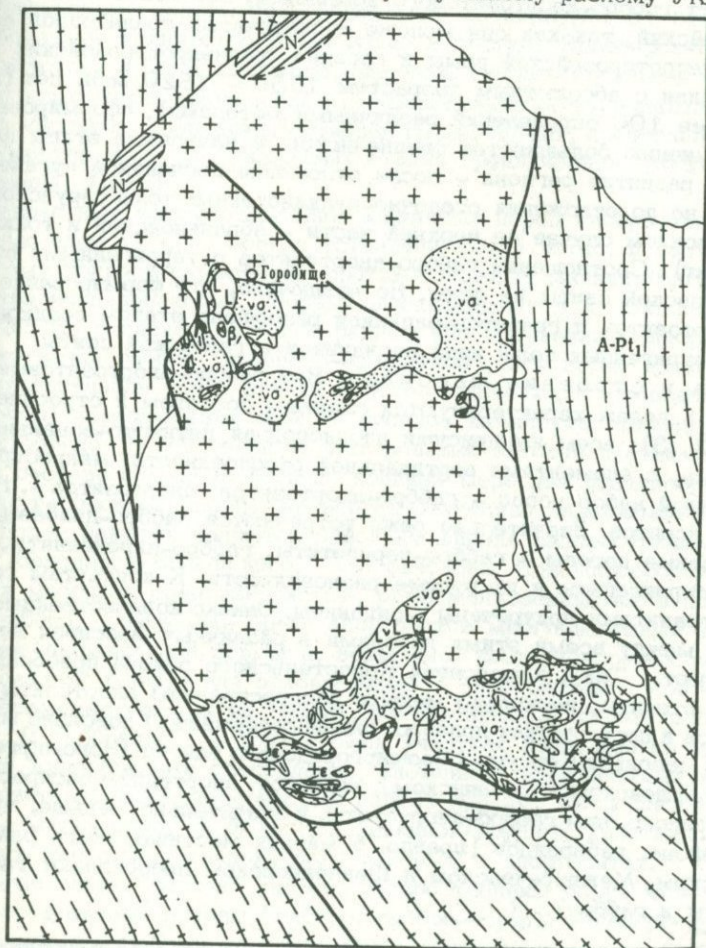


Фиг. 2. Схема строения габбро-анортозитовых массивов Коростеньского плутона. Составлена по материалам В.П. Бухарева, Н.Т. Вадимова, В.М. Егорова, Б.П. Герасимчука, А.А. Полканова, А.Г. Родика, А.В. Стекольниковой, А.И. Шаповала, И.В. Череватюка

1 - габбро-диабазы Звиздаль-Залеской дайки ( $\beta Pt_2$ ); 2 - комплекс гранитов-рапакиви ( $\gamma Pt_2$ ); 3-9 - породы габбро-анортозитового комплекса: 3 - габбро-диабазы ( $\beta$ ), 4 - габбро-монзониты, монзониты, кварцевые монзониты ( $\xi$ ), 5 - анортозиты с подчиненными габбро-анортозитами ( $\nu \sigma$ ), 6 - габбро-анортозиты с подчиненными анортозитами ( $\nu \sigma_1$ ), 7 - габбро, габбро-нориты и нориты, часто оливинсодержащие ( $\nu$ ), 8 - габбро-перидотиты, перидотиты и пироксениты, часто рудные ( $\sigma$ ), 9 - нерасчлененные породы габбро-анортозитового комплекса, выделенные главным образом по геофизическим данным ( $N$ ); 10 - архейско-раннепротерозойские породы рамы - различные гнейсы, амфиболиты, мигматиты и граниты ( $A-Pt_1$ ); 11 - зоны разломов

даемых контактов имеет тектонический характер, достаточно четко установлены В.С. Соболевым, Ю.В. Кононовым, В.П. Бухаревым и другими исследователями. Габбро-анортозиты прорывают породы рамы и содержат их ксенолиты. Структурные же соотношения габбро-анортозитовых массивов и рамы недостаточно ясны (Дагелайская, Мошкин, 1971); в некоторых случаях они обнаруживают определенную согласованность своей ориентировки и внутреннего строения со структурами рамы, в других – они дискордантны (см. фиг. 2, 3).

4. Габбро-анортозитовые массивы, так же как и указанные плутоны рапакиви, тяготеют к Центральному глубинному разлому УКМ (см. фиг.1),



Фиг. 3. Схема строения габбро-анортозитовых массивов Курсунь-Новомиргородского плутона. Составлена по материалам К.Л. Болюбах, В.Г. Злобенко, В.М. Егорова, Ю.В. Кононова, Н.Ф. Поддубного, Л.И. Рябчуна  
Условные обозначения см. на фиг. 2

хорошо прослеженному по геофизическим и геологическим данным с юго-востока на северо-запад почти на 1000 км. Некоторые из относительно более мелких разломов, в целом создают блоковую структуру тел.

5. Почти все габбро-анортозитовые массивы (вместе с плутонами рапакиви) располагаются в пределах двух интенсивных региональных минимумов силы тяжести (см. фиг. 1), свидетельствующих о значительном разуплотнении земной коры (а возможно, и верхов мантии) в этих районах. Устанавливается также пространственная связь локальных минимумов силы тяжести с расположением отдельных габбро-анортозитовых массивов.

Возраст габбро-анортозитового комплекса, вероятнее всего, среднепротерозойский, так как они моложе складчатых гранитоидов архейско-раннепротерозойской рамы и древнее среднепротерозойских гранитов рапакиви с абсолютным возрастом 1650 - 1820 млн. лет (по данным более 100 определений различными методами), сформировавшихся, по мнению большинства специалистов, в начальные этапы платформенного развития региона - после отложения песчаников пугачевской свиты, но до отложения осадочно-вулканогенных толщ овручской серии (во всяком случае ее верхней части - збраньковской и толкачевской свит). Соотношения габбро-анортозитов с терригенными породами пугачевской свиты не ясны. Не исключено, что формирование габбро-анортозитов и гранитов-рапакиви разобщено этапом осадконакопления терригенных толщ типа песчаников пугачевской свиты.

Состав и строение массивов. Все габбро-анортозитовые массивы УКМ в целом характеризуются сходным составом и строением (см. фиг. 2, 3): всем им присущи неоднородная пятнисто-зональная, по-видимому, с элементами вертикальной расслоенности, макроструктура и единый набор пород - габбро-анортозитов, анортозитов<sup>1</sup>, габбро-норитов и норитов. Значительно реже встречаются габбро-диабазы<sup>2</sup> и ультраосновные породы - габбро-перидотиты, габбро-пироксениты, перидотиты и пироксениты и их рудные разновидности. К контактам габброидов с гранитами приурочены монзониты. Однако количественные соотношения между всеми этими породами в различных массивах несколько варьируют. Так, в массивах Коростеньского района преобладают габбро-анортозиты, несколько меньше распространены анортозиты; габбро-норитов и норитов (как правило, оливинсодержащих) довольно много. В крупных массивах Корсунь-Новомиргородского района (Новомиргородском, Городишевском и Смелянском), наоборот, анортозиты распространены более широко, чем габбро-анортозиты, и значительно меньше, чем в первом районе, габброидов (правда, в мелких массивах этого района - Бандуровском, Междуреченском и Шевченковском преобладают габбро-анортозиты и габбро).

<sup>1</sup> К анортозитам отнесены плагиоклазовые породы с содержанием цветных не более 15%, к габбро-анортозитам - плагиоклазовые породы с содержанием цветных 15 - 25%.

<sup>2</sup> Вопрос о правомерности включения их в состав габбро-анортозитового комплекса не может считаться окончательно решенным.

Несколько различается пространственное распределение пород комплекса в пределах массивов. Так, в Володарск-Волыньском и Смелянском массивах меланократовые породы (габбро и нориты) концентрируются в краевых частях, образуя, в частности в Володарск-Волыньском массиве, несколько крупных, в целом согласных с направлением линии контакта полосовых зон. Эти породы также слагают шширы и участки неправильной формы в центральных частях массива среди габбро-анортозитов и анортозитов. В Чеповичском, Новомиргородском и некоторых других массивах приуроченность габбро к краевым частям не устанавливается, они в равной мере встречаются в различных частях массивов. Ультраосновные породы пространственно ассоциируют с габброидами; их небольшое количество установлено в составе Володарск-Волыньского, Чеповичского и Городищенского массивов. Габбро-монциты и монциты почти всюду четко приурочены к зонам контакта мезо- и меланократовых пород массивов с рапакивиобразными гранитоидами, представляя собой по существу продукты различных стадий гранитизации габброидов (Половинкина, 1968).

Возрастные взаимоотношения различных пород габбро-анортозитового комплекса УКМ не всегда устанавливаются четко, в связи с чем по этому вопросу существуют противоположные мнения. Взгляду большинства исследователей, впервые высказанному А.А. Полкановым еще в 1938 г., о несколько более раннем (по сравнению с анортозитами) формировании габбро "краевого комплекса", некоторые исследователи противопоставили точку зрения о более позднем (по сравнению с анортозитами) формировании всех габброидов комплекса. Анализ имеющихся материалов и собственные исследования авторов статьи показывают, что в составе формации есть по крайней мере две разновозрастные группы габброидов, далеко не всегда отчетливо различимые между собой. Более ранними являются довольно широко распространенные в пределах Володарск-Волыньского, Чеповичского, Новомиргородского и других массивов среднезернистые, реже мелкозернистые и порфирировидные габбро, слагающие среди анортозитов многочисленные шширы, участки неправильной формы и, возможно, часть полосовых зон. Они образовались раньше или одновременно с анортозитами. Контакты их с габбро-анортозитами не резкие, постепенные, с зонами переходных пород. В габброидах в контактовых участках наблюдаются многочисленные жилообразные обособления, сложенные анортозитами и габбро-анортозитами. В мелкозернистых габбро нередко наблюдается развитие (метасоматическое, по Ю.Ир.Половинкиной) крупных кристаллов иризирующего лабрадора, аналогичного таковым в анортозитах.

Кроме таких "ранних" габбро, распространены более молодые мезо- и меланократовые породы (габбро, габбро-нориты и габбро-перидотиты), слагающие дайкообразные тела, четко приуроченные к разломам, и секущие анортозиты и габбро-анортозиты (данные Н.Т. Вадимова, Ю.В. Кононова и др.). Возможно, еще более молодыми являются габбро-диабазы, слагающие довольно крупное (до 30 км<sup>2</sup>) тело неопределенной формы в пределах Городищенского массива и ряд мелких даек в других массивах (данные В.П. Бухарева, Ю.В. Кононова и др.).

По форме габбро-анортозитовые массивы, судя по результатам геофизических работ, структурного анализа внутреннего строения массивов, изучения контактов габбро-анортозитов с породами рамы и рапакивиобразными гранитоидами, представляют собой сильно уплощенные пластобразные с элементами расслоенности тела мощностью от 1,5 - 2 до 2,5 - 4 км, осложненные блоковыми подвижками. Массивы имели, по-видимому, характер межформационных или внутриформационных тел, по-дошвой для которых служили гранито-гнейсовые породы складчатой рамы, а кровлей наряду с гнейсами, возможно, слабо метаморфизованные и слабо дислоцированные отложения типа песчаников пугачевской свиты. В последующее время поверхности раздела габбро-анортозитовых тел с вмещающими породами, особенно с породами кровли, по-видимому, были использованы для внедрения рапакивиобразных гранитов. Именно этим можно объяснить многочисленные факты налегания гранитов на габбро-анортозитовые массивы.

Петрография. По мнению подавляющего большинства исследователей, все породы комплекса - анортозиты, габбро-анортозиты, габбро-нориты, нориты, пироксениты и перидотиты - образуют генетически единый ряд. Все выделенные группы пород сложены одной и той же ассоциацией минералов, находящихся в сходных структурных взаимоотношениях, и различаются в основном лишь по количественным соотношениям между этими минералами. Главными породообразующими минералами комплекса являются плагиоклаз, гиперстен, моноклинный пироксен и оливин, а аксессуарными - апатит, сфен, циркон, ильменит и титаномагнетит, реже пирит и пирротин.

Анортозиты и габбро-анортозиты характеризуются крупнозернистым, мелкозернистым, нередко порфириновидным сложением с аллотриоморфнозернистой, габбровой, реже гипидиоморфнозернистой и различными метасоматическими структурами. В состав входят часто зональный плагиоклаз андезин-лабрадорного ряда (№ 43-60, чаще около 50), гиперстен (с  $FeSiO_3 = 49 - 55\%$ ), моноклинный пироксен - диаллаг (с содержанием  $CaFeSi_2O_6 = 45 - 47\%$ ), реже пижонит. Часто встречается оливин с содержанием  $Fe_2SiO_4 = 56 - 58\%$ . Габбро, габбро-нориты, нориты (часто оливинсодержащие) и троктолиты<sup>1</sup> представляют собой мелко-реже среднезернистые и крупнозернистые породы, часто с крупными вкрапленниками плагиоклаза. Состав плагиоклаза вкрапленников лабрадорный (№ 52 - 60), основной массы - андезин-лабрадорный (№ 43 - 50). Обе генерации плагиоклаза нередко зональны. Составы гиперстена (с  $FeSiO_3 = 47 - 57\%$ ), моноклинного пироксена (с  $CaFeSi_2O_6 = 44 - 50\%$ ) и оливина (с  $Fe_2SiO_4 = 48 - 55\%$ ) в целом почти аналогичны таковым в анортозитах, отличаясь несколько большей амплитудой колебания железистости. Цветные минералы ультраосновных пород отличаются от цветных минералов габбро и анортозитов несколько более высокой железистостью: гиперстен с  $FeSiO_3 = 60\%$ ; в моно-

<sup>1</sup> В настоящее время нет возможности дать отдельное описание двух разновозрастных групп габброидов комплекса из-за путаницы в их расчленении. Здесь они описаны вместе.

Средний химический состав главных пород и всего габбро-анортозитового комплекса УКМ в целом (без H<sub>2</sub>O)

Компоненты	1		2		3		4		5
	$\bar{x}_1$	s	$\bar{x}_2$	s	$\bar{x}_3$	s	$\bar{x}_4$	s	$\bar{x}_0$
SiO <sub>2</sub>	53,83	1,36	53,12	1,90	46,30	4,68	34,13	4,37	51,30
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,08	0,70	0,07	3,02	0,51	6,75	0,94	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,39	1,64	23,68	2,20	15,68	2,97	5,29	2,73	22,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,93	0,57	1,58	1,69	1,86	1,40	4,37	3,11	1,58
FeO	2,46	1,23	3,61	2,98	12,87	6,53	29,85	5,27	5,97
MnO	0,04	0,03	0,06	0,06	0,23	0,11	0,33	0,16	0,09
MgO	1,07	0,39	2,0	0,88	4,55	1,51	8,94	2,83	2,46
CaO	9,53	0,84	8,65	0,75	7,97	1,56	5,54	2,80	8,64
Na <sub>2</sub> O	4,08	0,67	3,72	0,76	2,72	0,69	0,82	0,29	3,51
K <sub>2</sub> O	0,96	0,30	1,13	0,51	0,97	0,36	0,44	0,13	1,02
n	22		22		42		7		-
a	29		51		15		5		-

1 - анортозит, 2 - габбро-анортозит, 3 - габброиды, 4 - ультраосновные породы, включая рудные разновидности, 5 - средний химический состав комплекса, рассчитанный с учетом площадной распространенности пород,  $\bar{x}$  - среднее арифметическое содержание, s - квадратичное отклонение, n - количество учтенных анализов, a - относительная распространенность пород, от общей площади массивов.

в клинном пироксене содержание CaFeSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub> достигает 64 - 70%, а в оливине - Fe<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> = 60 - 72%. Для всех пород комплекса весьма характерно широкое развитие реакционных кайм обрастания оливина гиперстеном, моноклиновым пироксеном, а вокруг пироксенов иногда появляются роговая обманка и биотит.

Часто встречающиеся в составе габбро-анортозитовых тел габбро-монцитоны и монцитоны являются породами, возникшими при метасоматической переработке габбро на контакте с гранитом. От габбро они отличаются присутствием переменного количества калиевого полевого шпата, роговой обманки и биотита. Кроме того, меняется состав минералов первой генерации (оставшихся от габбро) - основность плагиоклаза понижается (до № 32 - 38), а железистость цветных минералов увеличивается (в моноклиновом пироксене содержание CaFeSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub> достигает 65 - 78%, в оливине содержание Fe<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> доходит до 80 - 85 и даже 95). Гиперстен встречается редко; он, как правило, замещается биотитом и роговой обманкой.

Химический состав габбро-анортозитового комплекса УКМ охарактеризован более чем 100 (включая 29 анализов монцитонов) полными

силикатными анализами. Обработка их, проведенная на ЭВМ БЭСМ-4 как по методу А.Н. Заварицкого, так и по некоторым новым методам математической статистики, позволила определить средние составы главных типов пород и химический состав всего комплекса (см. таблицу), а также выявить некоторые его специфические петрохимические особенности по сравнению с анортозитовыми и габбро-анортозитовыми комплексами Прибалтики и Алдано-Станового щита. Для пород комплекса УКМ характерны более высокая железистость, титанистость, более высокое значение  $Ti/\Sigma Fe$ ;  $\Sigma Fe/(Fe+Mg)$ ;  $\Sigma Fe/(Mg+Ca)$ ;  $(Na+K)/Al$ . Заметные различия между этими комплексами устанавливаются также при сравнении их методом линейных дискриминантных функций. Еще более заметные различия устанавливаются между габбро-анортозитовым комплексом УКМ и анортозитосодержащими комплексами Кольского полуострова (расслоенные массивы Главного хребта, друзитовый комплекс и др.).

Металлогеническая специализация габбро-анортозитового комплекса главным образом титановая (ильменит, титано-магнетит) и в значительной мере фосфорная (апатит) и сульфидно-никелевая.

## ЛИТЕРАТУРА

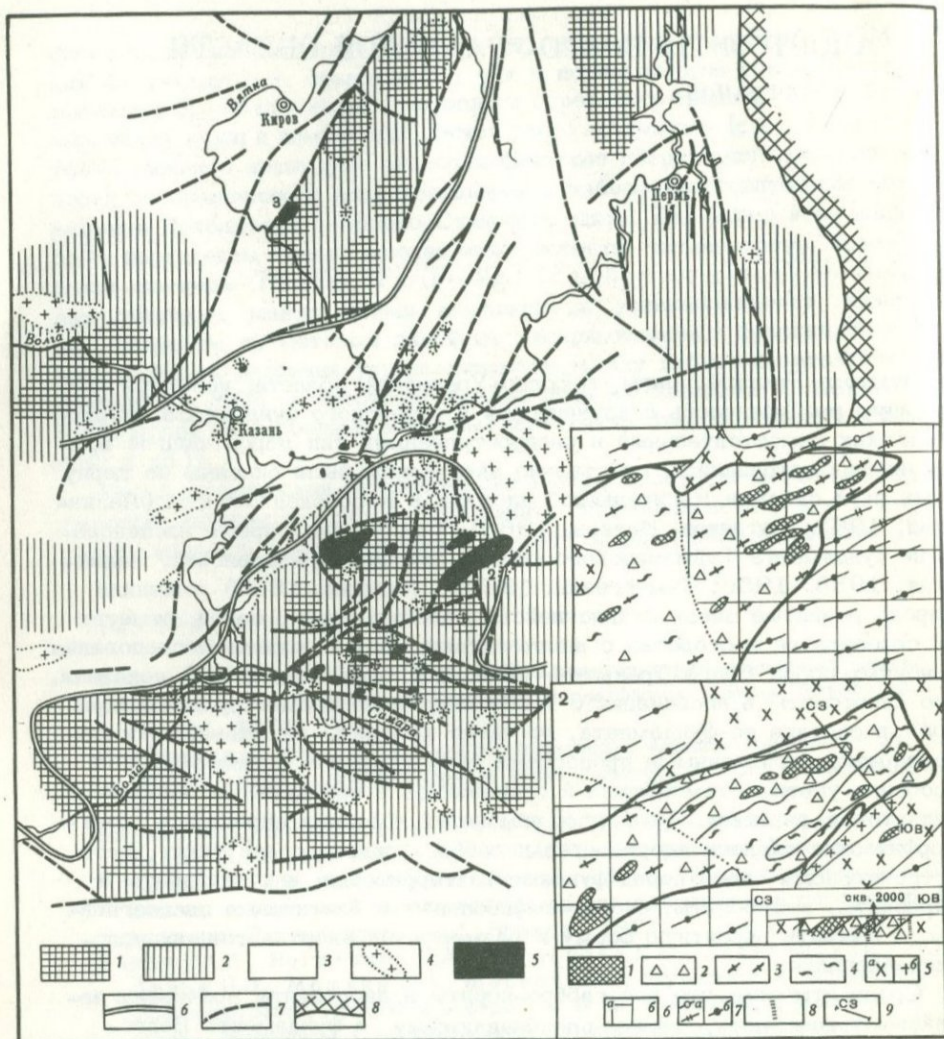
- Богатиков О.А., Биркис А.П. Габбро-анортозитовые комплексы западного обрамления Восточно-Европейской платформы. - В сб. Петрология. "Наука", 1972.
- Дагелайская И.Н., Мошкин В.Н. Анортозиты Алдано-Станового и Украинского щитов и их формационная принадлежность. - Сов. геология, 1971, № 5.
- Биркис А.П., Великославинский Д.А., Кууспалу Т.И., Левковский Р.З., Личак И.Л., Пуура В.А. Граниты рапакиви Европейской части СССР, их генезис и минерогения. - В кн. "Геология, формационный анализ, петрология и металлогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы". Воронеж, 1972.
- Биркис А.П., Богатиков О.А., Богданова С.В., Дагелайская И.Н., Личак И.Л., Мошкин В.Н., Шарков Е.В., Шуркин К.А. Докембрийские анортозиты Русской платформы. - В кн. "Геология, формационный анализ, петрология и металлогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы". Воронеж, 1972.
- Мошкин В.Н., Дагелайская И.Н. Докембрийские анортозиты СССР. - В сб. "Петрология". Изд-во "Наука", 1972.
- Усенко И.С., Бернадская Л.Г., Личак И.Л., Царовский И.Д., Щербак Н.П., Щербаков И.Б., Орса В.И. Особенности магматизма Украинского щита. - В сб. "Петрология". Изд-во "Наука", 1972.
- Половинкина Ю.Ир. Украинский кристаллический массив. - В кн. "Геологическое строение СССР, т. III. Магматизм". "Недра", 1968.

# АНОРТОЗИТЫ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

С. В. БОГДАНОВА

На востоке Русской плиты, в Волго-Уральской области, несмотря на хорошую разбуренность и изученность дорифейского фундамента анортозиты как самостоятельный и распространенный тип пород долгое время не рассматривались; собственно анортозиты были описаны по керну лишь двух скважин Чигиреньской площади в Кировской области (Лапинская, 1962; Ситдигов, Валеев, 1963). Однако уже первые исследователи фундамента Туймазинского района Башкирии (Флоренский, Лапинская, 1953, 1956; Тимергазин, 1959; Чарыгин, 1960) выделили широко развитые здесь плаггиогнейсы в особую группу пород, отметив их своеобразие и сходство с анортозитами. Более поздние исследования основных пород Волго-Уральской области (Богданова, 1965) показали, что анортозиты в ассоциации с габбро-норитами играют существенную роль в составе ее фундамента, но часто изменены наложенными и неоднократно проявленными процессами регионального метаморфизма и особенно ультраметаморфизма и сохранились в сравнительно небольших реликтовых участках. Учет этих изменений позволил определить метаморфические аналоги анортозитов и габбро-норитов среди таких часто встречающихся типов пород фундамента территории, как эндербиты и чарнокиты, амфиболиты, биотит-амфиболовые и биотитовые плаггиогнейсы, и выявить вероятную форму и размеры тел анортозитов, их условия залегания.

Сразу отметим, что все габбро-нориты и анортозиты подчинены архейскому комплексу, резко преобладающему в фундаменте Волго-Уральской области (Лапинская, 1962; Лапинская, Богданова, 1972) и обнаружены как в архейских массивах, не переработанных (гранулитовые блоки) или переработанных ранне-среднепротерозойским тектогенезом, так и в зонах Карельской складчатости, где они совместно с вмещающими их архейскими образованиями претерпевают интенсивный диафторез (фиг. 1). Это служит веским доказательством их дораннепротерозойского возраста. Радиогенный возраст габбро-норитов и анортозитов по весьма малочисленным калий-аргоновым определениям колеблется обычно от 1700 до 2150 млн. лет, и лишь цифра 2570 млн. лет для биотита из диафторически измененного анортозита (биотитового плаггиогнейса) Туймазинской скважины № 2000 (Постников, 1967; Богданова, Лапинская, 1970) близка, по-видимому, к геологическому возрасту этих пород.



Фиг. 1. Распространение габбро-норит-анортозитового комплекса в фундаменте Волго-Уральской области

Цифры на карте: 1 - блоки докарельские, непереработанные карелидами; 2 - блоки докарельские, переработанные карелидами; 3 - область карелид; 4 - гранитоиды; 5 - габбро-норит-анортозитовый комплекс; 6 - границы глубинных блоков по данным геофизики; 7 - разломы; 8 - граница Урала

Цифры на врезке: 1 - Нурлатский массив; 2 - Туймазинский массив; 1 - габбро-нориты и габбро-анортозиты, частично основные кристаллосланцы и амфиболиты; 2 - анортозиты; 3 - эндербиты; 4 - био-

В настоящее время представляется возможным разделить анортозиты Волго-Уральской области на две группы.

1. Анортозиты, слагающие вместе с габбро-норитами крупные магматогенные тела, массивы площадью около 1000-1800 км<sup>2</sup> - Нурлатский, Туймазинский и, вероятно, Чигиренский массивы (фиг. 1; массивные анортозиты). Эти массивы залегают согласно с вмещающими их архейскими толщами, причем Туймазинский массив, видимо, представляет огромное пластовое тело внутри разреза верхней из двух толщ архея Волго-Уральской области - высокоглиноземистой большечеремшанской толщи. С этим связаны, очевидно, довольно правильная конфигурация и прямолинейность границ массива (фиг. 1). Анализ строения Туймазинского массива и данные о разрезе скв. 2000 (Богданова, Лапинская, 1970) позволяют предположить расслоенный характер массива и мощность порядка 10 км (фиг. 1, врезка 2, профиль). Нурлатский массив тяготеет к сводовой части антиклинорной структуры, к кровле нижней отрадненской толщи, сложенной преимущественно основными кристаллосланцами и гнейсами. Массив имеет более сложную конфигурацию, сочетающую и элементы пластового тела, и куполовидности (фиг. 1, врезка 1).

2. Анортозиты сегрегационные, часто встречающиеся в полях развития основных кристаллосланцев, габбро-норитов и амфиболитов и наблюдающиеся в них в виде маломощных линзовидных, прожилковидных обособлений, сегрегаций. Мощность их обычно колеблется от долей сантиметра до десятков сантиметров. В некоторых случаях их можно считать результатом послышной дифференциации основной магмы; но большей частью текстурные особенности этих образований настолько напоминают жильный материал мигматитов (Менерт, 1971), что это дало основание предположить их метаморфогенную природу, считать их проявлением процесса анортозитазации как начального этапа региональной мигматизации и гранитизации основных пород, предшествующего образованию типичных гранитоидов гранулитовой фации - эндербитов и чарнокитов. Условно сегрегационные анортозиты названы мигматит-анортозитами. Анортозиты этой группы встречаются на различных стратиграфических уровнях вскрытого архейского разреза и пространственно ассоциируют с основными типами пород, и поскольку нижняя, отрадненская толща состоит преимущественно из основных разновидностей, в

---

(Продолжение подписи)

тит-амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы; 5 - гранитоиды: а - плагиограниты, б - микроклиновые граниты; 6 - зоны гранулитовой (а) и наложенной амфиболитовой (б) фаций метаморфизма; 7 - толщи архея: а - отрадненская, б - большечеремшанская; 8 - зоны разломов; 9 - линия профиля

пределах ее распространения мигматит-анортозиты наблюдаются особенно часто.

Хотя число скважин, обнаруживающих мигматит-анортозиты, растет, ограниченный объем каменного материала сильно затрудняет их изучение. Именно поэтому в настоящей работе изложены данные о лучше изученной первой группе анортозитов. Можно лишь заметить, что мигматит-анортозиты по предварительным результатам отличаются широкими вариациями минерального и химического состава.

### Сравнительная характеристика строения и состава габбро-анортозитовых массивов Волго-Уральской области

Из трех вышеупомянутых массивов Нурлатский и Туймазинский освещены бурением в достаточной мере, в их пределах породы габбро-анортозитового комплекса вскрыты примерно 200 скважинами.

Чигиреньский лабрадоритовый массив выделен на основании результатов бурения двух скважин, находящихся на расстоянии 15 км друг от друга (Ситдииков, Валеев, 1963). Обими скважинами вскрыты почти мономинеральные анортозиты, в некоторых участках почти полностью альбитизированные и хлоритизированные. На основании весьма немногочисленных данных о петрографии, минералогии и химическом составе (табл. 3) анортозитов Чигиреньского массива авторами сделано предположение о его сходстве с Коростеньским плутоном Украины.

Нурлатский и Туймазинский массивы расположены на южной вершине Татарского свода; причем Нурлатский массив находится на юго-западном, а Туймазинский на юго-восточном ее склонах (фиг. 1, I, II). Оба массива вытянуты в северо-восточном направлении согласно простиранию архейских толщ на 60-75 км при ширине 20-30 км. Несмотря на существенные различия обоих массивов по составу в их строении наблюдается много общего.

В их сложении при несколько различном соотношении участвуют одни и те же типы пород (табл. 1); как в Нурлатском, так и Туймазинском массиве четко выражена секущая метаморфическая зональность, представленная зоной гранулитовой фации и зоной наложенного диафтореза в условиях высокотемпературных ступеней амфиболитовой фации (фиг. 1, врезки 1, 2). При этом большая и лучше разбуренная часть Нурлатского массива принадлежит зоне гранулитовой фации, а Туймазинского - зоне полиметаморфизма. Это является причиной более сложной структуры Туймазинского массива, проявляющейся в зональном распределении отдельных групп пород.

В пределах зоны гранулитовой фации породы габбро-анортозитового комплекса (габбро-нориты, габбро-анортозиты и анортозиты) частично превращены в основные кристаллосланцы и плагиогнейсы с минеральными ассоциациями гранулитовой фации типа умеренных давлений и слагают небольшие, ориентированные по простиранию массивов вытянутые участки, прослеженные на 5-10 км и менее в чарнокит-

Таблица 1

Соотношение типов пород, вскрытых в пределах габбро-анортозитовых массивов Волго-Уральской области (в процентах частоты вскрытия)

Фация метаморфизма	Тип пород	Нурлатский массив (по 100 скважинам)	Туймазинский массив (по 90 скважинам)
Гранулитовая фация	Габбро-нориты и основные кристаллосланцы	24	8
	Габбро-анортозиты и основные плагиогнейсы	17	10
	Анортозиты и основные плагиогнейсы	8	28
	Эндербиты	27	4
	Эндербиты с гранатом	8	-
	Чарнокиты, в том числе с гранатом	7	-
	Микроперитовые граниты	2	1
Наложённая амфиболитовая фация	Амфиболиты, часто с гранатом (по габбро-норитам)	4	10
	Амфибол-пироксеновые и амфиболовые плагиогнейсы (по габбро-анортозитам), в том числе с гранатом	3	3
	Бiotитовые и биотит-амфиболитовые плагиогнейсы (по анортозитам)	-	16
	Плагиограниты	-	12
	Микроклиновые граниты	-	9

эндербитовом поле (фиг. 1, врезка 1). Помимо этих реликтовых участков, как правило, состоящих из более основных разновидностей, сохранившихся от ультраметаморфической переработки, в разрезах многих скважин эти породы и главным образом анортозиты часто встречаются в виде различных по мощности "скиалитов" в чарнокит-эндербитовом материале.

Более сложно строение массивов в зоне полиметаморфической переработки (см. фиг. 1), где за счет пород габбро-анортозитового комплекса появляется еще большее число новообразований (табл. 1); однако почти всегда присутствующие реликтовые ассоциации подтверждают полиметаморфический генезис амфиболитов, амфиболовых и биотитовых гнейсов, "гиперстеновых диоритов". Очень важным для понимания строения Туймазинского массива в зоне полиметаморфизма

Таблица 2

Первичный состав габбро-анортозитовых массивов  
Волго-Уральской области (в %)

Тип породы	Нурлатский массив	Туймазинский массив
Габбро-нориты	28	23
Габбро-анортозиты	23	16
Анортозиты	9	56
Эндербиты и чарнокиты	40	5

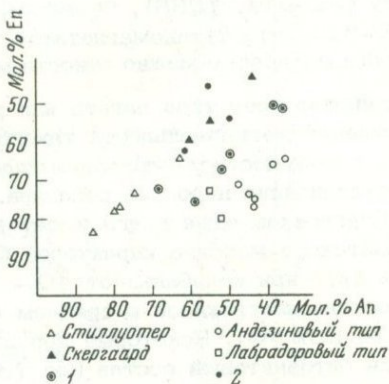
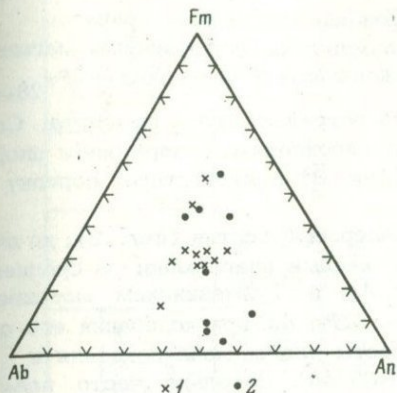
представляется совпадением зон распространения перечисленных пород с системой диагональных межблоковых (разломных) зон фундамента, в которых в раннем-среднем протерозое наиболее интенсивно проявились процессы гранитизации и высокотемпературного диафореза, динамометаморфическая переработка. Точно такая же зависимость была выявлена и при изучении двухкилометрового разреза скв. 2000 (Богданова, Лапинская, 1970), расположенной в зоне крупного разлома (фиг. 1, врезка 2).

С учетом этих соотношений, степени и характера наложенных метаморфических преобразований составлена табл. 2.

Петрографический состав. Из табл. 1 видно, что среди многочисленных типов пород, слагающих массивы, примерно 50% составляют разновидности, отвечающие первичному составу габбро-анортозитового комплекса. Однако следует иметь в виду и возможность значительного изменения первичных пород при региональном метаморфизме. Это особенно относится к зонам гранулитовой фации, где метаморфические минеральные ассоциации так близки первично-магматическим, что их зачастую трудно различить. Такая двойственность минеральных ассоциаций отражается на составе самих минералов, иногда сильно варьирующем даже в разрезе одной скважины.

Эти же трудности появляются и при попытках выявить разновидности, обладающие первичными текстурами и структурами.

Одной из характерных черт практически всех пород комплекса в обоих массивах являются их полосчатая текстура и разнотекстурная, бластоцементная структура, весьма сходная с протокластической. Но анализ пространственного распределения, а самое главное, наличие тонкой структуры у всех типов пород массивов (от собственно анортозитов до чарнокитов) и прослеживание зон "гранулитизации" и за пределами массивов во вмещающих суперкрупных образованиях заставляет считать природу бластоцементной структуры пород динамометамор-



Фиг. 2. Минеральный состав пород габбро-норит-анортзитовых массивов Волго-Уральской области

1 — Нурлатский массив; 2 — Туймазинский массив;  $Fm$  — модальное количество фемических минералов (в %);  $Ab$  и  $An$  — молекулярное количество альбитового и анортзитового компонента в плагиоклазе (в %)

Фиг. 3. Соотношение состава плагиоклаза и ромбического пироксена в породах габбро-норит-анортзитовых массивов Волго-Уральской области на диаграмме  $En/An$  (Anderson, Morin, 1969)

1 — Нурлатский массив; 2 — Туймазинский массив

фической. Помимо этого, часто наблюдаются и типично метаморфические структуры — венцовые, симплектитовые. Очевидно, поэтому массивные анортзиты Волго-Уральской области по сравнению с анортзитами других регионов более мелкозернисты, но порфиороклеты достигают размера 8 — 10 мм. Лишь в габбро-норитах изредка наблюдается габбро-офитовая структура.

Эти замечания считаем необходимыми потому, что оценка петрографического состава минералогических особенностей пород проводилась по составу их крупнокристаллической части.

На фиг. 2, где представлен модальный состав пород габбро-анортзитового комплекса, отчетливо различаются три главных типа: габбро-нориты (фемические минералы 40–70%), габбро-анортзиты (10–40%) и анортзиты (менее 10%). Туймазинский массив более дифференцирован по составу: здесь наблюдается резкое обособление типов пород; габбро-анортзитовый комплекс Нурлатского массива обнаруживает более плавный переход от одного типа пород к другому.

Общей чертой состава обоих массивов является отсутствие оливина, другие фемические минералы представлены ортопироксеном ( $Fs_{28-55}$ ),

клинопироксеном, бурым амфиболом (38-60%  $F^I$ ), близким к гастингситу (Яковлев, 1966), биотитом, пироп-альмандиновым гранатом (60-81%  $F$ ), титаномагнетитом и ильменитом. К первичным магматическим минералам можно отнести маложелезистый ортопироксен ( $F_{s28-40}$ )

и клинопироксен типа авгита или редко встречающегося пажонита. Соотношение магнезиальности такого ортопироксена с содержанием анортита в сосуществующем плагиоклазе (фиг. 3) соответствует порядку кристаллизации пород из расплава.

Плагиоклаз чаще всего имеет лабрадоровый состав (фиг. 2), но для Нурлатского массива характерен более кислый плагиоклаз: в среднем 50%  $An$ , при колебании от 40 - 58%  $An$ : в Туймазинском массиве в составе плагиоклаза в среднем 54 - 55%  $An$  при колебании его от 46 до 65%  $An$ . Некоторые порфирокласты плагиоклаза показали и здесь битовнитовый состав (до 78 - 80%  $An$ ). Довольно часто плагиоклаз в обоих массивах обнаруживает триадное двойникование и, вероятно, реликтовую структурную неупорядоченность ( $2V = -56 - 65^\circ$ ).

Плагиоклаз пород Нурлатского массива почти всегда антипертитовый, кроме того, в них содержится до 5-10% межгранулярного калиевого полевого шпата и микропертита. Для всех пород характерно окварцевание.

Примечательно также, что массивы отличаются и по составу рудных минералов - в породах Нурлатского массива чаще наблюдается ильменит, а в породах Туймазинского массива - титаномагнетит, обуславливающий повышенную магнитную восприимчивость слагающих его пород.

В диафорически измененных разностях список минералов расширяется за счет новообразованных - зеленой роговой обманки, более кислого плагиоклаза, буровато-зеленого биотита, эпидота и др.

Приведенные особенности минерального состава пород, согласно Андерсону и Морину (Anderson, Morin, 1969), позволяют отнести Нурлатский и Туймазинский массивы к различным типам анортозитовых массивов - андезиновому (Нурлатский массив) и лабрадоровому (Туймазинский массив). Они показывают также существенные отличия анортозитовых массивов Волго-Уральской области от субплатформенных анортозитов других регионов Восточно-Европейской платформы - Западной Латвии и Украины (Богатиков, Биркис, 1970).

### Петрохимические особенности

Принадлежность анортозитовых массивов к двум типам отражается и в вариациях химического состава как однотипных пород, так и массивов в целом (табл. 3). Различия химического состава особенно чувствуются по степени окисления железа, более высокой для Нурлатского массива, по щелочности габбро-норитов (повышенная щелочность, глав-

1 Общая железиистость.

Таблица 3

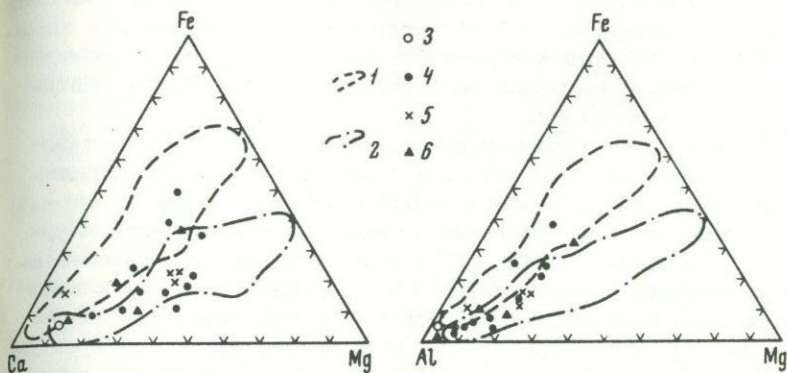
Средний химический состав пород габбро-анортозитового комплекса Волго-Уральской области

Компоненты	Нурлатский массив				Туймазинский массив				А	Б	Чигиренский массив, анортозиты (1)
	габбро-нориты (2)	габбро-анортозиты (4)	анортозиты с кварцем (6)	эндибиты (3)	габбро-нориты (2)	амфиболиты (4)	габбро-анортозиты (5)	анортозиты с кварцем (14)			
SiO <sub>2</sub>	49,74	54,21	62,74	66,15	50,36	48,60	50,98	59,51	58,51	55,64	56,15
TiO <sub>2</sub>	0,95	0,49	0,58	1,21	3,41	2,13	0,23	0,40	0,91	0,92	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,86	18,84	16,08	15,51	12,37	16,66	24,89	19,40	16,69	19,20	26,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,05	2,66	3,01	2,37	1,99	2,32	1,27	1,16	2,96	1,41	0,13
FeO	7,26	5,54	3,56	3,28	15,17	7,26	2,76	3,18	4,93	4,96	1,04
MnO	0,19	0,05	0,03	0,03	0,24	0,01	-	0,01	0,07	0,03	-
MgO	5,99	4,09	2,47	2,71	4,71	7,68	3,44	3,77	3,92	4,32	0,81
CaO	9,94	9,91	6,90	3,38	8,38	8,55	6,91	5,73	7,03	6,58	8,66
Na <sub>2</sub> O	2,70	2,85	3,63	2,01	1,65	2,61	2,86	3,12	2,53	2,85	3,61
K <sub>2</sub> O	0,30	0,63	0,82	1,64	0,55	2,20	3,54	2,09	0,95	2,18	0,46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,18	0,35		0,40	0,17	0,07	0,09	0,10	0,12	Сл.
H <sub>2</sub> O	0,55	0,01	0,30	1,47	0,64	0,24	0,06	-	0,76	0,11	0,51
П.п.п.	0,91	0,67	0,30	0,31	0,60	1,62	2,77	1,49	0,55	1,63	2,49
Сумма	99,55	100,13	100,67	100,07	100,47	100,05	99,78	99,95	99,91	99,95	100,57

Таблица 3 (окончание)

Компоненты	Нурлатский массив				Туймазинский массив				А	Б	Чигиренский массив, анортозиты (1)
	габбро-нориты (2)	габбро-анортозиты (4)	анортозиты с кварцем (6)	эндербиты (3)	габбро-нориты (2)	амфиболиты (4)	габбро-анортозиты (5)	анортозиты с кварцем (14)			
$\frac{Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn}{Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Mg}$	0,4	0,5	0,6	0,5	0,7	0,4	0,4	0,6	0,5	0,4	0,4
$\frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+}}$	0,3	0,4	0,8	0,7	0,1	0,3	0,4	0,3	0,6	0,3	0,1
$\frac{Na + K}{Na + K + Ca}$	0,4	0,4	0,5	0,6	0,3	0,4	0,6	0,6	0,4	0,5	0,5

А, Б - оценка первичного "дометаморфического" состава Нурлатского (А) и Туймазинского (Б) массивов, рассчитанных в соответствии с распространенностью различных типов пород (табл. 2). В скобках количество анализов. Анализы выполнены в химических лабораториях ИМГРЭ и МИНХ и ГП им. И.М.Губкина.



Фиг. 4. Химический состав пород габбро-норит-анортозитовых массивов Волго-Уральской области

1, 2 - поле химического состава пород габбро-норит-анортозитовых массивов Украины (1), Западной Латвии (2), по О.А. Богатикову и А.П. Биркису (1970); 3 - Чигиринский массив; 4 - Туймазинский массив; 5 - Нурлатский массив; 6 - Адирондакский массив

ным образом в отношении калия, в анортозитах Туймазинского массива обязана интенсивной, более молодой микроклинизации пород в зоне диафтореза).

По сравнению химического состава габбро-норит-анортозитового комплекса Волго-Уральской области с химическими составами комплексов Западной Латвии и Украины (Богатиков, Биркис, 1970) по соотношению железа, магния, кальция и алюминия (фиг. 4) выступает самостоятельный характер зависимости содержания этих элементов. Так, при общей тенденции к увеличению железа и магния и уменьшению кальция и алюминия при переходе от анортозитов к габбро-норитам поле Волго-Уральского комплекса подобно Адирондакскому занимает промежуточное положение между полями составов украинских и западно-латвийских. Несколько различны эти зависимости и для каждого из массивов Волго-Уральской области: более четкая для Туймазинского и менее выраженная для Нурлатского.

### Заключение

В фундаменте Волго-Уральской области выявлены габбро-норит-анортозитовые массивы дораннепротерозойского возраста, претерпевшие неоднократные метаморфические преобразования в гранулитовой и наложенной амфиболитовой фашиях и отличающиеся по петрографическим, минералогическим и петрохимическим особенностям от более молодых субплатформенных анортозитовых массивов Восточно-Европейской платформы.

Многие указанные выше признаки, такие, как реликты магматических структур и минералов, соотношения составов минералов и химических компонентов в породах изученных массивов, соответствующие порядку кристаллизации из расплава, бесспорно, определяют магматический генезис этих массивов.

Однако специфические черты минерального и химического составов каждого из массивов, их геологическое положение позволяют принять точку зрения Андерсона и Морина (Anderson, Morin, 1969) о принадлежности их к разным генетическим типам — андезитовому (Нурлатский массив) и лабрадоровому (Туймазинский массив; паранатектический и магматический типы Мишо (Michot, 1969), отвечающим различным стадиям развития земной коры. В самом деле, Туймазинский массив по строению, форме и условиям залегания, по дифференцированности состава близок к расслоенным пластовым интрузиям типа интрузий Главного хребта Кольского полуострова (Шарков, 1971), друзитовому комплексу Беломорья (Шуркин, Митрофанов, 1971). Положение массива внутри разреза суперкрупных образований, одинаковая с ними история регионального метаморфизма свидетельствуют о внедрении этой интрузии в до складчатый или раннеорогенный этап формирования архейд Волго-Уральской области.

Нурлатский массив, сложенный более широкой гаммой пород от основных до кислых, тесно связанных между собой постепенными переходами, несет признаки метаморфогенного происхождения и сформировался, по-видимому, в течение двух последовательных стадий: 1) гранитизации (чарнокитизации) первоначально основного субстрата в условиях привноса щелочей и повышения  $P_{O_2}$  и 2) палингенного плавления блока земной коры в зонах повышенного теплового потока в синорогенные этапы формирования архейд.

Субстратом, на котором формировался Нурлатский массив, могла быть основная по составу отраденская толща или, как полагают Андерсон и Морин (Anderson, Morin, 1969), анортозитовый массив лабрадорового типа, такой, как Туймазинский.

Разумно предположить, что различный генезис и глубинность формирования двух рассматриваемых массивов обусловили разный состав исходных магм. Приближенные оценки первичного химического состава Нурлатского и Туймазинского массивов (табл. 3, колонки А и Б) подтверждают это предположение; они показывают близость состава Нурлатского массива составу кварцевого диорита (андезита), при плавлении которого Грином (Green, 1969) получены анортозиты андезитового типа.

Для Туймазинского массива более вероятно родоначальная магма основного (базальтового) состава, ассимилировавшая высокоглиноземистые породы вмещающего комплекса.

## ЛИТЕРАТУРА

- Богатиков О.А., Биркис А.П. Габбро-норит-анортозитовый комплекс Западной Латвии. - Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 8.
- Богданова С.В. Нурлатский массив пород габбро-норит-чарнокитовой серии докембрийского фундамента Западной Татарии. Тезисы докладов науч.-техн. конференции молодых специалистов МИНХ и ГП им. И.М. Губкина. "Недра", 1965.
- Богданова С.В., Лапинская Т.А. О строении разреза докембрийского фундамента Туймазинской опорной скважины № 2000. - Докл. АН СССР, 1970, 194, № 5.
- Лапинская Т.А. Главнейшие типы кристаллических пород фундамента Волго-Уральской нефтеносной области и их распространенность. - Труды МИНХ и ГП им. И.М. Губкина, 1962, вып. 38.
- Лапинская Т.А., Богданова С.В. Основные черты геологического строения и главнейшие метаморфические и магматические комплексы докембрийского фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области. Тезисы 2-го петрогр. сов. по Европейской части СССР. Воронеж, 1972.
- Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. "Мир", 1971.
- Постников Д.С. Разрез нижнего докембрия в Туймазинском районе. - Докл. АН СССР, 1967, 172, № 5.
- Ситдигов Б.С., Валеев Р.Н. Чигиреньский массив лабрадоритов востока Русской платформы. - Труды Казанск. об-ва естествоиспыт., 1963, № 66.
- Тимергазин К.Р. Девонские образования Западной Башкирии и перспективы их нефтегазоносности. - Труды горно-геол. ин-та Башкирск. фил. АН СССР. Уфа, 1959.
- Флоренский В.П., Лапинская Т.А. Некоторые вопросы петрографии докембрия Русской платформы на примере его изучения в западной части Башкирской АССР. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 28 (6), 1953.
- Флоренский В.П., Лапинская Т.А. Стратиграфические соотношения основных серий докембрийских пород Волго-Уральской нефтеносной области. - Нефтяное хозяйство, 1956, № 5.
- Чарыгин А.М. Геолого-петрографическая характеристика пород докембрийского фундамента Туймазинско-Александровского района. - Труды МИНХ и ГП им. И.М. Губкина, 1960, вып. 27.
- Шарков Е.В. О формационной характеристике интрузии габбро-норит-лабрадоритов Главного хребта Мончи и Мончегорского плутона (Кольский п-ов). - В кн. "Проблемы магматизма Балтийского щита". Л., "Наука", 1971.
- Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Магматогенные и ультраметагенные комплексы восточной части Балтийского щита и их корреляция на основе принципов формационного анализа. - В кн. "Проблемы магматизма Балтийского щита". Л., "Наука", 1971.
- Яковлев Б.Г. Амфиболы и амфиболиты кристаллического фундамента Татарии. - Докл. АН СССР, 1966, 171, № 5.
- Anderson A.T., Morin M. Two types of massif anorthosites and their implications regarding the thermal history of the crust. - Mem. N.Y. State Mus. Sci. Serv., 1969, N 18.
- Green T.H. Experimental fractional crystallization of quartz diorite and its application to the problem of anorthosite origin. - Mem. N.Y. State Mus. Sci. Serv., 1969, N 18.
- Michot P. Geological environments of the anorthosites of South Rogaland, Norway. - Mem. N.Y. State Mus. Sci. Serv., 1969, N 18.

# АНОРТОЗИТЫ АНАБАРСКОГО ШИТА

В. Г. ЛУТЦ

Как известно, анортозиты разделяются на два главных генетических типа: первый тип — анортозитовые стратиформные прослои в базитовых массивах типа Бушвельдского, второй тип — батолитовые массивы в глубоко эродированных участках земной коры, ассоциирующие с комплексами глубоко метаморфизованных пород.

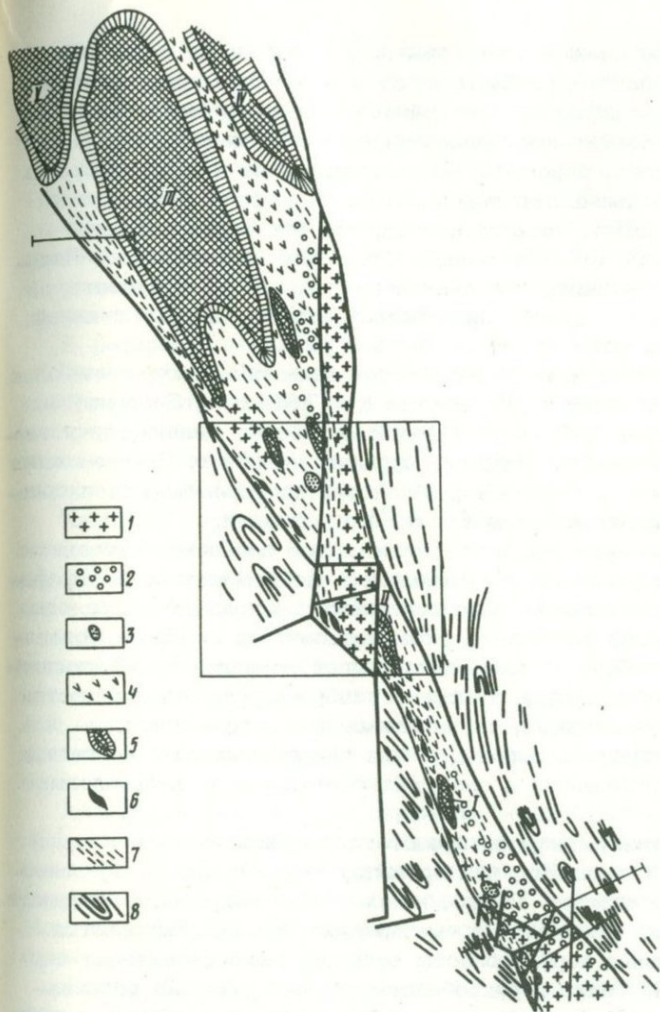
Анортозиты Анабарского щита принадлежат ко второму типу. В настоящей работе преследуется цель дать геологическую, петрографическую и петрохимическую характеристику анортозитов Анабарского щита в Сибири. Впервые анортозиты Анабарского щита были описаны в работе М.И. Рабкина и Л.В. Климова (1958). В настоящее время появился новый геологический и петрохимический материал, который излагается в настоящей работе.

## Геологическое положение анортозитов

Анортозиты Анабарского щита приурочиваются к двум протяженным ясно выраженным тектоническим зонам: Котуйкан-Монхоольской и Мадальнской.

Котуйкан-Монхоольская зона располагается в средней части Анабарского щита. При ширине 10 — 30 км она протягивается в субмеридиональном направлении через всю обнаженную часть щита почти на 300 км (фиг. 1). Котуйкан-Монхоольская зона залегает среди пород гранулитовой фации метаморфизма. Вмещающие комплексы относятся к далдынской и верхнеанабарской сериям архейского возраста и представлены метаосадочными и метавулканогенными породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации, но сохранившими отчетливую стратификацию прослоев и все признаки суперкрупного строения.

Комплекс пород, слагающих зону, резко отличается от окружающих его пород гранулитовой фации метаморфизма. Когда-то на старых картах этот комплекс выделялся под названием Ломуйского. Позднее было показано (Лутц, 1964), что это не стратиграфическая единица в разрезе Анабарского щита, а полиметаморфическая зона, повторный метаморфизм и магматизм которой наложились на древние комплексы далдынской и анабарской серий и полностью их переработали.



Фиг. 1. Схематическая карта Котуйкан-Монхоольской зоны Анабарского щита

1 - граниты; 2 - мангериты; 3 - кварцито-гнейсы; 4 - амфиболовые метасоматиты; 5 - анортозиты и габбро-анортозиты; 6 - кордиерит-гранатовые гнейсы; 7 - биотитовые и амфиболовые гнейсы; 8 - породы гранулитовой фации метаморфизма.

Анортозитовые массивы: I - Баллаганахский, II - Монхоольский, III - Центральный, IV - Восточный, V - Северный

Основной фон зоны сложен биотитовыми и амфиболовыми гнейсами. Изредка в них наблюдаются реликты пород и минералов гранулитовой фации метаморфизма — пироксенов и гранатов. Пестрая смесь биотитовых, амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов и сланцев, иногда с гранатом и кордиеритом, перемята, милонитизирована и катаклазирована. Преобладающее большинство пород интенсивно гранитизировано и мигматизировано. В целом представляется, что это переработанные породы, образовавшиеся за счет вмещающих гранулитовых пород. Переработка была так интенсивна, что сейчас невозможно восстановить, за счет каких пород, свит и серий образовались эти породы. Ни о какой стратификации внутри зоны не может быть и речи.

В северной части Кутуйкан-Монхоольской зоны обнажаются наиболее крупные массивы анортозитов (Центральный — 765 км<sup>2</sup>, Северный — 180 км<sup>2</sup>, Восточный — 100 км<sup>2</sup>) и целый ряд более мелких, представляющих, возможно, отдельные апофизы крупных массивов. Самые южные анортозитовые массивы в бассейне р. Монхоола представлены Монхоольским (14 км<sup>2</sup>) и Баллаганахским (8 км<sup>2</sup>) массивами.

Все анортозитовые массивы имеют отчетливое зональное строение с мономинеральным анортозитом в центральной части массивов и периферической частью, обогащенной темноцветными минералами. Переходы между разностями пород постепенны: от анортозита к габбро-анортозиту, анортозитовому габбро до мономинеральных горнблендитов; последние развиты спорадически. Анортозиты и габбро-анортозиты являются магматическими образованиями, внедрившимися в рассланцованные и разгнейсованные вмещающие породы, о чем свидетельствуют контакты массивных габбро-анортозитов в слоистых биотитовых и амфиболовых гнейсах.

Вмещающие анортозиты породы представлены биотитовыми и амфиболовыми гнейсами и сланцами, как правило, разгнейсованными, полосчатой текстуры. Различаются лейко-, мезо- и меланократовые разности. Вблизи анортозитовых массивов во вмещающих гнейсах развиваются многочисленные крупные порфиробласты зеленой, макроскопически черной роговой обманки. Такие порфиробласты роговой обманки развиваются по всем вмещающим породам, как лейкократовым гнейсам, так и меланократовым сланцам. Представляется, что такие порфиробласты развиваются метасоматически. Породы с порфиробластами роговой обманки в гнейсах и сланцах мы называем амфиболовыми метасоматитами. Обычно амфиболовые метасоматиты распространены в непосредственной близости около анортозитовых массивов и в 2-5-километровой зоне, примыкающей к массивам. На большем удалении они встречаются редко.

Кроме порфиробласт роговой обманки, во вмещающих породах повсеместно развиваются крупные порфиробласты полевого шпата. Порфиробласты полевого шпата также развиваются в породах самого различного состава — в биотит-амфиболовых гнейсах, в амфиболовых сланцах, в кордиеритовых сланцах, в кварцитах и т.д. Возникают породы порфиробластовой и очковой текстуры. Развитие порфиробласт полевого шпата рассматривается нами как проявление калиевого метасоматоза.

Массовое развитие порфиробласт калишпата наблюдается в нижнем течении р. Монхоолы и в ее приустьевой части. Здесь порфиробласты калиевого полевого шпата развиваются в разгнейсованных амфиболовых гнейсах и сланцах. Порфиробласт калишпата становится так много, что они сливаются друг с другом и образуют породу, которую мы раньше (Лутц, 1964) называли порфиробластовым гранодиоритом и граносиенитом и которая является не чем иным, как мангеритом. Южнее, на правом берегу р. Большой Куонамки, мангериты переходят в розовые и мясо-красные граниты и мигматиты, которые по составу отвечают кварцевым монцонитам и аляскитам.

В распределении анортозит-мангеритовых пород внутри зоны намечается определенная зональность. Надо сказать, что Анабарский массив представляет собой сводовую структуру, в настоящее время срезанную эрозией. Поэтому, продвигаясь с юга на север вдоль зоны, мы попадаем на все более глубокие горизонты и можем проследить строение зоны как бы в вертикальном разрезе.

Наиболее глубокий уровень наблюдается на севере, где обнажаются наиболее глубоко эродированные крупные массивы анортозитов с пироксеновыми разностями и полевыми шпатами. Так, в Центральном массиве преобладают крупнозернистые лабрадоровые и битовнитовые анортозиты. Краевая мафическая фация в северной части массива сложена роговообманковыми габбро-анортозитами. В южной и юго-восточной частях массива широко распространены норитовые разности с гиперстеном, диопсидом, а также салит-рогообманковые разности. Двупироксеновые, гиперстеновые и гранатсодержащие разности характерны также для Восточного массива.

Анортозитовые массивы окружены мощной полосой амфиболсодержащих основных пород, внешне похожих на амфиболиты и основные кристаллические сланцы, в которых роговая обманка образует цепочки порфиритовых метасоматических выделений. В северном блоке Котуйкан-Монхоольской зоны ограничено распространены гиперстеновые и диопсидовые мангериты.

Таким образом, в северном блоке обнаруживаются наиболее глубокие и высокотемпературные фациальные разновидности анортозит-мангеритовой серии с пироксеновыми анортозитами и гиперстеновыми, двупироксеновыми мангеритами. В южной части Котуйкан-Монхоольской зоны, в бассейне р. Монхоолы, представлены менее глубинные малые массивы анортозитов - Монхоольской и Баллаганахский - с более кислым плагиоклазом. Краевая фация представлена роговообманковыми габбро-анортозитами. Пироксеновые разности анортозитов отсутствуют. В непосредственной близости от анортозитов располагаются амфиболовые метасоматиты. Гораздо шире и дальше от анортозитов распространен калиевый метасоматоз. В приустьевой части р. Монхоолы порфиробласты калишпата проявлены столь обильно, что здесь наблюдается большой массив порфиробластовых диорито-сиенитов или роговообманковых мангеритов. Еще южнее широко представлены красные граниты, по составу близкие кварцевым монцонитам или фарсундитам, с эвтектическим соотношением кварца и полевых шпатов.

Самыми поздними являются двуслюдяные и мусковитовые граниты. Они отчетливо рассекают как зону в целом, а также наблюдаются в виде секущих жил в анортозитах.

Картирование Котуйкан-Монхоольской зоны в бассейне р. Монхоолы убеждает в зональном распределении пород анортозит-мангеритового ряда в вертикальном разрезе.

Анортозиты являются наиболее глубинным членом. Эти породы кристаллизовались из магмы. В краевых и апикальных частях массивов в анортозитах увеличивается количество мафических минералов и мономинеральные анортозиты переходят в габбро-анортозиты вплоть до горнблендитов. Непосредственно к анортозитовым массивам примыкают амфиболовые метасоматиты, представленные вмещающими гнейсами и сланцами с обильными метасоматическими порфиробластами роговой обманки. Калиевый метасоматоз проявлен выше по разрезу, и обильное развитие порфиробласт калишпата с образованием метасоматических мангеритов наблюдается на некотором удалении от анортозитовых массивов. Зона интенсивной гранитизации с образованием кварц-микроклиновых гранитов и их мигматитов образуется еще выше по разрезу и дальше от анортозитов.

Кроме Котуйкан-Монхоольской зоны, анортозитовые массивы обнаруживаются еще в Маганской зоне на западной окраине Анабарского щита в бассейне р. Маган. Маганская зона с востока контактирует с гранулитовым комплексом по р. Маган, а с запада уходит под осадочный чехол протерозойских отложений. Вмещающий гранулитовый комплекс представлен однообразными слоистыми гиперстеновыми гнейсами с редкими прослоями основных кристаллических сланцев, биотит-гранатовых гнейсов, гранулитов и редко кальцифиров. Породы непосредственно Маганской зоны представлены биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами с многочисленными прослоями и линзами розовых и мясо-красных мигматитов. Надо сказать, что гранитного материала в зоне так много, что до недавнего времени все левобережье р. Маган выделялось как Маганский гранитный массив.

Анортозитовые интрузии приурочиваются к междуречью Малого и Большого Магана. Они аналогичны котуйканским анортозитам. Центральные части массивов сложены мономинеральным анортозитом, краевые части представлены габбро-анортозитом.

Массив мангеритов располагается на западной окраине зоны. Судя по падению всех пород на запад, он располагается выше анортозитов. В целом он обособлен от анортозитов и отделяется от всего комплекса мощной полосой ультрамилонитов. Ранее этот массив именовался Краевым массивом порфиробластовых гранодиоритов, граносиенитов. Он сложен крупнозернистой породой с гигантскими (до 12 см) порфиробластами калишпата, согласными с общей гнейсовидностью и сланцеватостью породы. Доля порфиробласт составляет больше половины. Основная ткань породы темная и сложена роговой обманкой, диопсидом, полевыми шпатами. Кроме роговообманковых, выделяются и гиперстеносодержащие мангериты. Метасоматическая природа пород Краевого массива всегда подчеркивалась (Лутц, 1964).

Анортозиты представляют собой мономинеральные, белые или светло-серые крупнозернистые породы, сложенные основным плагиоклазом. Структура анортозитов неоднородна. Можно выделить аллотриоморфную или габбровую структуру, характерную для среднезернистых разностей. Выделяются очковые и бластокластические анортозиты. В последних иногда можно выделить типичные бетонные структуры (когда крупные очковые зерна плагиоклаза цементируются мелким обломочным агрегатом).

Состав плагиоклаза варьирует в достаточно широких пределах. Так, измерения на федоровском столике показывают, что для Баллаганакского массива характерны  $Pl_{58}-Pl_{78}$ , среднее из десяти  $Pl_{65}$ . Плагиоклазы Монхоольского массива такие же:  $Pl_{55}-Pl_{80}$ , среднее из 15 замеров  $Pl_{65}$ . Плагиоклазы Центрального массива имеют более основной состав:  $Pl_{62}-Pl_{88}$ , среднее из 25 замеров  $Pl_{75}$ . Такой же состав имеют плагиоклазы Северного массива - среднее из 8 замеров  $Pl_{74}$ . Единичные замеры для Восточного массива дают значения  $Pl_{50}-Pl_{68}$ .

Несколько замеров очковых разностей анортозитов показали, что мелкие цементирующие зерна имеют более кислый состав, чем крупные вкрапленники, причем разница может достигать 10 - 15 номеров. Плагиоклазы краевых мафических зон анортозитов более кислые. Имеются несколько химических анализов мономинеральных анортозитов и плагиоклазов из габбро-анортозитов, которые позволяют точно судить о составе плагиоклазов из анабарских анортозитов.

Анортозиты Анабарского массива имеют лабрадор-битовнитовый состав. Более основной состав анортозитов Центрального и Северного массивов по сравнению с составом анортозитов Монхоольского массива можно связать с большим эрозионным срезом северного блока и соответственно с большей глубиной этих разностей анортозитов.

Среди анортозитов Монхоольского массива встречены корундсодержащие разновидности анортозитов. Они отмечались здесь также геологами Ю.К. Митюниным и К.А. Ивлиевым. Корунд зеленовато-серого цвета, образует крупные, до 1 см, кристаллы, ассоциирует с лабрадором № 65. Анортозит с розовым корундом и энстатитом обнаружен в Центральном массиве в верховьях ручья Левый Кираэтин.

Габбро-анортозиты и нориты слагают краевую фацию анортозитовых интрузий. Темноцветные минералы представлены роговой обманкой, диопсидом, гиперстеном. Наиболее распространены роговообманковые разности - габбро-анортозиты. Количественные соотношения плагиоклаза и роговой обманки широко варьируют, но преобладают разности с небольшим количеством роговой обманки (около 10%) - собственно габбро-анортозиты - и разности со значительным количеством роговой обманки (свыше 70%) - анортозитовое габбро и горноблендиты.

Таблица 1

Химический состав анортозитов Монхоольского  
и Баллаганхского массивов (в вес.%)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	51,24	49,76	54,50	51,28	51,24	46,20	50,26	46,84
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,10	0,15	0,12	Не обн.	1,20	0,10	1,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,66	29,30	27,56	26,77	25,97	17,23	29,42	15,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,58	0,67	0,38	0,42	0,60	5,12	0,83	2,97
FeO	0,48	2,23	0,91	2,00	2,45	9,17	0,94	9,07
MnO	0,01	0,02	0,02	0,05	0,05	0,22	0,02	0,20
MgO	0,27	0,50	0,13	2,95	3,32	7,53	0,27	8,67
CaO	12,33	13,10	11,06	13,05	12,03	10,36	13,05	10,95
Na <sub>2</sub> O	4,03	3,50	3,78	2,33	3,17	1,33	4,09	2,27
K <sub>2</sub> O	0,31	0,26	0,59	0,32	0,40	0,67	0,30	0,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сл.	0,06	0,02	0,02	0,02	0,13	0,03	0,03
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	0,52	0,75	1,13	1,68	0,53	0,60
CO <sub>2</sub>	-	0,36	0,52	0,26	0,30	0,44	0,16	-
F	-	0,02	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	0,51	-	-	-	-	-	-	-

Сумма... 100,46 99,88 100,04 100,32 100,68 101,28 100,00 99,00

Аналитики Т.Н. Костюшко и В.А. Классен.

1 - М-72 - корундовый анортозит из коллекции Ю.К. Митюнина, 2 - 3050 - корундовый анортозит, 3 - Л-66-68 - анортозит катаклазированный с кварцем, 4 - Л-66-78 - габбро-анортозит с редкими агрегатами редуцированного амфибола, 5 - Л-66-67 - габбро-анортозит, 6 - Л-66-76 - горблендит с сульфидами, 7 - Л-66-113 - анортозит, 8 - обр. Л-49, - анортозитовые габбро; 1 - 6 - образцы из Монхоольского массива; 7, 8 - образцы из Баллаганхского массива.

Норитовые разности встречаются в наиболее эродированном Центральном массиве, хотя и здесь они не сильно распространены. Химические анализы норитов и габбро-анортозитов приведены в табл. 1-3.

Замечено, что пироксены в габбро-анортозитах во многих местах оказываются неустойчивыми и интенсивно замещаются роговой обманкой. В обр. Л-67-0119 (табл. 5) все скопления пироксенов окружены четкой реакционной каймой роговой обманки. В образце фиксируется реакция  $Гип+Ди+Пл=Рог$ . Такая реакция отвечает ступени появления роговой обманки в краевой фации анортозитов и разделяет норитовую и габбровую субфации.

Таблица 2

Химический состав анортозит-мангеритовых пород  
Центрального массива (в вес.%)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	50,00	52,50	53,56	51,10	51,64	66,32	57,18
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,05	0,21	0,12	0,32	0,06	0,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,26	27,57	17,64	26,24	23,00	16,22	16,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,60	0,96	3,31	1,35	1,20	0,70	3,28
FeO	0,65	1,64	6,70	2,26	3,28	1,28	3,88
MnO	0,01	0,01	0,15	0,07	0,07	0,07	0,08
MgO	0,36	0,96	7,06	3,70	4,08	1,60	4,47
CaO	13,72	11,80	6,92	11,34	13,44	2,90	6,99
Na <sub>2</sub> O	3,45	3,92	3,32	3,00	1,85	7,00	3,75
K <sub>2</sub> O	0,19	0,42	0,40	0,20	0,27	3,10	2,60
H <sub>2</sub> O	-	-	0,52	0,22	-	-	0,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0,05	0,03	0,03	0,04	0,30
П.п.п.	-	-	-	-	0,36	-	-
Сумма...	100,29	99,83	99,84	99,63	99,54	99,29	100,00

Аналитики В.А. Классен, П.И. Ферштатер.

1 - Л-308 - анортозит с южной части массива, 2 - средний анализ анортозита Центрального массива из десяти анализов анортозитов А.П. Вишневского и Ю.К. Митюннина, 3 - Л-0316 - норит с верховьев р. Меркю, 4 - М-335 - норит из коллекции Ю.К. Митюннина, 5 - Л-67-0115 - габбро-анортозит с р. Кутуйкан, 6 - Л-67-21 - диопсидовый юнит с верховьев р. Меркю, 7 - 1406 - мангерит с р. Болдоно (образец и анализ А.Н. Вишневского).

Амфиболовые метасоматиты - это породы, окружающие анортозитовые интрузии. Они представляют собой интенсивно разгнейсованные сланцы и гнейсы лейко-, мезо- и меланократового облика, общий состав которых колеблется в достаточно широких пределах. Общей чертой всех этих пород является развитие крупных метасоматических порфиробласт роговой обманки. В породах иногда сохраняется первичная слоистость. Основная ткань породы представлена мелкозернистым агрегатом полевого шпата, кварца, роговой обманки, иногда биотита, в котором обособляются крупные порфиновые кристаллы или выделения агрегатов зерен роговой обманки. Полосчатая текстура амфиболовых метасоматитов иногда подчеркивается цепочечным расположением порфиробласт амфибола. Более лейкократовые полосы согласно обтекают порфиновые выделения. Очень часто амфиболовые метасоматиты несут

Таблица 3

Химический состав анортозит-мангеритовых пород  
Маганской зоны (в вес.%)

Окислы	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	52,73	48,00	51,62	51,24	64,48
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,04	0,34	0,63	0,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,09	32,30	26,72	24,26	17,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	0,61	1,81	0,91	1,36
FeO	1,36	0,50	2,59	4,04	3,54
MnO	-	0,01	0,09	0,06	0,08
MgO	0,24	0,30	2,87	2,32	1,57
CaO	10,18	15,15	12,53	11,41	2,02
Na <sub>2</sub> O	5,00	2,75	0,72	3,29	2,34
K <sub>2</sub> O	1,65	0,23	0,28	0,65	5,67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	Сл.	0,03	0,12	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,16	-	0,23	0,77	1,90
П.п.п.	-	-	0,43	0,88	-
Сумма...	99,99	100,30	100,71	99,70	100,75

Аналитики Н.Александрова и Е.Б. Галайская.

1 - 581 - анортозит, р. Маган; 2 - 369 - анортозит, р. Амбарда Маган (анализ Ю.К. Митюнина); 3 - 25/178 - габбро-норит (анализ М.И. Рабкина, 1958); 4 - 555 - габбро-анортозит, р. Маган; 5 - О14 - мангерит из Маганского массива.

на себе следы динамической переработки: мелкой плейчатости, обжигания и течения полупластичного материала, а также милонитизации и катаклаза. Факт широкого развития крупных метасоматических кристаллов роговой обманки, а иногда и дипсида в разнообразных по составу вмещающих породах свидетельствует о существовании вокруг анортозитовых массивов локального фронта железо-магнезиального метасоматоза.

Мангериты - это породы диоритового и граносиенитового состава, приуроченные к Котуйкан-Монхоольской и Маганской зонам и пространственно ассоциирующие с анортозитовыми интрузиями. Очень часто они имеют порфиробластовый облик из-за многочисленных очковых выделений калишпата, но встречаются и массивные разновидности.

Характерной особенностью породы, позволяющей отнести ее к мангериту, является сочетание большого количества калиевого полевого шпата с темноцветными минералами при отсутствии или очень небольшом количестве кварца.

Таблица 4

Химический состав мангеритов, метасоматитов, юнитов бассейна Монхоолы (в вес.%)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	59,75	57,84	53,50	57,56	60,40	58,82	68,48
TiO <sub>2</sub>	0,63	0,78	0,80	0,92	0,63	0,05	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,05	14,88	18,55	15,21	16,43	22,66	16,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,64	2,32	2,90	3,42	1,88	0,16	0,93
FeO	3,50	4,18	5,11	4,33	3,57	1,82	1,23
MnO	0,06	0,11	0,11	0,10	0,13	0,04	0,06
MgO	4,26	4,10	4,49	4,43	3,21	0,85	0,63
CaO	5,34	5,16	7,00	5,75	5,04	6,16	4,06
Na <sub>2</sub> O	3,32	4,00	5,00	3,58	4,25	5,86	5,62
K <sub>2</sub> O	3,18	4,38	1,10	3,54	3,69	0,85	1,87
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,52	0,41	0,42	0,48	0,02	0,11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	1,11	-	0,90	0,93	0,42
CO <sub>2</sub>	-	-	0,22	-	0,10	0,54	0,08
П.п.п.	0,47	1,30	-	0,81	-	-	-
Сумма...	99,65	99,57	100,30	100,07	100,71	98,76	100,49

Аналитики В.А. Классен, П.И. Ферштатер.

1 - Л-57-122 - мангерит амфиболовый, близ устья р. Монхоола; 2 - Л-66-151 - мангерит в устье р. Монхоола; 3 - Л-66-147 - меланократовый амфиболовый метасоматит близ устья р. Монхоола; 4 - Л-66-08 - мезократовый амфиболовый метасоматит в верховьях р. Монхоола; 5 - Л-66-026 - лейкократовый амфиболитовый метасоматит, в верховьях р. Монхоола; 6 - Л-66-114 - юнит с биотитом и амфиболом с южной окраины Баллаганахского массива; 7 - Л-66-166 - юнит с реакционными каемками амфибола вокруг редких скоплений диопсида в междуречье Этээбина и Чубурхалаха.

Макроскопически, по текстурным и структурным признакам порода очень определена и в целом однообразна. Однако в силу метасоматической природы калишпата наблюдаются широкие вариации количественных соотношений минералов. Преобладают различия с крупными порфиробластами полевого шпата. Химические анализы мангеритов приведены в табл. 4 и 6.

Надо сказать, что во всех породах, вмещающих анортозиты, широко развиты крупные порфиробласты полевого шпата. Они распространены гораздо шире, чем порфиробласты роговой обманки.

Таблица 5

Состав габбро-анортозита Центрального массива и главных породообразующих минералов (в вес.%)

Компоненты	Порода	Плагиоклаз	Диопсид	Роговая обманка
SiO <sub>2</sub>	57,20	67,34	52,00	42,36
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,09	0,15	1,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,62	19,20	1,70	10,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,97	-	2,00	5,83
FeO	5,12	0,34	6,92	12,90
MnO	0,30	0,02	0,62	0,53
MgO	5,76	He обн.	13,90	10,32
CaO	10,68	3,47	21,40	11,00
Na <sub>2</sub> O	3,64	4,70	0,50	1,37
K <sub>2</sub> O	2,46	3,90	0,02	1,42
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	0,10	0,10	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,40	0,36	0,22	2,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,01	0,04	0,08
F	-	-	-	0,12
П.п.п.	-	-	0,72	-
Сумма...	100,59	99,53	100,29	99,98

Аналитик И.И. Любошиц.

Л-66-0119 - габбро-анортозит с Анабарского шита, Центральный массив, р. Меркю. Реакционный образец с каемками роговой обманки вокруг пироксенов. Гип+Ди+Пл=Рог. Минеральный состав: плагиоклаз, диопсид, гиперстен, роговая обманка.

Порфириобласты полевого шпата развиваются в породах самого разнообразного состава: в амфиболовых и биотитовых гнейсах и сланцах, в амфиболитах, в кварцитах, в кордиертовых и биотит-гранатовых породах. Наиболее крупные порфириобласты калишпата отмечаются в интенсивно перемятых и дислоцированных породах, претерпевших милонитизацию. Обычно порфириобласты представлены нерешетчатым калишпатом. Во вмещающих породах встречаются также порфиновые выделения кислого плагиоклаза. Так, во вмещающем амфиболовом сланце близ Монхоольского анортозитового массива были проанализированы порфиновые выделения белого полевого шпата, который оказался олигоклазом, содержащим альбита - 66,2, анортита - 24,8, ортоклаза - 9,0%, т.е., помимо калишпатизации, локально может быть проявлена олигоклазизация вмещающих пород.

Таблица 6

Состав мангерита и главных породообразующих минералов (в вес.%)

Компоненты	Порода	Роговая обманка	Калишпат
SiO <sub>2</sub>	60,22	48,34	64,50
TiO <sub>2</sub>	0,61	1,14	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,00	7,48	19,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,80	6,83	0,20
FeO	3,10	9,20	0,75
MnO	0,07	0,22	0,02
MgO	3,31	10,68	0,27
CaO	4,42	11,00	0,62
Na <sub>2</sub> O	3,88	1,20	3,00
K <sub>2</sub> O	5,38	1,00	11,04
H <sub>2</sub> O	0,60	1,75	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,33	1,04	0,04
F	-	0,14	-
Сумма...	99,72	100,02	99,56

Аналитики П.И. Ферштатер, А.В. Лебедкова.

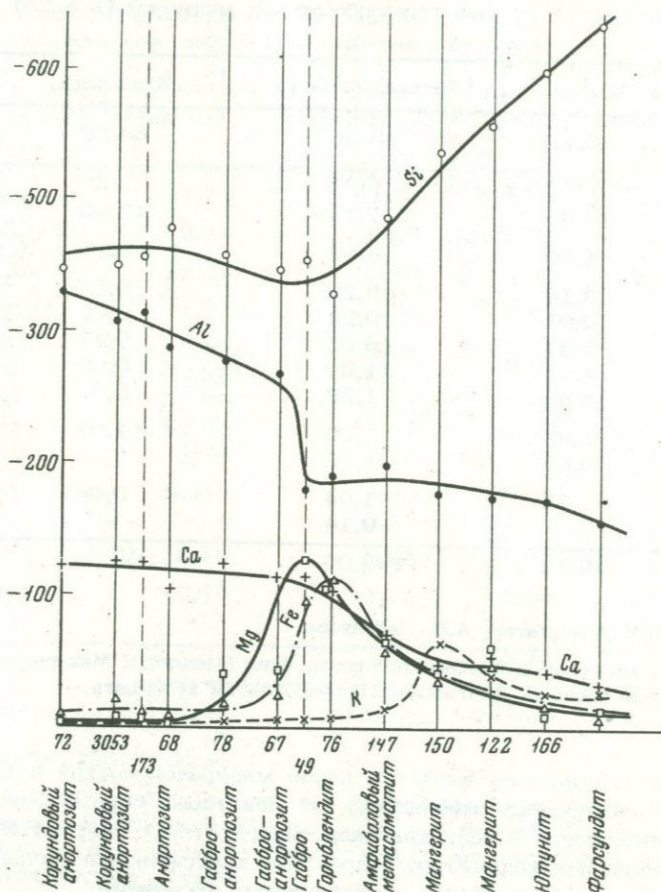
Л-66-150 - мангерит с Анабарского шита, близ Монхоолы. Минеральный состав: роговая обманка, плагиоклаз, порфиробласты калишпата.

Ютуниты пришлось выделить после минералогической и химической обработки коллекции. Выяснилось, что некоторые образцы, по внешнему виду отнесенные к лейкократовым мангеритам, содержат очень мало калия и небольшое количество кварца. По классификации Ходаля (Nodal, 1945), они попадают в поле типичных ютунитов.

Это светло-серые породы гнейсовой или массивной текстуры, сложенные в основном кислым плагиоклазом и небольшим количеством темноцветных минералов.

Химические анализы анортозитов Баллаганахского, Монхоолского и Центрального массивов приведены в табл. 1 - 3,5. Анализы позволяют заключить, что анортозиты характеризуются специфическим составом. Это основные породы, за некоторым исключением насыщенные кремнеземом (избыточный кварц появляется в катаклазированных разностях и, наверно, имеет вторичную природу). Характерной особенностью анортозитов является их высокая глиноземистость. Содержание глинозема очень велико для магматических пород основного состава и достигает в некоторых случаях 30 вес.%. Избыток глинозема обуславливает появление гиперглиноземистых корундовых анортозитов.

В анабарских анортозитах, характеризующихся битовнит-лабрадорным составом плагиоклаза, кальций преобладает над натрием. В крае-



Фиг. 2. Вариационная диаграмма, построенная по методу Барта для пород анортозит-мангеритовой серии Котуйкан-Монхоольской зоны. Образцы расположены с севера на юг вдоль зоны в порядке общей зональности

вых фациях плагиоклаз становится более кислым, но в породе отношение кальция к натрию остается таким же высоким, так как роговые обманки всегда гораздо более известковисты, чем сосуществующие плагиоклазы.

В габбро-анортозитах и норитах глиноземистость несколько падает за счет увеличения магния и железа.

Химический состав мангеритов, метасоматитов и гранитоидов уже несколько иной (табл. 4, 6). Прежде всего меньше глинозема, больше кремнезема, увеличивается содержание щелочей, уменьшается содержание кальция. Эти породы нормального ряда с некоторым преобладанием суммы кальция и щелочей над алюминием.

Для сравнения состава пород анортозит-мангеритовой серии анализы были пересчитаны по методу Барта на элементарный объем в 1600 атомов кислорода, что позволяет сравнивать породы по количеству соответствующих элементов в одинаковых объемах.

Мы взяли группу анализов Монхоольского массива и анализы мангеритов устья Монхоолы и междуречья Этэбин-Чубуркалах и расположили их в порядке общей зональности и последовательности расположения образцов по зоне с севера на юг. Результаты показаны на фиг. 2.

Диаграмма показывает, что состав пород в серии анортозит-габбро-анортозит, габбро, амфиболовый метасоматит, мангерит, ютунит закономерно и последовательно изменяется.

Анортозит характеризуется высоким содержанием глинозема и кальция, умеренным содержанием кремнезема и очень низким железа, магния и калия. В габбро-анортозите кальций и силиций остаются на том же уровне, количество алюминия несколько падает, но возрастает содержание магния и железа.

Амфиболовые метасоматиты в общем близки анортозитовым габбро, хотя в них уже меньше железа и магния и больше кремнезема.

На границе габбро и амфиболовых метасоматитов существует перелом кривых Al, Mg, Fe. Эта граница очень важна, так как здесь контактируют магматические члены серии - анортозиты и габбро - с метасоматическими членами - метасоматитами, мангеритами. Граница магматических и метасоматических членов подчеркнута на вариационной диаграмме переломом кривых Al, Mg, Fe и слабо выраженным минимумом Si.

В последующих членах серии - мангеритах и гранитах - мы видим последовательную тенденцию к увеличению кремнезема, уменьшению Ca, Mg и Fe. Количество глинозема резко отличается от количества его в анортозитах. Создается впечатление, что глинозем - самый инертный компонент, он не выносятся из анортозитовой магмы; поэтому на границе с метасоматитами фиксируется резкий порог, резкое уменьшение в содержании глинозема. Сам анортозит представляется как бы предельно глиноземистым расплавом. В отличие от алюминия линия изменения кальция более плавная: по-видимому, часть кальция мигрирует во вмещающие породы. Недостаток эквивалентного алюминия приводит к тому, что Ca/Al у горнблендитов, метасоматитов и мангеритов другое, чем у анортозитов.

Наличие пика Mg и Fe свидетельствует о том, что основная масса этих элементов выпадает в краевой мафической зоне. А плавный переход с выполаживанием кривых к метасоматитам и мангеритам свидетельствует о затруднительной миграции этих компонентов во вмещающие породы.

Количество калия в анортозитах ничтожно, к периферии оно увеличивается, давая пик в мангеритах, и оставаясь дальше на высоком уровне. Пик свидетельствует о том, что основное выпадение калия из растворов происходит на большом удалении от анортозитов.

Поведение натрия противоположно кальцию. Это изоморфные члены в плагиоклазе и роговой обманке. Натрий как более подвижный сво-

бно мигрирует, и его содержание по мере удаления от анортозитов плавно увеличивается. На диаграмме натрий не показан (чтобы не перегружать график).

Вариационная диаграмма добавляет петрохимические доводы в пользу существования генетически единой дифференцированной серии пород анортозит-мангеритового ряда, она также подчеркивает различия и перелом химических качеств на границе магматической и метасоматической частях серии.

### Заключение

Рассмотрев анортозиты Анабарского щита, можно прийти к выводу о том, что они обладают рядом характерных черт, общих для всех анортозитовых массивов мира. Такими общими и характерными чертами будут: 1) исключительно докембрийский возраст, 2) пространственная ассоциация с комплексами глубоко метаморфизованных пород гранулитовой фации, 3) приуроченность к зонам тектонических нарушений глубокого заложения и большой протяженности, 4) зональный характер массивов, 5) тесная связь с породами сиенитового семейства - мангеритами.

По-видимому, при решении проблемы происхождения анортозитов ни один из перечисленных выводов не должен быть упущен. Автору представляется, что появление анортозитового расплава необходимо связывать с потоками высокотемпературных подкорковых ювенильных растворов, проникающих в земную кору по тектоническим зонам, разрывающим комплексы глубоко метаморфизованных пород гранулитовой фации. Под действием высокотемпературных растворов анортозитовая магма могла возникнуть как результат переплавления глубоко метаморфизованных пород и очистки расплава по механизму зонной плавки. Параллельно ювенильные растворы, обогащенные щелочами, производят метасоматическую переработку и повторный регрессивный метаморфизм пород, слагающих зону глубинного разлома.

### ЛИТЕРАТУРА

- Лутц Б.Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. "Наука", 1964.
- Рабкин М.Н., Климов Л.В. Анортозиты Анабарского щита. - Труды Ин-та геологии Арктики, 1958, 96, вып. 8.
- Hodal I. Rocks and the anorthosite kindred in vossstrand Norway. - Norsk. geol. Tidd. 1945, 24.

# АНОРТОЗИТЫ КАЛАРСКОГО МАССИВА

Г. П. БАЖЕНОВА

Анализ различных характеристик анортозитов показывает, что анортозитовая формация является гетерогенной и включает в себя анортозиты магматического и метасоматического генезиса. Анортозиты района Становика - Джугджура и, в частности, Каларского массива (Восточная Сибирь, Олекмо-Витимское нагорье) являются таким примером.

До последнего десятилетия о Каларском массиве в литературе имелись самые общие сведения. Впервые он упоминается в работе Е.С. Бобина (1933). Некоторые данные о строении отдельных частей массива по единичным маршрутным пересечениям приводились И.А. Ефремовым, А.П. Лебедевым, А.А. Арсеньевым, В.Г. Дитмаром, М.М. Гапеевой, П.А. Харитоновым, С.Е. Карповым и В.К. Солецкой, Е.П. Миронюком, В.Г. Тарасовой и Ю.К. Дзевановским. Почти всеми исследователями отмечается вытянутость массива в северо-восточном направлении, а также общая тенденция замещения лабрадоритов на андезиты, олигоклазиты и сиениты в этом же направлении.

В основу настоящей статьи положены полевые наблюдения автора, проводившего в составе Сквородинской экспедиции Всесоюзного аэрогеологического треста геологическую съемку района (1958-1960 гг.) и тематические работы (1963-1964 гг.). Кроме автора, в полевых и камеральных работах в разные годы принимали участие геологи Л.Б. Белоножко, Ю.В. Буфеев, Г.Н. Гиммельфарб, М.З. Глуховский, Ю.Б. Казмин, Е.Н. Калганов, В.А. Козлов, С.П. Кориковский, Г.А. Немых, Е.А. Синцова, Е.Е. Федоров, М.Е. Федорова, В.С. Федоровский.

Каларский анортозитовый массив приурочен к границе архейской Чарской глыбы с нижнепротерозойской Удокано-Становой зоной; эта граница проходит вдоль западного окончания Станового глубинного разлома, выраженного здесь полосой зеленосланцевых диафторитов шириной до 2 км. Анортозиты приурочены к южному окончанию Чарской глыбы; они залегают только в толще архейских двупироксеновых кристаллических сланцев и гнейсов, относящихся к наиболее древней иманграканской свите и метаморфизованных в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Южный край массива срезан Становым разломом, в пределах которого анортозиты почти нацело соссюритизированы и диафторированы.

То, что анортозиты не распространяются южнее Станового разлома и вообще отсутствуют среди метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации пород Станового комплекса (нижний протерозой), а

также то, что они затронуты явлениями архейской гранитизации, свидетельствует об архейском возрасте Каларского массива. Определения абсолютного возраста пород пока не помогают решить проблему<sup>1</sup>.

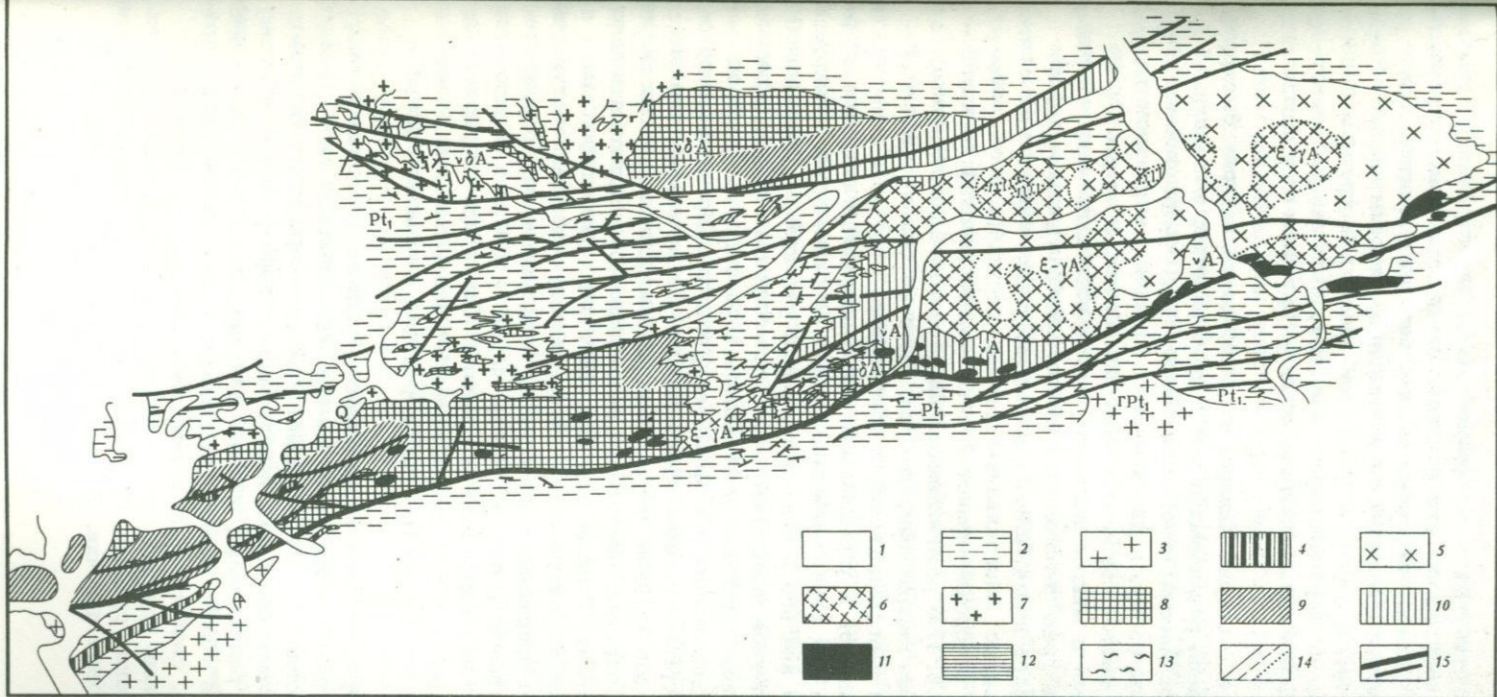
### Геологическое положение и строение Каларского массива

Каларские анортозиты образуют вытянутый в восток-северо-восточном направлении массив длиной до 150 км при ширине 5 - 20 км. Общая площадь его составляет около 1500 км<sup>2</sup>, по своим размерам он соизмерим с крупнейшими анортозитовыми массивами мира. Массив состоит из двух ветвей: северной - Куронахской - и южной - Имангакитской, сливающихся на северо-востоке воедино.

Очертания Каларского массива в плане, вытянутого в северо-восточном направлении, разобщение его на две части определяется сложной структурой двух выступов архейского фундамента, тесно связаны с его складчатой структурой и разрывными нарушениями (см. схему). Тела, составляющие обе ветви анортозитов и Имангакитскую и Куронахскую, моноклинально падают на север. Южные контакты их тектонические (по Становому и оперяющему его Имангрскому разлому), а северные очень постепенные, с многочисленными реликтами вмещающих кристаллических сланцев в анортозитах, заливообразными "затками" анортозитов в архейские сланцы, согласными с их внутренней текстурой.

Для контактов характерны своеобразные широкие ореолы анортозит-мигматитов, которые повсеместно встречаются и вне массива в виде

<sup>1</sup> Абсолютный возраст кристаллических пород архея Чарской глыбы определяется от  $2935 \pm 70$  до  $2600 \pm 10$  млн. лет (Ступникова и др., 1965). Возраст мусковита из пегматита, секущего гранито-гнейсы, по определению в лаборатории ИГГД, более молодой ( $2130-1900 \pm 100$  млн.лет). Верхняя возрастная граница анортозитов Каларского массива по нашим образцам равна  $1900 \pm 100$  млн.лет (Ступникова и др., 1965). Возникает проблема значительного омоложения цифр абсолютного возраста пород. Следует напомнить, что и для центральных частей Алданского щита, по определениям А.И.Тугаринова, дается цифра 2100 млн.лет, а возраст типичных становых гнейсов, пегматитов и гранитов центральной части Становой зоны, по данным Н.Г. Судовикова и А.Н. Неелова (1961), составляет всего 120-250 млн.лет. Несомненно, что неоднократное омоложение Становой зоны в нижнем протерозое и мезозое, связанное с прогревом, привело к большой потере аргона. Явление преобладающего выноса свинца из циркона и урана из ортита отмечается и для процессов гипергенеза этих минералов. Поэтому, определяя возраст Каларских анортозитов как архейский, мы исходим главным образом из геологических данных, учитывая взаимоотношения анортозитов с вмещающими породами и чарнокитами Чарской глыбы и участие их в складчатых структурах архея.



Схематическая геологическая карта Каларского массива. Составлена Г.Н. Баженовой (с использованием материалов Л.Б. Белоножко, Л.Г. Васютиной, В.А. Козлова, Г.А. Немых, В.С. Федоровского)

1 - четвертичные отложения; 2 - вмещающие гнейсы и сланцы; 3 - нижнепротерозойские гнейсовидные граниты; 4 - нижнепротерозойские габбро; 5 - микроклиниты; 6 - сиениты; 7 - чарнокиты; 8 - лабрадориты; 9 - андезиниты; 10 - олигоклазиты; 11 - схиалиты габбро и габбро-амфиболитов, габбро-анортозиты; 12 - перидотиты; 13 - зоны анортозитизации; 14 - геологические контакты: а - прослеженные, б - предполагаемые, в - фациальные; 15 - линии тектонического контакта и разломы

самостоятельных вытянутых в северо-восточном направлении участков внутри архейских кристаллических сланцев. В этих участках встречаются многочисленные самостоятельные мелкие тела анортозитов. Такие зоны анортозит-мигматитов шириной в несколько километров при протяженности 8-10 км, а иногда и более, наблюдались в среднем течении р. Таас-Юрэх, в верховьях рек Имангра, Калакан, на северных отрогах Дырындинских гольцов, краже Чельбаус и в других местах.

Для внутреннего строения Каларского массива характерна быстрая и однообразная смена различных пород в пространстве: к западным окраинам обеих его ветвей тяготеют лабрадориты, содержащие многочисленные схиалиты габбро и пироксеновых сланцев, и андезиты, которые далее на восток сменяются олигоклазитами, а затем более поздними сиенитами и микроклинитами; внутри последних встречаются небольшие участки граносиенитов и гранитов. Лабрадориты - породы темно-серого, серого цвета, иногда иризирующие, андезиты обычно розовые, коричневатые, олигоклазиты белые; структура всей анортозитов меняется от среднезернистой равномернозернистой до крупно- и гигантозернистой. Все разновидности анортозитов связаны между собой постепенными переходами, что благодаря их разной окраске хорошо наблюдается непосредственно в обнажениях.

Анортозиты слагают и упоминаемые выше специфические зоны анортозит-мигматитов как внутри массива (вдоль его контактов и вокруг схиалитов), так и вне его в виде автономных участков. В этих зонах происходит постепенное замещение первичных пород - габбро, пироксеновых сланцев и перидотитов (наблюдалось в одном случае) пород основного и ультраосновного состава - анортозитом. При этом анортозиты нигде не прорывают замещаемые породы. На начальных стадиях возникают отдельные крупные метакристаллы плагиоклаза, достигающие 1-3 см в длину, которые, постепенно разрастаясь, соединяются и дают собственно анортозит. Выделяются два текстурных типа пород: на месте замещаемых пироксеновых сланцев, наследуя их сланцеватую текстуру, образуются прерывисто-полосчатые, полосчатые, грубослоистые породы. При замещении более массивных пород - габбро и перидотитов - возникают пятнистые, массивные анортозиты. Структура анортозитизированных пород крайне неравномернозернистая, на начальных этапах замещения порфириформная, постепенно переходит в гипидиоморфную и панидиоморфную.

Характерно переслаивание анортозитов и сланцев с постепенными переходами на границе двух слоев (мощность отдельных слоев 1-2 до 20-40 см, иногда 6 см). Внешние участки анортозитов отличаются меланократовым составом, неравномерной порфириформной структурой с частыми реликтовыми пятнами сланцев. Внутренняя часть анортозитового "слоя" более чистая, массивная, хотя и здесь часто встречаются минералы, свойственные вмещающим сланцам, в частности гранат. В отдельных крупных порфиробластах лабрадора, пересекающих слои кристаллических сланцев, прослеживаются их ориентированные прерывистые реликтовые цепочки. В процессе замещения массивных по-

род — габбро, перидотитов — зональность выражена не так четко. Она сказывается в резком уменьшении количества темноцветного минерала, сопровождается процессом собирательной перекристаллизации с образованием псевдопегматитовых структур. Участки с псевдопегматитовой структурой группируются, протягиваясь согласно с общей вытянутостью тел, в северо-восточном направлении. По ориентировке схиалитов первичной породы устанавливается ее простирание.

Таким образом, для анортозит-мигматитов, претерпевших процессы анортозитизации, характерны:

- 1) взаимные включения первичных пород и анортозитов,
- 2) крайне неравномернозернистые структуры, "теневые" унаследованные текстуры,
- 3) развитие во вмещающих породах и минералах порфиробласт лабрадора, андезина, олигоклаза,
- 4) включения различных минералов вмещающей породы, просвечивающая в отдельных порфиробластах плагиоклаза сланцеватость первичных пород.

Все эти признаки свидетельствуют о возникновении пород в результате мощных процессов перекристаллизации и метаморфизма.

Для анортозитов Каларского массива характерна ассоциация с чарнокитами и сиенитами. Восточная часть массива сложена сиенитами, среди которых наблюдались реликтовые участки олигоклазитов, несущие следы интенсивного замещения сиенитами (водораздел рек Имангра и Таас-Юрах). Здесь внешняя зона сложена белым олигоклазитом с единичными розовыми порфиробластами калиевого полевого шпата. Далее следует зона, сложенная переходной разностью, близкой по составу к лейкократовому гранодиориту. Внутренняя зона представлена порфиroidными крупнозернистыми сиенитами. Постепенно количество калиевого полевого шпата увеличивается до 80% и порода превращается в микроклинит. По рекам Куронаах, Каларский Калакан и Аглан наблюдалось развитие чарнокитов по анортозитам с агрессивными контактами со стороны чарнокитов, содержащих многочисленные непереработанные участки анортозитов. Чарнокиты имеют зональное строение от внешней зоны антипертитовых чарнокитов (I зона) к зоне кислых чарнокитов с повышенным содержанием кварца (II зона) и, наконец, зоне микроклиновых чарнокитов (III зона).

Как было показано ранее (Кориковский, Баженова, 1966), образование чарнокитов — результат более поздней региональной архейской гранитизации. Чарнокиты возникают в реакционной зоне на передовом фронте этого процесса, при этом анортозиты в чарнокит-анортозитовой ассоциации и анортозиты, вмещающие пироксеновые сланцы архея, играют пассивную роль среды, богатой CaO, взаимодействие с которой повышает щелочность гранитизирующих изначально щелочных растворов и обеспечивает существование в чарнокитах парагенезиса  $Ort + Gr$ .

Интересующие нас породы района могут быть объединены в три группы: 1) первичные породы, подвергшиеся процессам аноксидации (пироксен-плагиоклазовые сланцы, габбро, перидотиты), 2) аноксидиты, 3) породы, образовавшиеся в процессе гранитизации (чарнокиты, сиениты, граносиениты, граниты и микроклиниты).

Первичные и подвергшиеся процессам аноксидации породы

Габбро слагают около 4% площади выходов аноксидитов, встречаются в виде отдельных тел, внутри сланцев, в виде схиалитов в аноксидитах. В различной степени амфиболитизированы это мелко-, среднезернистые темно-зеленые пятнистые рассланцованные породы. Они состоят из плагиоклаза 35 - 60% (андезин № 42 - 45, иногда до лабрадора), моноклинного пироксена - до 40% (железистость 8 - 22%). Пироксен замещается бурым амфиболом, богатым керсутитовой составляющей, который в свою очередь замещается сине-зеленой или зеленой фергусситовой роговой обманкой (при этом выделяется до 10% титаномангнетита). Последний замещается сфеном. В габбро на левом берегу р. Нюкжи наблюдались крупные кристаллы граната альмандин-андрадитового состава (3 - 5 см, иногда 15 - 20 см в поперечнике). Гранат содержит скопления первичных зерен пироксена, плагиоклаза и амфибола, причем внутри отдельного крупного кристалла граната эти скопления сохраняют габбровую структуру.

Пироксен-плагиоклазовые сланцы - бутылочного цвета породы, мелко- или среднезернистые, массивные, иногда рассланцованные, неясно-полосчатые, постоянного состава. Они содержат: 30 - 50% плагиоклаза (андезин № 43 - 45, до № 43 - 50), до 30% неправильных призматических зерен диопсида (32% железистости), до 15-20% короткопризматических (0,1 - 1 мм в длину) кристаллов гиперстена (железистость от 35 - 40 до 52%), 10 - 45% буро-зеленой оливковой роговой обманки в виде призматических зерен длиной 0,1 - 2 мм (колебания железистости от 30 до 46%, иногда 51%), до 10% магнетита, 1 - 10% биотита (железистость от 38 до 59%) и титаномангнетита, который замещается сфеном.

Перидотиты - темно-зеленые, почти черные, тонкозернистые, очень плотные породы, с поверхности покрыты корочкой гидроокислов железа. Наблюдались в одном выходе и в схиалитах около выхода на правом берегу р. Таас-Юрах. Площадь их выходов составляет 0,1% от площади массива. Состав перидотитов: 50% оливина, 30% уралитовой роговой обманки, 10% клинопироксена и немного магнетита.

Оливин-форстерит ( $Fa_{10}$ ) образует изометрические зерна диаметром в 4 - 5 мм, разбитые трещинами, выполненными хризолитом. Роговая обманка уралитовая (по Г. Розе), буро-зеленая (железистость - 35%). Клинопироксен образует мелкие зерна (0,02 - 0,05 мм) внутри уралитовой роговой обманки.

Разности переходные от первичных пород к аноксидитам, отличаются более низким цветным числом (15 - 30%), пятнистой, полосчатой,

"теневого" текстурой. Структура крупно- и гигантозернистая за счет развития крупных кристаллов плагиоклаза, иногда (в случае замещения массивных пород - габбро и перидотитов) псевдопегматитовая. Вновь образованный плагиоклаз (лабрадор № 54 - 56, андезин № 45 - 48, олигоклаз - № 28-30) содержит включения цветных минералов первичных замещаемых пород с идентичными первичным породам свойствами (постоянно присутствие глинозема, окиси кальция и двуокиси титана в гиперстенах, колебания в широких пределах оптических свойств и железистости моноклинного пироксена). При замещении темноцветных минералов плагиоклазом наблюдаются коррозионные структуры. При быстром интенсивном процессе анортозитизации вновь образованный плагиоклаз захватывает темноцветные минералы, которые в виде мелких включений буквально переполняют его. Этот плагиоклаз всегда содержит обильные газово-жидкие включения.

### - Анортозиты

Среди анортозитов выделяются лабрадориты, андезиниты и олигоклазиты, для которых характерны мономинеральный лейкократовый состав, крупно- и гигантозернистые структуры (размер зерен 3 - 5, иногда до 40 см в длину при максимальной ширине 5 - 8 см), постоянные и закономерные переходы одной разновидности в другую. Среди анортозитов встречаются и равнозернистые среднезернистые анортозиты с размерами зерна 1 - 3 мм. Лабрадориты сложены на 97 - 98% лабрадором № 54 - 56, гиперстеном (железистость от 35 до 42%). Некоторые кристаллы лабрадора иризируют в буроватых, сине-бурых и зеленовато-фиолетовых тонах. Андезиниты сложены андезином № 45 - 47, диопсидом - 0,5 - 3% и бурой керсутитовой роговой обманкой - 0,5 - 7%, олигоклазиты - олигоклазом № 27 - 28 и зеленой роговой обманкой (железистость от 30 до 42%). В габбро-анортозитах вблизи схиалитов габбро и пироксеновых сланцев цветное число увеличивается до 15 - 20%. В протолочках обнаружены циркон, галенит, сфалерит, гранат и ильменит. Из табл. 1 ясно, что средний состав анортозитов сильно колеблется. При переходе от лабрадорита к андезиниту и олигоклазиту закономерно изменяются минеральные парагенезисы от лабрадора № 55 + гиперстен в лабрадоритах через андезин № 45 - 47 + диопсид в андезинитах к олигоклазу № 27 - 28 + роговая обманка в олигоклазитах.

Таким образом, параллельно смене лабрадора на андезин и олигоклаз в анортозитах массива гиперстен замещается диопсидом, бурой керсутитовой и зеленой фергуситовой роговой обманкой, увеличивается почти в десять раз содержание титаномагнетита и сфена.

Лабрадор - главный породообразующий минерал лабрадоритов - представлен широко сдвойникованными таблитчатыми кристаллами; причем широкие двойники (особенно в лабрадорах), всегда простые по алъбитовому закону, вклиниваются, не доходя до края зерна. Как правило, наблюдается волнистое угасание, которое сильнее проявлено вблизи включенных в плагиоклаз темноцветных минералов и в местах выклини-

Таблица 1

Изменение минерального состава различных анортозитов (в объемн.%)

Минерал	I	II	III	IV	V
Плагиоклаз № 54-56	80-98	20-80	0-20	-	-
Плагиоклаз № 45-47	1-20	20-80	80-95	0-65	-
Плагиоклаз № 27-28	-	-	-	20-80	80-96
Гиперстен	0,7-10	0,3-10	0,3-5	-	-
Диопсид	0-1	0,5-2	0,5-3	0,5-1	-
Бурая роговая обманка	0,5-1	0,7-5	0,5-10	4-15	1-15
Зеленая роговая обманка	-	-	0,5-1	1,0-3	1,0-5
Биотит	-	-	0-0,2	0-0,5	0-0,9
Титаномagnetит, сфен	0,5	0,7-2	0,7-3	0-1	3-5

Примечание. I - лабрадорит, II - переходная разность от лабрадорита к андезитину, III - андезитин, IV - переходная разность от андезинита к олигоклазиту, V - олигоклазит.

вания двойников. На контактах концевых граней с цветными минералами, внутри плагиоклаза, находятся мелкие (от 0,001 до 0,2 мм) зерна цветных минералов. К этим же участкам тяготеют наибольшие скопления тонкодисперсного рудного минерала (размер зерен 0,008 мм), ориентированные согласно вытянутому габитусу минерала-хозяина. В лабрадоре наблюдались многочисленные очень мелкие газопожидкие включения. Лабрадор характеризуется высоким содержанием  $Al_2O_3$  (от 28,00 до 29,23%) и  $CaO$  (от 10,10 до 11,05%). Характерно постоянное присутствие окиси титана, магния и закиси железа, в то время как окисное железо отсутствует. Количественным спектральным анализом подтверждается высокое содержание в нем  $MgO$  (до 0,23%),  $TiO_2$  (до 0,073), а также наличие  $Sr$  (0,15)  $Ba$  (0,006) и отсутствия  $Cr_2O_3$ ,  $V_2O_5$ ,  $Ni_2O_3$   $Co_2O_3$  и  $Cu$ . (Лаборатория физических методов исследования ИЗК СО АН СССР, аналитики Т.П. Вольнец и Т.И. Клизарьева).

Гиперстен сильно плеохроорирует от бесцветного по  $Nm$  до зеленоватого по  $Ng$  цвета с розовым оттенком по  $Np$ . Вблизи схиалитов габбро гиперстен содержит тонкие вроски бесцветного моноклинного пироксена. В некоторых гиперстенах наблюдались тонкие вроски рудных

минералов, ориентированных перпендикулярно третьему пинакоиду. Проанализированный в лаборатории ИЗК СО АН СССР аналитиками В.С. Лебедевой и Л.В. Комаровой гиперстен характеризуется значительным содержанием  $\text{CaO}$  (до 3,5%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (до 3,78%) и  $\text{TiO}_2$  (до 1%);

спектральным анализом обнаружено присутствие  $\text{Ti}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Co}$ .

В переходных к андезинитам разностях гиперстен замещается бурой керсутитовой роговой обманкой, при этом выделяется титаномагнетит, окруженный каемкой сфена.

Андезин представлен мелкими зернами (0,1 – 0,5 мм), двойниковые полоски у него гораздо уже, чем у лабрадора, но так же, как и у лабрадора, не доходят до концевых граней. Андезин отчетливо корродирует лабрадор, развиваясь в межзерновых пространствах, вдоль двойниковых швов и на концевых гранях. Постепенно кристаллы лабрадора разобшачаются андезином, гиперстен замещается бурой роговой обманкой и на месте лабрадорита образуется андезинит. Бурая роговая обманка андезинита имеет 39% железистости, для нее характерно высокое содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (10,39%),  $\text{TiO}_2$  (4,40%),  $\text{FeO}$  (19,16%),  $\text{CaO}$  (10,40%).

Иногда в андезинитах встречается буро-зеленая и даже зеленая роговая обманка, замещающая бурую. Зеленая роговая обманка характерна для олигоклазитов.

Олигоклазиты развиваются и по андезинитам, и непосредственно по лабрадоритам. Это белые средне- и крупнокристаллические породы пятнистой или полосчатой текстуры с сосюритизированным и серицитизированным плагиоклазом. Плагиоклаз № 27 – 28 обычно с незавершенными клиновидными двойниками, не пересекающими всего зерна, выклинивающимися к концевым граням. В олигоклазе часто наблюдаются разрозненные включения диопсида, роговой обманки, размер и количество которых к центру зерна быстро убывают, а по одновременному угасанию разобшаченных зерен темноцветных минералов можно судить о ранней принадлежности их к единому зерну. При этом образование двойников в плагиоклазе сопровождается вытеснением захваченных темноцветных минералов к краям зерна.

Железистость зеленой роговой обманки от 30 до 42 – 45%. Для олигоклазитов характерен титаномагнетит, который образуется при замещении бурой керсутитовой роговой обманки зеленой фергуситовой. В ряде тел габбро-анортозитов наблюдались пластовые залежи титаномагнетита, приуроченные к лежащему боку.

#### Породы, образовавшиеся в процессе гранитизации

Сиениты, слагающие 15,5% площади массива, белые, розоватые порфиroidные породы с аллотриоморфной структурой, состоят из решетчатого микроклина (50 – 60%), плагиоклаза (20 – 30%), кварца (до 5%), сине-зеленой роговой обманки и биотита (до 10%). В них постоянно присутствуют гранат (от 1 – 3 до 15%), сфен, титаномагнетит, циркон, ортит. Микроклин носит резко наложенный характер, замещающая плагиоклаз и темноцветные минералы.

Таблица 2

Химический состав первичных пород и их анортозитизированных разностей

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	67,20	68,58	49,78	47,82	50,04	53,74	42,91	49,56
TiO <sub>2</sub>	1,10	0,54	2,30	0,36	0,55	0,68	0,65	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,59	16,49	16,33	17,04	24,64	24,81	6,02	15,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,39	-	3,91	2,06	2,12	1,08	4,62	2,57
FeO	4,17	2,81	10,06	5,60	3,34	2,84	7,57	6,05
MnO	0,07	0,03	0,18	нет	0,06	0,05	0,02	0,04
MgO	0,48	0,69	4,07	10,11	2,90	1,28	28,80	11,06
CaO	2,64	2,81	8,44	12,21	9,52	8,85	4,38	7,89
Na <sub>2</sub> O	3,51	3,62	3,36	2,00	3,76	4,60	1,58	3,46
K <sub>2</sub> O	3,24	3,96	0,12	0,65	0,82	1,24	0,36	0,41
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,16	0,20	0,16	1,80	1,42	0,7	2,56	1,47
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,80	0,82	1,11	1,04	1,02	0,8	1,07	0,62
Сумма...	100,35	100,41	99,16	100,69	100,18	100,67	100,53	98,93

Примечание. 1 - пироксен-биотитовый сланец: плагиоклаз № 50 - 40%, гиперстен - 15%, диопсид - 4%, магнетит - 2%, ильменит - 3%, кварц - 5%, биотит - 15%, калиевый полевой шпат - 16%; 2 - гиперстен-амфибол-биотитовый сланец: плагиоклаз № 52 - 48%, гиперстен - 12%, роговая обманка - 25%, биотит - 12%, калишпат - 7%, магнетит и ильменит - 2%; 3 - лабрадоритизированный пироксеновый сланец: плагиоклаз № 55 - 58%, гиперстен - 26%, диопсид - 6%, магнетит - 4%, ильменит - 1,5%, кварц - 2%, калиевый полевой шпат и биотит - 5%; 4 - габбро: плагиоклаз № 28 - 30 - 35%, роговая обманка - 65%, гиперстен, рудный; 5 - олигоклазитизированное габбро: плагиоклаз № 28 - 30 - 50 - 55%, роговая обманка 45 - 50%, гиперстен, рудный; 6 - олигоклазит с реликтами габбро: олигоклаз № 28 - 30 - 65%, роговая обманка - 35%; 7 - перидотит: оливин - 71,67%, гиперстен - 8,2%, магнетит - 15%, плагиоклаз № 48 - 50 - 3,1%, ильменит - 3,02%; 8 - анортозитизированный перидотит: плагиоклаз № 52 - 54 - 49,2%, оливин - 34,5%, гиперстен - 4,8%, магнетит - 11,5%, магнетит - 1%. Аналитик В. И. Васильев.

Граносиениты и граниты занимают 0,3% площади массива и отличаются от сиенитов повышенным (20 и 25 - 30% соответственно) содержанием резкоксеноморфного, замещающего другие минералы кварца.

Микроклины залегают среди сиенитов, занимают до 26% площади. Это белые породы, на 70 - 80% состоящие из решетчатого микроклина, замещающего плагиоклаз сине-зеленой роговой обманки (10%) и кварца. Для этой группы пород характерны резко наложенный характер микроклина и кварца, определенная зональность, возникающая при замещении олигоклазитов сиенитами, теневые структуры, свидетельствующие о процессах перекристаллизации в твердом состоянии. В то

Таблица 3

Средний химический состав анортозитов Каларского массива

Окислы	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	51,86	53,99	54,74	56,31	55,99
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,18	0,24	0,19	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,64	26,21	25,43	25,36	24,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,80	1,32	0,87	1,15	1,30
FeO <sup>+</sup>	0,22	1,60	1,93	0,81	2,02
MnO	0,04				
MgO	1,29	1,95	1,41	0,88	0,81
CaO	10,38	9,94	8,49	7,88	7,63
Na <sub>2</sub> O	4,44	5,07	5,67	6,01	6,02
K <sub>2</sub> O	0,37	0,61	0,65	0,85	0,73
H <sub>2</sub> O	0,17	-	0,13	0,44	0,17
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,38	-	0,48	0,03	1,07
Сумма...	98,81	100,87	100,04	99,91	100,21

1 - лабрадорит, 2 - порода, переходная от лабрадорита к андезититу,  
3 - андезитит, 4 - порода, переходная от андезитита к олигоклазиту,  
5 - олигоклазит.

же время наблюдались активные интрузивные контакты сиенитов со сдвинутыми перевернутыми ксенолитами, а также секущие жилы сиенит-граносиенит-порфиров.

Чарнокиты в этой группе пород отличает устойчивый типичный парагенезис гранулитовой фации метаморфизма гиперстена с ортоклазом.

Как видно из табл. 2, химический состав анортозитов массива характеризуется высоким содержанием глинозема, кальция и натрия при незначительном количестве магния, железа и калия, что обеспечивается существенно плагиоклазовым составом анортозитов.

При замещении пород различного состава - пироксен-плагиоклазовых сланцев, габбро и перидотитов - анортозитом в зонах анортозитизации всегда возрастает содержание натрия и алюминия, а в отдельных случаях (в случае замещения перидотита) кремния и кальция (табл. 3 - 5). Возрастает коэффициент железистости пород.

Деанортитизация лабрадоритов, замещение андезититом и олигоклазитом, характеризуется увеличением натрия, кремния и в меньшей

Таблица 4

Формулы анортозитов (по Т. Барту)

Порода	Число проб	Формулы
Лабрадорит	3	$K_7Na_{88}Ca_{109}Mg_5Fe_2^{2+3}Al_{306}Si_{482}$
Лабрадорит-андезинит	5	$K_7Na_{99}Ca_{100}Mg_2Fe_7^{2+3}Al_{296}Si_{498}$
Андезинит	4	$K_7Na_{103}Ca_{89}Mg_{13}Fe_{13}^{2+3}Al_{278}Si_{503}$
Андезинит-олигоклазит	6	$K_{10}Na_{128}Ca_{15}Mg_{13}Fe_9^{2+3}Al_{254}Si_{530}$
Олигоклазит	1	$K_{11}Na_{145}Ca_{48}Mg_8Fe_8^{1+3}Al_{246}Si_{542}$

Таблица 5

Формулы габбро и их олигоклазитизированных разностей (по Т. Барту)

Порода	Число проб	Формулы
Габбро	2	$K_7Na_{33}Ca_{113}Mg_{130}Fe_{54}^{2+3}Al_{175}Si_{414}$
Олигоклазитизированное габбро	3	$K_9Na_{63}Ca_{88}Mg_{37}Fe_{38}^{2+3}Al_{251}Si_{433}$
Олигоклазит с реликтами габбро	2	$K_{14}Na_{78}Ca_{84}Mg_{17}Fe_{28}^{2+3}Al_{258}Si_{474}$
Олигоклазит	1	$K_{11}Na_{145}Ca_{48}Mg_8Fe_8^{2+3}Al_{246}Si_{542}$

степени калия (табл. 6, 7), и отвечает процессу натрового метасоматоза. При образовании чарнокитов и сиенитов за счет олигоклазитов от зоны к зоне постепенно увеличивается содержание калия и кремния. Соответственно падает содержание алюминия, кальция и натрия, а также железо-магnezияльных компонентов. Коэффициент железистости пород возрастает. Химизм процессов деанортозитизации, чарнокитизации и микроклинизации в общем сходе с химизмом процесса гранитизации.

Температура процессов анортозитизации и гранитизации устанавливается по температуре гомогенизации газовой-жидких включений в анортозитах, чарнокитах и сиенитах, термограммам плагиоклазов, температуре перехода моноклинного полевого шпата в триклинный, а также по содержанию  $TiO_2$  в титаномагнетите, ассоциирующем с ильменитом. Для процесса анортозитизации она составляет  $950-800^{\circ}$ , гранитизации  $800-700^{\circ}$ .

Таблица 6

Формулы перидотитов и их анортозитизированных разновидностей  
(по Т. Барту)

Порода	Число образцов	Формулы
Перидотит	3	$K_4Na_{31}Ca_{48}Mg_{434}(Fe^{2+} + Fe^{3+})_{99}Al_{72}Ti_5Si_{433}$
Анортозитизированный перидотит	3	$K_5Na_{65}Ca_{83}Mg_{161}(Fe^{2+} + Fe^{3+})_{67}Al_{178}Ti_2Si_{486}$
Лабрадорит	8	$K_7Na_{88}Ca_{109}Mg_5(Fe^{2+} + Fe^{3+})_3Al_{306}Ti_0Si_{489}$

Таблица 7

Формулы двупироксеновых кристаллических сланцев и их анортозитизированных разновидностей (по Т. Барту)

Порода	Число анализов	Формулы
Двупироксеновый кристаллический сланец	2	$K_{37}Na_{62}Ca_{25}Mg_7(Fe^{2+} + Fe^{3+})_{48}Al_{142}Ti_8Si_{615}$
	1	$K_{45}Na_{62}Ca_{27}Mg_9(Fe^{2+} + Fe^{3+})_{24}Al_{178}Ti_3Si_{612}$
Анортозитизированный сланец	2	$K_1Na_{65}Ca_{86}Mg_{60}(Fe^{2+} + Fe^{3+})_{99}Al_{191}Ti_{17}Si_{494}$
Лабрадорит	8	$K_7Na_{88}Ca_{109}Mg_5(Fe^{2+} + Fe^{3+})_3Al_{306}Ti_0Si_{489}$

К вопросу о происхождении анортозитов Каларского массива и некоторых других пород

Генезис анортозитов Каларского массива представляется сложным. Несомненно, что в строении массива участвуют анортозиты, возникшие из расплава при переплавлении пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации метаморфизма в зонах мощного притока ювенильных подкорковых растворов.

Тектонически ослабленные зоны, зоны глубинных разломов обладали повышенной проницаемостью и служили подводящими путями для поднимающихся растворов. В местах разрядки напряжений сильно перегретые, основательно переработанные растворами породы переходили в расплав, из которого образовывались равномернозернистые, среднезер-

нистые разности анортозитов с панидиоморфной структурой. Учитывая сугубо водородный состав газовой-жидких включений в анортозитах (Баженова, 1972), можно воспользоваться идеями А.А. Маракушева о том, что мантийные растворы резко восстановленного водородного состава, проникая в метаморфические толщи с законсервированным кислородом, окисляются и становятся мощным источником воды и тепла, что вызывает плавление пород, устойчивых в относительно сухих условиях гранулитового метаморфизма. По-видимому, на ранних стадиях геологической истории анортозитовые магмы могли формироваться на небольшой глубине в нижних частях коры при высоком температурном градиенте и возникать как продукт переплавления и кристаллизации кристаллических пород.

Еще в 1960 г. Д.С. Коржинским была высказана гипотеза об образовании полевошпатовых пород из магмы с повышенной активностью щелочных элементов. Средневзвешенный состав всего комплекса Каларского массива, по нашим подсчетам, следующий:  $\text{SiO}_2$  - 59,17,  $\text{TiO}_2$  - 0,15,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 21,77,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 1,19,  $\text{FeO}$  - 1,60,  $\text{MnO}$  - 0,10,  $\text{MgO}$  - 1,08,  $\text{CaO}$  - 0,08,  $\text{Na}_2\text{O}$  - 5,08,  $\text{K}_2\text{O}$  - 3,78. Он очень близок к составу лаурвикита (по Дэли), или к составу авгитового, существенно полевошпатового (до 88% полевых шпатов) сиенита (по Бреггеру).

В ореолах и автономных зонах анортозитизации, где наблюдались последовательные стадии замещения различных пород анортозитом, расплавления пород, по-видимому, не происходило. Это как бы предварительная, часто незавершенная стадия образования анортозитов. Процессы анортозитизации проходили под действием ювенильных сильно восстановленных растворов в аллохимических условиях с перераспределением вещества, которое выражалось в интенсивном привносе сначала кальция и алюминия, а затем кремния и натрия. Высокая подвижность кальция и алюминия обеспечивалась существенно водородным, как показал анализ газовой-жидких включений, составом растворов, создающих резко восстановительные условия.

Интересно отметить, что породы, богатые известью, легче поддаются процессам анортозитизации (пироксен-плаггиоклазовые сланцы), чем породы, богатые глиноземом (гранат-силлиманитовые и пр.). Если в первом случае щелочность исходных растворов резко возрастает, реакции идут энергично и до конца, то во втором - при растворении кварца и осаджении щелочей в виде полевых шпатов за счет глинозема - щелочность нейтрализуется и реакция идет медленно или вообще прекращается.

На более поздних этапах анортозиты Каларского массива были интенсивно переработаны процессами гранитизации, которые мы вслед за Д.С. Коржинским рассматриваем как процессы магматического замещения вплоть до появления сиенитового расплава (жилы сиенит-граносиенит-порфириров, сдвинутые ксенолиты и пр.). Гранитизация анортозитов проходила при более низких температурах (700-800°). Состав

флюидов здесь хотя и щелочной, но все же менее щелочной, чем в случае образования анортозитов, степень окисленности водорода и СО более высокая. Не исключено, что более поздние гранитизирующие растворы являются результатом эволюции первичных существенно водородных растворов. И с этой точки зрения, по-видимому, может быть объяснена частая пространственная ассоциация пород ряда анортозит-чарнокит-сиенит. Вероятно, региональные процессы анортозитизации и гранитизации представляют собой частное проявление более общего процесса гравитационной дифференциации земной коры и проходят при значительно более высоком термическом градиенте, чем большинство наблюдаемых метасоматических процессов.

Таким образом, представляется, что породы Каларского массива кристаллизовались из расплава, возникшего под действием мантийных флюидов, в то же время в их становлении играли большую роль процессы замещения и перекристаллизации в твердом состоянии при интенсивном привносе и выносе различных компонентов. Кажется справедливым, не противопоставляя магматическому генезису анортозитов и сиенитов их возможное метасоматическое происхождение, искать решение проблемы образования анортозитов, учитывая именно генетическую связь этих процессов, которые в условиях высокого температурного градиента, существовавшего в докембрии, были, вероятно, пространственно сближены.

В заключение необходимо подчеркнуть, что изучение каларских анортозитов дает возможность понять процессы, происходившие в наиболее глубоких зонах сиалического слоя Земли в архее.

## ЛИТЕРАТУРА

- Баженова Г.Н. Состав газовой-жидких включений в анортозитах Каларского массива и в ассоциируемых с ними чарнокитах и сиенитах как показатель условий метаморфизма. - Докл. АН СССР, 1972, 205, № 1.
- Бобин Е.С. Геологические исследования в Олекмо-Каларском районе. - Труды ВГРО, 1933, вып. 271.
- Коржинский Д.С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. - В сборнике, посвященном академику Д.С. Белянкину к 70-летию со дня рождения. Изд-во АН СССР, 1946.
- Коржинский Д.С. Дифференциальная подвижность компонентов и метасоматическая зональность при метаморфизме. - Труды XVIII сессии Междунар. геол. конгресса. 1948 г. Лондон, 1950.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. - В кн. "Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях". М., 1952.
- Коржинский Д.С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. - Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 1.
- Кориковский С.П., Баженова Г.Н. Взаимоотношение чарнокитов с анортозитами Каларского массива (Олекмо-Витимское нагорье) в связи с проблемой анортозит-чарнокитовой формации. - Докл. АН СССР, 1965, 165, № 5.
- Ступникова Н.И., Зыков С.И., Тугаринов А.И. К геохронологии юга Сибирской платформы. - Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 1.
- Судовиков И.Г., Неелов А.Н. О возрасте Станового комплекса. - Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 12.

# АНОРТОЗИТЫ ДЖУГДЖУРА И АССОЦИИРУЮЩИЕ ПОРОДЫ

А. М. ЛЕННИКОВ

Джугджурский анортозитовый массив - крупнейший в грандиозном Джугджуро-Становом анортозитовом поясе, окаймляющем с юга и юго-востока Алданский шит (Леонтович, Раков, 1948; Лебедев, Павлов, 1957; Красный, 1960; Баженова, 1964; Кориковский, Баженова, 1967; Мошкин и др., 1967; Павловский, 1967; Ленников, 1968). Джугджурским анортозитам присущи все наиболее характерные черты этих пород: возраст их докембрийский, вмещающие гнейсы и кристаллосланцы метаморфизованы в гранулитовой фации, а близкие по возрасту, но более поздние кислые образования представлены чарнокитами, сиенитами и рапакивиоподобными гранитами.

В сложении Джугджурского анортозитового массива принимают участие собственно анортозиты (до 10% темноцветных минералов), пироксеновые анортозиты (содержат в среднем 12 - 17% темноцветных), оливинные габброиды и пироксениты. Породы, слагающие более эродированную лантарскую часть массива, характеризуются повышенной основностью плагиоклаза (№ 45 - 68, иногда до 81) по сравнению с породами апикальной - геранской части (№ 33 - 62, иногда до № 65), а также меньшей железистостью ( $f_{Hyp}^1 = 18 - 42, f = 13 - 39$ ) и более высокой глиноземистостью ( $Al_2O_3^{Hyp} = 3,29 - 4,94\%; Al_2O_3^{Aug} = 3,28 - 4,41\%$ ) входящих в их состав пироксенов, по сравнению с глиноземистостью пироксенов из геранских пород ( $f_{Hyp} = 32 - 67, Al_2O_3^{Hyp} = 1,92\%; f_{Aug} = 19 - 69, Al_2O_3^{Aug} = 2,84 - 2,98\%$ ). Судя по коэффициенту распределения железа и магния между ортоклинопироксенами [ $K_p = (Fe/Mg)_{Hyp} : (Fe/Mg)_{Aug}$ ], лантарские анортозиты представляют собой более высокотемпературные образования ( $K_p = 0,80 - 1,09$ ), нежели геранские ( $K_p = 1,11 - 1,57$ ).

<sup>1</sup> Здесь и далее  $Hyp$  - ортопироксен,  $Aug$  - клинопироксен.

$$f = \frac{Fe \cdot 100\%}{Fe + Mg}$$

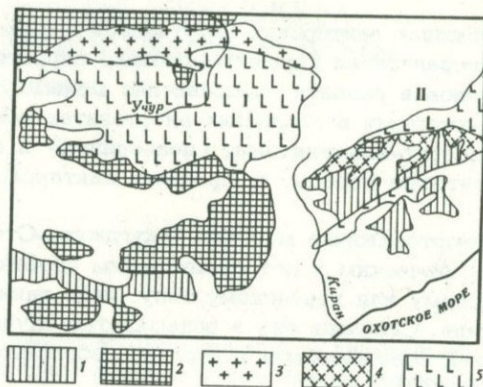
Среди более глубинных лантарских анортозитов широко распространена сульфидная минерализация (преимущественно пирротиновая), а окисная железо-титановая развита несравненно меньше. Оливинсо-держаших пород, с которыми в геранских анортозитах обычно ассоциируют сплошные апатит-ильменитовые (нельсониты) и апатит-ильменит-титаномагнетитовые породы, в пределах лантарской части не обнаружено.

Все остальные анортозитовые массивы Джугджуро-Станового пояса по своим петрографическим и петрохимическим особенностям либо относятся к лантарскому или геранскому типу, либо занимают промежуточное положение. Сложены они в большинстве случаев интенсивно диафторированными осветленными и нередко рассланцованными породами (Ленников, 1968).

Абсолютный возраст джугджурских анортозитов согласно определению по апатиту, составляет  $2250 \pm 150$  млн. лет (Тугаринов и др., 1965). Калий-аргоновый метод, как и следовало ожидать, дал меньшие цифры (определения Л.В. Фирсова, лаборатория геохронологий ИГТ СО АН СССР, сообщение № 509): обр. А=5/75, плагиоклаз из анхимономинерального анортозита (геранская часть массива) -  $1290 \pm 25$  млн. лет ( $K_2O = 0,77\%$ ); обр. А=21/174, частично керсутитизированный гиперстен из габбро-пегматита в анортозите (геранская часть массива) -  $1135 \pm 10$  млн. лет ( $K_2O = 0,175\%$ ); обр. М=139/513, гиперстен из норит-пегматита (лантарская часть массива) -  $1760 \pm 150$  млн. лет ( $K_2O = 0,03\%$ ).

По результатам определения абсолютного возраста (Herz, 1969) наиболее древние цифры оказались у джугджурских и олекмо-каларских анортозитов. Однако, как нам представляется, считать их действительно наиболее древними не стоит. Скорее всего, плутонические анортозиты имеют сходный возраст, а установленные колебания его - результат влияния более поздних метаморфических преобразований. Наиболее близким к истинным, по нашему мнению, следует считать цифры, полученные для джугджурских, каларских и анабарских анортозитов, но и они, вероятнее всего, занижены.

Так же, как и каларские анортозиты (Кориковский, Баженова, 1966), джугджурские являются архейскими образованиями. Об этом свидетельствует детальное изучение петрографии и минералогии метаморфических пород джугджурской части Становой зоны, показавшее, что анортозиты пространственно ассоциируют только с архейскими гнейсами и кристаллосланцами, которые их вмещают, и содержатся среди них в виде ксенолитов (см. схему). Оказалось, что по особенностям состава гранатов, биотитов и амфиболов (анализы некоторых из них и их кристаллохимические формулы приведены в табл. 1, 2), метаморфические образования лучинской и удыхинской свит, ранее считавшиеся нижнепротерозойскими, в большинстве случаев могут быть отнесены к диафторитам по архейским гранулитам. Среди них встречены гнейсы, содержащие магнезиальный гранат (до 44% пирропа) и высокотитанистый биотит ( $TiO_2 > 5\%$ ), гранат-гиперстен-силлиманитовые мезопер-



Схематическая геологическая карта джугджурской части Становой складчатой области

1 - нижнепротерозойские метаморфические образования; 2 - архейские метаморфические образования; 3 - улканский комплекс гранитоидов ( $Pt_1$ ); 4 - древнестановой комплекс гранитоидов ( $Pt_1$ ); 5 - джугджурский комплекс анортозитов (Ar); геранская (I) и юго-западная оконечности лантарской (II) части массива. Незаштрихованная площадь - палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования разного генезиса

титовые гнейсы и эклогитовые кристаллические сланцы. Для последних с помощью соответствующих геотермометров Л.А. Перчука (1970) определены их примерные температуры образования ( $750^{\circ}$ ) и появления в них гиперстен-плаггиоклазовых псевдоморфоз по гранату, а также высокотитанистых роговой обманки и биотита ( $680-710^{\circ}$ ). Бедные кальцием породы, судя по количественной диаграмме P-T (Маракушев, 1968), сформировались при температуре около  $750^{\circ}$  и давлении на твердую фазу более 10 000 атм. Об особо глубинных условиях метаморфизма свидетельствует также полное отсутствие в них кордиерита (Кориковский, 1967).

Гранулиты лучинской и удыханской свит с учетом сказанного выше могут быть отнесены к сутамской фации глубинности (Маракушев, 1965). Они аналогичны архейским метаморфическим образованиям краевой части Алданского щита и зоны его протерозойского складчатого обрамления, которые в отличие от центральных районов щита характеризуются в целом большей основностью (Маракушев, 1965; Судовиков и др., 1965) и являются наиболее глубинными - значительнее всего эродированными участками щита (Маракушев, 1965; Судовиков и др., 1965; Кориковский, 1967). С этим согласуется и представление об их более древнем, чем у алданского комплекса, возрасте (Смирнов и др., 1970).

Анортозиты Джугджуро-Станового пояса, таким образом, наряду с архейскими кристаллосланцами и гнейсами слагают фундамент ранне-

Таблица 1

Химический состав и оптические свойства минералов из метаморфических пород архея, вмещающих джугджурские анортозиты и содержащихся среди них в виде ксенолитов (обр. Ч-10/70; в вес.%)

Компоненты	Н-12/66		Х-2/19	Х-1/9			Ч-10/70		
	гранат (1)	биотит (2)	гранат (3)	гранат (4)	гипер- стен (5)	клинопи- роксен (6)	гипер- стен (7)	клинопи- роксен(8)	биотит (9)
SiO <sub>2</sub>	39,52	38,90	39,90	39,02	49,84	50,77	53,79	52,12	37,86
TiO <sub>2</sub>	0,15	5,19	0,36	0,34	0,21	0,42	0,44	0,26	4,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,18	16,32	21,27	20,41	2,15	3,12	2,94	2,80	15,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,80	1,83	4,41	3,54	1,15	0,68	6,85	0,25	1,82
FeO	23,54	9,45	21,43	22,49	27,48	12,79	14,43	8,89	12,28
MnO	0,55	Сл.	0,22	0,51	0,28	0,18	0,55	0,20	0,07
MgO	10,19	16,52	11,75	7,07	17,08	12,42	18,49	13,69	14,98
CaO	1,52	0,29	1,82	7,00	1,19	18,58	1,75	20,92	0,41
Na <sub>2</sub> O	Не опр.	0,20	Не опр.	Не опр.	0,06	0,36	0,25	0,29	0,12
K <sub>2</sub> O	" "	7,95	" "	" "	0,05	0,03	0,12	0,09	8,56
F	-	F = 1,42 Cl = 0,14	-	-	-	-	-	-	0,46
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Не опр.	1,81	Не опр.	Не опр.	-	-	-	-	3,17
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	" "	0,10	" "	" "	0,20	0,10	0,29	-	0,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,04	" "	" "	-	0,19	0,18	-	0,12
Сумма...	100,52	100,02	100,26	100,38	99,69	99,64	100,08	99,51	99,92
F <sub>2</sub> = 0	-	0,60	-	-	-	-	-	-	0,19
Сумма...	100,52	99,42	100,26	100,38	99,69	99,64	100,08	99,51	99,73
N <sub>g</sub>	N = 1,775	N = 1,642	N = 1,769	N = 1,782	N = 1,728	N = 1,727	N = 1,711	N = 1,716	N = 1,650

Н-12/66 - гранат-гиперстен-биотитовый гнейс с графитом, р. Ульчуный; Х-2/19 - гранат-гиперстен-силлиманит-шпинелевый мезопертитовый гнейс, р. Киранкан; Х-1/9 - эклогитовый кристаллический сланец, р. Ульчуный; Ч-10/70 - двупироксен-биотитовый гнейс, р. Быстрая. 1, 7, 9 - аналитики Е.А. Лаговская и С.П. Славкина, 2, 5, 6, 8 - аналитик Ж.А. Шека, 3, 4 - аналитик Л.А. Авдеевна.



0	12,00	10,77	12,00	12,00	6,00	6,00	6,00	10,52
$f_{\text{общ}} = \frac{\text{Fe}^{2+} \cdot 100\%}{\text{Fe} + \text{Mg}}$	57,0	27,5	54,9	67,1	48,7	38,1	38,8	41,3
$f = \frac{\text{Fe}^{2+} \cdot 100\%}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}}$	56,3	24,4	50,4	63,9	47,6	36,9	30,3	34,1

Компонентный состав и параметр ячейки гранатов (в обр. Н-12/66, X-2/19, и X-1/9 соответственно): пироп - 40,8, 44,2, 27,7%; альмандин - 54,0, 50,7, 51,6%; спессартин - 1,3, 0,4, 1,1%; гроссуляр - 3,9, нет, 12,5%; андрадит - нет, 4,7, 7,1%; а, А (аналитик Р.И. Мартина) - 11,5341; 11,4992; 11,5825.

протерозойской Становой геосинклинальной системы и в этом сходны, по-видимому, с адирондакскими анортозитами. Широко распространенное мнение о том, что последние прорывают протерозойские метаморфические образования серии Гренвилл (Buddington, 1939), работами последних лет оспаривается. Вопреки прежним представлениям доказано, что интрузивные анортозиты, чарнокиты и граниты являются догренивильским фундаментом (Ward, Romey, 1963; Walton, Waard, 1963; Waard, Walton, 1967; Bridgwater, 1967).

Как и со многими другими plutоническими анортозитами (Тернер, Ферхуген, 1961; и др.), с джугджурскими пространственно ассоциируют гранитоиды повышенной щелочности, объединяемые в улканский комплекс. Сформировались они по данным определений абсолютного возраста в интервале 1550-2000 млн. лет и представлены сиенитами, граносиенитами, граносиенит-порфирами, гранофировыми аляскитовыми гранитами, биотитовыми гранитами, гранодиоритами, кварцевыми порфирами и щелочными гранитами. Двупироксеновые (иногда с фаялитом) сиениты и граносиениты развиты преимущественно на контакте с анортозитами и в удалении от него сменяются феррогастингситовыми рапаквивиподобными гранитоидами, пироксены и фаялит в которых сохраняются лишь в виде реликтов в зернах амфибола. Анортозиты в приконтактной зоне подвергаются калишпатизации, окварцеванию и постепенно преобразуются в типичные гиперстен-ортоклазовые чарнокиты.

Щелочноземельные разности улканских гранитоидов характеризуются значительным преобладанием закисного железа над магнием и калия

над натрием. Их нормативные составы концентрируются преимущественно в центральной части диаграммы  $Ab-Or-Q$ , в пределах поля пород идеально гранитного состава, и несколько смещены относительно проекций тройного минимума в поле ортоклаза (Tuttle, Bowen, 1958). Нормативные составы щелочных гранитоидов располагаются в пределах термального трога.

Калиевые полевые шпаты из улканских сиенитов, биотит-роговообманковых граносиенитов, субщелочных, рапакивиподобных и гранофировых гранодиоритов, из кварцевого порфира, сиенит-порфира и гранит-порфира представлены промежуточными ортоклаз-криптопертитами и ортоклаз-микрпертитами ( $-2V = 54-78^{\circ}$ ;  $\Delta_p = 0,32-0,78$ ), содержащими 48,0 - 61,6% ортоклазовой составляющей. В щелочных гранитах, пегматитах и альбит-рибекитовых фенитах при таком же примерно содержании ортоклазовой молекулы (46,0-58,9%) калишпаты относятся к промежуточным ( $-2V = 76-80^{\circ}$ ;  $\Delta_p = 0,86-0,98$ ) и максимальным ( $\Delta_p = 0,98-1,00$ ) микроклинам<sup>p</sup>.

Биотиты из гранитоидов улканского комплекса почти все представлены высокожелезистыми разностями ( $Ng = 1,662-1,705$ ,  $f_{\text{общ}}^I = 60,8-99,6\%$ ) и по общей глиноземистости могут быть подразделены на слюды, очень близкие к сидерофиллиту, промежуточные по глиноземистости и почти чистые железистые члены флогопит-аннитовой изоморфной серии; причем устанавливается, что обеднение биотитов глиноземом происходит за счет алюминия в шестерной координации, содержание же его в тетраэдрах более постоянно.

Максимальную общую глиноземность ( $K_{Al} = 24,2-24,7$ ) при исключительно высокой железистости ( $f_{\text{общ}} = 97,0-99,6$ ) имеют биотиты из пегматитовых шпиров в крупно- и неравномернозернистых биотитовых гранитах. Промежуточное положение занимает высокожелезистые биотиты из вмещающих шпиров гранитов, кварцевого порфира и гранит-порфира ( $K_{Al} = 18,2-22,7$ ,  $f_{\text{общ}} = 95,8-98,8$ ), а также менее железистые биотиты из оливинного граносиенита и сиенитодиорита ( $K_{Al} = 15,2-19,6$ ,  $f_{\text{общ}} = 54,6-70,5$ ). Минимальной глиноземистостью обладают очень близкий к анниту биотит из рапакивиподобного гранита ( $K_{Al} = 13,4$ ;  $f_{\text{общ}} = 95,6$ ) и менее железистые флогопит-аннитовые слюды из гранофирового гранита и сиенита ( $K_{Al} = 14,3-15,0$ ,  $f_{\text{общ}} = 60,8-63,8$ ).

Почти все слюды из улканских гранитоидов характеризуются высокой степенью окисления железа ( $f_o = 16,0-33,9$ ). Содержание титана в улканских биотитах меняется незакономерно и не зависит от железистости слюд.

$$1 \quad \text{Здесь и далее } f_{\text{общ}} = \frac{Fe \cdot 100\%}{Fe + Mg}, K_{Al} = \frac{Al \cdot 100\%}{Al + Mg + Fe + Si}, f_o = \frac{Fe^{3+} \cdot 100\%}{Fe^{3+} + Fe^{2+}}$$

Поскольку глиноземистость и окисленность темноцветных железомagneзиальных минералов в значительной мере определяется щелочностью-кислотностью среды их образования (Коржинский, 1963; Маракушев, Тарарин, 1965), можно заключить, что основная масса биотитов из вулканских гранитоидов сформировалась примерно в одинаковых условиях кислотности-щелочности. При пониженной щелочности возникли биотиты в пегматитовых шлирах, а слюды в оливином граносиените, сиените, гранофиловом и рапакивиподобном гранитах - при повышенной щелочности.

Роговые обманки в гранитоидах вулканского комплекса в большинстве случаев представлены высокожелезистыми разностями ( $Mg = 1,696 - 1,733, g_{общ} = 64,0 - 95,3\%$ ) и по кристаллохимическим особенностям могут быть отнесены к гастингситам и феррогастингситам. Среди них самыми железистыми ( $i_{общ} = 75,4 - 95,3$ ) являются амфиболы из гранитов, граносиенитов, кварцевого порфира, гранит-порфира и сиенит-порфира. Какой-либо связи железистости с титанистостью, общей глиноземистостью, величиной коэффициента окисления и другими параметрами не устанавливается.

Судя по величине коэффициентов изоморфизма и степени окисленности (Кориковский, 1968), можно сказать, что большинство проанализированных амфиболов сформировалось, по-видимому, при близких значениях щелочности. По величине степени замены двухвалентных металлов трехвалентными резко отличаются от остальных амфиболов роговые обманки из сиенит-порфира, гранит-порфира и гранофилового гранита, что связано, может быть, с более высокой температурой их образования, о чем, видимо, свидетельствует также их более высокая окисленность, максимальная для вулканских амфиболов.

Судя по данным химических анализов, клинопироксены в вулканских гранитоидах представлены высокожелезистыми авгитами, ортопироксены - эвлитом и феррогиперстеном, а оливин - маломарганцовистым фаялитом. В самостоятельных зернах они встречаются очень редко и обычно образуют реликты в зернах феррогастингсита, иногда с промежуточной каймой грюнерита ( $Mg = 1,726; CNg = 14^0$ ).

Результаты химических анализов некоторых минералов вулканских гранитоидов и их кристаллохимические формулы приведены в табл.3 и 4.

Возникновение всего многообразия пород вулканского комплекса - результат магматического замещения первичным аляскитовым расплавом богатых кальцием ксенолитов анортозитов, диабазов и плагиогнейсов. Анализ особенностей состава минералов свидетельствует о том, что в приконтактных с анортозитами зонах и на участках развития ксенолитов основных пород благодаря эффекту взаимного усиления оснований (Коржинский, 1960) щелочность расплава возрастала, что привело к образованию фаялитовых, эвлит-ферроавгитовых, феррогастингситовых, лецидомелановых гранитоидов и гранитов со щелочными темноцветными минералами. В удалении от основных ксенолитов и от контактов с анортозитами первичный аляскитовый расплав эволюционировал в сторону "подкисления", что было обусловлено увеличением роли летучих компонентов, о чем можно судить по повышенному содержанию фтора в сидерофиллитовых слюдах из пегматитовых шлиров.

Таблица 3

Химический состав и оптические свойства минералов из вулканских гранитоидов (в вес.%)

Компоненты	Ч-33/286	Ч-32/271	Н-23/221		Ч-13/122		Ч-12/100	
	роговая обманка (1)	роговая обманка (2)	роговая обманка (3)	биотит (4)	эвлит (5)	ферро-авгит (6)	эвлит (7)	ферро-авгит (8)
SiO <sub>2</sub>	39,40	37,96	40,90	33,17	48,99	51,60	48,23	49,91
TiO <sub>2</sub>	1,65	2,50	2,19	3,55	0,19	0,25	0,22	0,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,47	8,38	8,69	13,25	1,53	0,55	1,27	1,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,98	7,52	4,86	5,85	1,89	1,04	2,19	2,34
FeO	26,75	25,11	24,02	27,26	32,31	18,36	33,02	18,20
MnO	0,44	0,27	0,44	0,37	0,65	0,32	0,67	0,38
MgO	0,84	2,28	3,23	5,40	7,22	7,86	6,93	6,56
CaO	10,18	10,85	10,26	0,55	5,77	18,56	5,79	19,00
Na <sub>2</sub> O	1,74	1,34	1,72	0,17	0,15	0,41	0,15	0,57
K <sub>2</sub> O	1,27	1,08	1,27	7,00	0,18	0,21	0,09	0,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	He опр.	0,16	He опр.	0,62	0,08	0,55	0,05
F	0,67	0,50	F = 0,66 Cl = 0,16	0,21	NiO = 0,08	-	NiO = 0,07	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,27	1,61	1,51		He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,49	0,24	0,10	2,91	" "	0,29	" "	0,00

Сумма...	100,24	99,64	100,17	99,69	99,58	99,53	99,18	99,34
$F_2 = 0$	0,28	0,21	0,32	0,09	-	-	-	-
Сумма...	99,96	99,43	99,85	99,60	99,58	99,53	99,18	99,34
$N_6$	1,733	1,724	1,718	1,692	1,754	1,737	1,757	1,739

Ч-33/286 - роговообманковый гранит, р. Ляльми; Ч-32/271 - роговообманковый рапакивитолобный гранит с фаялитом, р. Ляльми; Н-23/221 - роговообманково-биотитовый гранит, р. Ляльми; Ч-13/122 - двупироксенный граносиенит, р. Быстрая; обр. Ч-12/100 - двупироксен-оливиновый граносиенит, р. Быстрая. 1, 5 - 7, 8 - аналитики Е.А. Лаговская и С.П. Славкина; 2, 3 - аналитик Ж.А. Щека, 4 - аналитик Ю.С. Чулакова.

Как было показано нами (Ленников, 1971), результаты экспериментов Т.Х.Грина (1968), Х.Винклера и Х.Платена (1968), подтвердившие принципиальную возможность происхождения анортозитов и гранитоидов из одного магматического источника, для объяснения возникновения джугждурской ассоциации анортозитов и гранитоидов едва ли применимы. Об этом же свидетельствует отсутствие общих закономерностей в распределении группы железа и редких щелочей в улканских гранитоидных и джугждурских анортозитах.

В данной геологической ситуации вполне возможно предположить селективное выплавление гранитных расплавов из архейских плагиогнейсов при условии, что источником тепла служили анортозиты при их внедрении. Однако в рассматриваемом случае против такого генезиса уланских гранитоидов говорят их гипабиссальный характер, интрузивные взаимоотношения с анортозитами, значительный разрыв во времени формирования тех и других и отсутствие корреляционных связей между элементами-примесями плагиогнейсовых толщ и гранитоидов.

Приуроченность улканских гранитоидов к долгоживущему глубинному разлому, перемещенный характер расплавов, соответствие их состава высокотемпературной гранитной эвтектике, насыщенность летучими соединениями только поздних дериватов и, наконец, повышенная концентрация калия в эффузивных и интрузивных породах ранних фаз, резко контрастная окружающим их плагиогнейсам и анортозитам - все это скорее свидетельствует о глубинном образовании гранитных расплавов.

Таблица 4

Кристаллохимические формулы проанализированных минералов (см. табл. 3) из вулканских гранитоидов

Компоненты	Ч-33/286		Ч-32/271		Н-23/221		Ч-13/122		Ч-12/100	
	роговая	обманка	биотит		эвлит	ферро-авгит	эвлит	ферро-авгит		
Si	6,44	6,17	6,52	2,68	1,99	2,00	1,99	1,96		
Al <sup>IV</sup>	1,56	1,60	1,48	1,25	0,01	-	0,01	0,04		
Ti <sup>IV</sup>	-	0,23	-	0,07	-	-	-	-		
Al <sup>VI</sup>	0,26	-	0,15	-	0,07	0,03	0,05	0,04		
Ti <sup>VI</sup>	0,21	0,08	0,27	0,15	0,01	0,01	0,01	0,01		
Fe <sup>3+</sup>	0,61	0,92	0,57	0,35	0,06	0,03	0,07	0,07		
Mn	0,06	0,03	0,06	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01		
Mg	0,21	0,56	0,76	0,65	0,44	0,47	0,43	0,40		
Fe <sup>2+</sup>	3,65	3,41	3,19	1,83	1,10	0,61	1,13	0,60		
Ca	1,79	1,89	1,72	0,05	0,22	0,78	0,22	0,80		
Na	0,55	0,43	0,52	0,02	0,01	0,03	0,01	0,04		
K	0,27	0,23	0,26	0,72	0,01	0,01	-	0,01		
OH	1,53	1,83	1,61	1,71	-	-	-	-		
F	0,34	0,25	0,39	0,05	-	-	-	-		
O	22,13	21,92	22,00	10,24	6,00	6,00	6,00	6,00		
$f_{\text{общ}} = \frac{\text{Fe} \cdot 100\%}{\text{Fe} + \text{Mg}}$	95,3	88,6	83,2	77,0	72,5	57,6	73,6	62,6		
$f = \frac{\text{Fe}^{2+} \cdot 100\%}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}}$	94,6	85,9	80,8	73,8	71,4	56,5	72,4	60,0		

- Баженова Г.Н. Геологическое положение и строение Каларского анортозитового массива. — Геол. и геофиз., 1964, № 11.
- Винклер Х., Платен Х. Экспериментальный метаморфизм пород. III Анатектический ультраметаморфизм кальцийсодержащих глин. — В сб. "Экспериментальный метаморфизм и анатексис". Новосибирск, "Наука", 1968.
- Грин Т.Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях. — В сб. "Петрология верхней мантии". "Мир", 1968.
- Коржинский Д.С. Кислотность—щелочность как главный фактор магматических и послемагматических процессов. — В сб. "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых". Госгеолтехиздат, 1960.
- Коржинский Д.С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. — Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 3.
- Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постагматические процессы в докембрии Удокано—Становой зоны. "Наука", 1967.
- Кориковский С.П. Влияние некоторых внешних условий на состав и парагенезисы кальциевых амфиболов. — В сб. "Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии". "Наука", 1968.
- Кориковский С.П., Баженова Г.Н. Взаимоотношения чарнокитов с анортозитами Каларского массива в связи с проблемой анортозит—чарнокитовой формации. — Докл. АН СССР, 1967, 166, № 2.
- Красный Л.И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1960, 34.
- Лебедев А.П., Павлов Н.В. Джугджурский анортозитовый массив. — Труды ИГЕМ, 1967, вып. 15.
- Ленников А.М. Петрология Джугджурского анортозитового массива. "Наука", 1968.
- Ленников А.М. О происхождении анортозитов (на примере массивов хребта Джугджур). — В сб. "Магматические комплексы Дальнего Востока" (Труды Первого дальневосточного петрогр. сов.). Владивосток, 1971.
- Леонтович А.А., Раков Н.А. Геологическое строение центральной части хребта Джугджур. — Труды Дальневосточной базы АН СССР, серия геол., 1948, 1.
- Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. "Наука", 1965.
- Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. "Наука", 1968.
- Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. — Изд. АН СССР, серия геол., 1965, № 3.
- Мошкин В.Н., Дагелайская И.Н., Зленко Н.Д. Раннедокембрийские интрузивные образования хребта Джугджур и восточной части хребта Станового. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1967, 122. Докембрий Восточных районов СССР.
- Павловский Е.В. Тектонические аспекты проблемы анортозитов. — Геотектоника, 1967, № 5.
- Перчук Л.А. Равновесия породообразующих минералов. "Наука", 1970.
- Смирнов А.М., Шульдинер В.И., Фалькин Е.М. Архей юго-востока Сибири и прилегающих районов и некоторые закономерности развития земной коры на ранних этапах. — В сб. "Тектоника Сибири", т. 3. "Наука", 1970.

- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Крылова М.Д., Неелова А.Н., Седова И.С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. "Наука", 1965.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
- Тугаринов А.И., Ступникова Н.И., Зыков С.И. К геохронологии юга Сибирской платформы. - Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 1.
- Bridgwater D. Feldspathic inclusions in the Gardar igneous rocks of South Greenland and their relevance to the formation of major anorthosites in the Canadian Shield. - Canad. J. Earth Sci., 1967, 4, N 6.
- Buddington A.F. Adirondack igneous rocks and their metamorphism. - Mem. Geol. Soc. Amer., 1939, 7.
- Herz N. Anorthosite belts, continental drift, and the anorthosite event. - Science, 1969, 164, N 3882.
- Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ . - Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, 74.
- Waard D. de, Romey W.D. Boundary relationships of the Snow Mountain anorthosite in the Adirondack Mountains. - Proc. Koninkl. nederl. akad. wet., 1963, 66 N 5.
- Waard D. de, Walton M. Precambrian geology of the Adirondack highlands, a reinterpretation. - Geol. Rundschau, 1967, 56, N 2.
- Walton M.S., Waard D. de. Orogenic evolution of the Precambrian in the Adirondack highlands, a new synthesis. - Proc. Koninkl. nederl. akad. wer., 1963, 66, N 3.

# ЛУННЫЕ АНОРТОЗИТЫ

О. А. БОГАТИКОВ

Замечательные успехи в освоении космоса, достигнутые за последние годы, дали много нового геологическим наукам. Безусловно, одним из наиболее важных открытий было и установление на Луне широкого распространения анортозитов. Имеющиеся к настоящему времени материалы по Луне позволяют предполагать, что анортозитами в основном сложена материковая часть Луны. Это предположение как будто бы подтверждается данными анализа грунта, доставленного космическим кораблем "Луна-20". Широкое развитие на луне анортозитов и интерпретация геофизических данных позволили Вуду (Wood et al., 1970<sub>2</sub>) выдвинуть гипотезу об анортозитовой коре Луны, что каким-то образом перекликается с гипотезой, высказанной Мишо (Michot, 1955) об анортозитовом слое Земли, расположенном ниже гранитного слоя. По подсчетам Вуда (Wood et al., 1970<sub>2</sub>), анортозитовый слой мощностью 25 км залегает под слоем габбро, анортозитовая кора прорвана в районе лунных "масконов".

Лунные анортозиты являются самыми древними породами этой планеты, если не считать данных по радиологическому возрасту реголита, в котором, видимо, содержится значительное количество частиц метеоритного происхождения. Радиологический возраст лунного анортозита (обр. 15415, 19), доставленный на Землю "Аполлоном-15" составляет  $(4,09 \pm 0,19) \cdot 10^9$  лет. Интересно отметить, что возраст базальта из того же региона оказался равным  $(3,28 \pm 0,06) \cdot 10^9$  лет (Husain et al., 1972), т.е. значительно моложе возраста анортозитов.

Среди лунных образцов, доставленных на Землю, анортозиты не являются преобладающими породами. Так, Вуд (Wood et al., 1970<sub>1</sub>) подсчитал, что среди образцов сбора "Аполлона-11" на брекчии приходится 52%, базальты - 37% и на другие образцы - 11%, причем на анортозиты приходится всего 3,6%. Однако в районах лунных материков анортозиты играют более значительную роль. Например, среди реголита, доставленного на Землю "Луной-20", анортозитовые обломки составляют 50-60% объема грунта.

Анортозиты встречены на Луне в ассоциации с другими минеральными ассоциациями, среди которых выделяются: 1) базальтовые и близкие к ним по составу породы, 2) нориты, 3) зерна отдельных минералов, 4) застывшие капли-шарики, 5) брекчии, 6) шлаки и спеки, 7) стекла. Среди лунных образцов преобладают брекчии. Анортозиты

в основном представлены небольшими обломками; только среди образцов сбора "Аполлона-15" изучен кусок анортозита весом около 270 г (обр. 15415). Этот образец обнаружен в виде обломка в куске рыхлой брекчии у кратера Спур в нижней части склона лунных Аппенин. Здесь же обнаружены и другие обломки анортозитового состава, что, по мнению некоторых исследователей (Wilshire et al., 1972), свидетельствует о том, что обр. 15415 представляет собой разновидность габбро-анортозита, залегающего под реголитом кратера Спур.

Анортозиты, доставленные за Землю "Аполлоном-11", представляют собой кусочки диаметром около 5 мм (Wood et al., 1972<sub>1,2</sub>). Текстура пород типично кумулятивная, зерна плагиоклаза мелкие (< 100-200  $\mu$ ). По содержанию темноцветных выделяются анортозиты (цветных < 10%), габбро-анортозиты (> 10 < 20%) и анортозитовые габбро (> 23%). Кроме субидiomорфного плагиоклаза, в породе присутствуют оливин, пироксен, троилит, железо-титановый хромит, железо-никелевая металлическая фаза.

Наиболее крупный образец анортозита доставлен на Землю кораблем "Аполлон-15". Этот образец представляет собой почти мономинеральный относительно крупнозернистый анортозит (99% плагиоклаза). Текстура образца свидетельствует о двух- или трехкратном динамическом воздействии на породу. Более ранний метаморфизм выразился в образовании в породе неправильных полос, состоящих из перекристаллизованного плагиоклаза с небольшим количеством пироксена. Эти полосы секут крупные зерна плагиоклаза (Hargraves, Hollister, 1972).

В шлифах можно выделить три типа зерен плагиоклаза: 1) мелкие зерна неправильной формы, развитые вдоль отдельных секущих зон; 2) полигональные кристаллы 0,1-1,3 мм в диаметре; 3) неправильной формы зерна размером 1,3-6 мм, редко до 18 мм. Пироксен встречается либо в интерстициях между зернами плагиоклаза либо в виде отдельных включений в плагиоклазе. По мнению американских исследователей (Wilshire et al., 1972), структурные соотношения крупных зерен плагиоклаза, скорее всего, следует интерпретировать как магматическую аккумуляцию с их последующим взаимным прорастанием и кристаллизацией интерстициального пироксена, если полная метаморфическая перекристаллизация не уничтожила первоначальную структуру породы.

Результаты химических анализов минералов анортозитов, доставленных на Землю космическими кораблями "Аполлон-11" и "Аполлон-15", приведены в табл. 1.

Можно отметить разницу в составе минералов. В частности, для анортозита из подножья Аппенин ("Аполлон-15") характерен более кальциевый, но менее железистый состав моноклинного пироксена. Интересно отметить очень низкое содержание глинозема в клинопироксенах обр. 15415 ("Аполлон-15").

Состав минералов из габбро-анортозита и анортозитового габбро ("Аполлон-11") также различен. Для габбро-анортозита характерен более железистый оливин ( $Fe_{49}$ ) и менее кальциевый, но более железистый клинопироксен (пижонит) при близком составе плагиоклаза.

Таблица 1

Химический состав минералов лунных анортозитов (в вес. %)

Оксиды	"Аполлон-11" (Wood et al., 1970 <sub>2</sub> )						"Аполлон-15" (Hubbard et al., 1971)					
	оливин		плагиоклаз		клинопироксен		плагио- клаз	клинопироксен		ортопироксен		ильме- нит
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	34,86	37,22	44,28	42,78	51,98	47,06	44,19	53,42	53,00	52,88	52,71	0,13
TiO <sub>2</sub>	0,0	-	0,0	0,0	0,67	0,67	0,01	0,36	0,45	0,26	0,17	50,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,19	-	36,84	35,89	0,76	11,33	35,77	0,68	0,75	0,51	0,28	0,08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	-	0,0	0,0	0,29	0,58	0,03	0,19	0,21	0,20	0,11	0,09
FeO	40,15	24,20	0,26	0,13	17,25	12,48	0,16	9,70	9,01	25,22	24,18	44,37
MnO	0,39	0,26	0,0	0,0	0,39	0,26	0,01	0,24	0,23	0,52	0,54	0,62
MgO	24,04	39,13	0,16	0,17	23,21	19,56	-	13,83	14,47	20,26	20,36	0,98
CaO	0,28	0,14	19,31	19,17	3,64	7,27	19,66	22,14	23,33	1,02	1,33	0,28
Na <sub>2</sub> O	0,0	-	0,27	0,54	0,0	0,13	0,22	0,03	0,01	-	-	0,02
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	-	0,0	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-	-	-	-	-	-	-
Сумма...	99,91	100,95	101,12	98,68	98,19	99,34	100,05	100,59	100,46	100,76	99,68	97,45

1 - оливин из габбро-анортозита, 2 - оливин из анортозитового габбро, 3 - плагиоклаз из габбро-анортозита, 4 - плагиоклаз из анортозитового габбро, 5 - интерстициальный пижонит из габбро-анортозита, 6 - субкальциевый авгит из анортозитового габбро, 7 - плагиоклаз из анортозита, 8 - интерстициальный клинопироксен, 9 - клинопироксен - проросток в плагиоклазе, 10 - интерстициальный ортопироксен, 11 - ортопироксен-проросток в плагиоклазе, 12 - ильменит из анортозита. Анализы 7-12 - из анортозита обр. 15415.

Таблица 2

Химический состав лунных анортозитов (в вес.%)

Окислы	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	42,4	44,2	46,0	45,4
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,52	0,3	сл.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,2	19,1	27,3	33,8
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0,2	Сл.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,2	6,91	6,2	2,8
FeO	-	0,12	0,1	0,1
MnO				
MgO	12,0	13,37	7,9	1,7
CaO	18,6	13,3	14,1	17,5
Na <sub>2</sub> O	0,40	0,48	0,3	0,4
K <sub>2</sub> O	0,52	0,47	Сл.	сл.
Прочие	-	0,20	0,1	-
Сумма . . .	100,70	98,67	102,5	101,7

1 - лунная кристаллическая порода анортозитового состава с оливином, район кратера Аполлоний, "Луна-20" (Виноградов, 1972<sub>1</sub>); 2 - лунный анортозит, сильно обогащенный оливином, район кратера Аполлоний, "Луна-20" (Виноградов, 1972<sub>2</sub>); 3 - лунное анортозитовое габбро из района Моря Спокойствия, "Аполлон-11" (Wood et al., 1970<sub>1</sub>); 4 - лунный анортозит или габбро-анортозит из района Моря Спокойствия, "Аполлон-11" (Wood et al., 1970<sub>1</sub>).

Плагиоклаз из кусочков анортозита, доставленных на Землю "Луной -20", имеет также очень основной состав ( $An_{97-98}$ ). Из других минералов присутствует магнезиальный оливин. Интересной особенностью анортозитов "Луны-20" является практическое отсутствие в них ильменита, место которого занимает ульвошпинель. Отмечается присутствие в анортозите также кусочков металлического железа с высоким содержанием никеля (Виноградов, 1972<sub>2</sub>).

Лунные анортозиты (табл. 2) характеризуются очень высокой концентрацией Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, что объясняется основным составом в них плагиоклаза. Этим же объясняется высокое содержание CaO. Содержание калия в общем низкое по сравнению с его содержанием в земных образцах. Однако изучение содержания К в лунных анортозитах, доставленных кораблями "Аполлон-11, 12, 14 и 15" (Hubbard et al.,

1971), показало, что можно выделить два типа лунных анортозитов, относительно богатых и бедных калием. Анортозиты, богатые калием ( $K_2O > 0,1\%$ ), как будто бы имеют более кислый состав плагиоклаза (анортозиты "Луны-20", возможно, являются исключением), в виде аксессуариев содержат циркон, апатит, калиевый полевой шпат. Они обогащены также и редкими элементами. Бедные калием анортозиты, к которым относятся и лучше всего изученные образцы из сборов "Аполлона-11" и "Аполлона-15" (обр. 15415), имеют незначительное содержание редких элементов. Это позволило (Hubbard et al., 1971) высказать предположение о том, что выделенные по содержанию калия две группы анортозитов являются дериватами исходных расплавов, соответствующих по составу двум типам базальтов: 1) с низким содержанием калия и 2) обогащенных калием, редкими землями и фосфором.

А.П. Виноградовым (1972<sub>2</sub>) приведены очень интересные данные по температурам плавления лунных анортозитов.

"Луна-16": анортозитовое габбро, температура полного расплавления  $1434^{\circ}C$  (из трех определений); габбро. Температура полного расплавления  $1235^{\circ}C$ ;

"Луна-20": анортозито-базальт, температура полного расплавления  $1170^{\circ}C$ ; анортозитовая порода серая, температура полного расплавления  $1316^{\circ}C$  (из двух определений); моночастица анортозита, температура полного расплавления  $1451^{\circ}C$  (из двух определений), плавление начинается при  $1250-1270^{\circ}C$ ; анортозит кристаллический, температура полного расплавления  $1384^{\circ}C$  (из двух определений).

Обращает внимание гораздо более высокая температура плавления лунных анортозитов по сравнению с ассоциирующими с ними породами базальтового состава, что указывает на неэвтектоидное происхождение лунных анортозитов.

Генезис лунных анортозитов связывают с дифференциацией первичной базальтовой или норитовой магмы. Действительно, при всестороннем изучении, которому подверглись лунные образцы, выявилось много фактов, говорящих о прямой генетической связи анортозитов и базальтов. На это указывает, в частности, распределение в породах европия, которому американские ученые придают большое значение (Hargarves, Buddington, 1970). Большинство исследователей сходятся во мнении, что анортозиты представляют собой первичную лунную кору, прорванную впоследствии при вулканических процессах или при столкновении Луны с гигантскими метеоритами. Так, Вуд (Wood et al., 1970<sub>2</sub>) на основании геофизических данных подсчитал, что эта кора на Луне имеет мощность 25 км и лежит под слоем габбро.

Более позднее обобщение данных, полученных при исследовании образцов пород, доставленных космическими кораблями "Аполлон-11" и "Аполлон-16" и "Луна-16" и "Луна-20", показало, что анортозиты, по всей вероятности, генетически ближе всего связаны с норитами или веществами KREEP-K, TR, P (Lindsay, 1971). Именно при дифференциации норитов, вероятнее всего, аккумулировались кристаллы плагиоклазов и образовалась анортозитовая кора.

Предполагается, что схема образования анортозитов на Луне применима и к Земле с той лишь разницей, что на Земле позднейшие процессы метаморфизма и радиологического омоложения затушевали и сгладили процессы, происходившие на нашей планете миллиарды лет назад. Однако и на Земле анортозиты являются наиболее древними породами и вскрыты на поверхности только в цоколе древних платформ и на кристаллических щитах.

Однако не следует забывать и о различиях в строении Луны и Земли, различиях, которые во многом остаются пока необъяснимыми. Одной из загадок является повышенный тепловой поток, идущий из лунных недр, по крайней мере вдвое превышающий расчетный (Wood, 1972). Возможно, это связано с более сложным строением лунной коры, чем мы предполагаем, и с присутствием в лунной коре пород, обогащенных радиоактивными элементами. Загадкой пока остается и очень слабое магнитное поле Луны, указывающее на различное строение (или состав?) оболочек Луны и Земли. Все это надо учитывать, сопоставляя данные по анортозитам Земли и Луны.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А.П. Грунт лунных гор. — "Правда", 4 мая 1972 г. № 125.
- Виноградов А.П. Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией "Луна-20". — Геохимия, 1972, № 7.
- Hargraves R.B., Buddington A.F. Analogy between anorthosite seires on the Earth and Moon. — Icarus, 1970, 13, N 3.
- Hargraves R.B., Hollister L.S. Mineralogie and petrologic study of lunar anorthosite slide 15415, 18. Science, 1972, 175, N 4020.
- Hubbard N.J., Gast P.W., Meyer C., Nyquist L.E., Shin C., Weisman H. Chemical composition of lunar anorthosites and their parent liquids. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, 13, N 1.
- Husain L., Schaeffer O.A., Sutter J.F. Age of a lunar anorthosite. — Science, 1972, 175, N 4020.
- Lindsay J.F. Mixing models and the recognition of endmember groups in Apollo 11 and 12 soils. — Earth and Planer. Sci. Lett., 1971, 12, N 1.
- Michot P. Phenomenes geologiques la catasone profonde. — Geol. Rund., 1957, 46.
- Wilshire H.G., Schaber G.G., Silver L.T., Phinney W.C., Jackson E.D. Geologic setting and petrology of Apollo 15 anorthosite. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, 83, N 4.
- Wood J.A., Dickey J.S., Marvin U.B., Powell B.N. Lunar anorthosites. — Science, 1970, 167, N 3918.
- Wood J.A., Dickey J.S., Marvin U.B., Powell B.N. Lunar anorthosites and geophysical model of the Moon. Proceedings of the Apollo 11 Lunar science conference, v. 1. N.Y., Pergamon Press, 1970.
- Wood J.A. Thermal history and early magmatism in the Moon. — Icarus, 1972, 16, N 2.

# СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
О.А.Богатиков, А.П.Биркис. Анортозитовые провинции СССР и их минералого-петрохимические особенности . . . . .	5
Б.А.Юдин. Габбро-лабрадориты Кольского полуострова . . . . .	21
Е.В. Шарков. Массивы метагаббро-лабрадоритов-мангеритов Колвицких, Кандалакшских и Сальных тундр (Кольский полу- остров) как интрузии шовного типа зоны глубинного разлома	
А.П.Биркис, О.А.Богатиков. Анортозиты Западной Латвии ..	30
В.Н.Мошкин, И.Н.Дагелайская. Габбро-анортозитовый ком- плекс Украинского кристаллического массива . . . . .	42
С.В.Богданова. Анортозиты Волго-Уральской области . . . . .	48
Б.Г.Лутц. Анортозиты Анабарского шита . . . . .	57
Г.Н.Баженова. Анортозиты Каларского массива . . . . .	70
А.М.Ленников. Анортозиты Джугджура и ассоциирующие породы. . . . .	85 100
О.А.Богатиков. Луиные анортозиты . . . . .	113

Анортозитовые провинции СССР и их минералого-петрохимические особенности. Богати́ков О.А., Биркис А.П. Сб. "Анортозиты СССР". Изд-во "Наука", 1974 г.

В пределах СССР выделяется семь анортозитовых провинций: Кольская, Прибалтийская, Украинская, Волго-Уральская, Анабарская, Алданская, Охотская. Дается их краткая геологическая характеристика. На основе более чем 500 химических анализов проводится сопоставление их минералогии (по пересчетам на "норму") и петрохимии. Илл. 7. Библ. 5. Назв.

УДК 552.321

Габбро-лабрадориты Кольского полуострова. Юдин Б.А. Сб. "Анортозиты СССР". Изд-во "Наука", 1974.

Дается краткое описание главных габбро-лабрадоритовых массивов Кольского полуострова: Цагинского, Главного хребта Монча-Чуна-Волчьих и Лосевых тундр, Кольско-Кейвского региона, Сальных, Кандалакшских и Колвицких тундр. Приведена схема размещения интрузий габбро-лабрадоритов. Сделан вывод, что по геологическому положению, внутреннему строению и структуре, петрохимическим особенностям и металлогенической специализации габбро-лабрадоритовые массивы Кольского полуострова являются аналогами глобально развитых габбро-лабрадоритовых комплексов на всех континентах мира. Илл. 1. Библ. 21 назв.

УДК 552.321

Массивы метагаббро-лабрадоритов-мангеритов Колвицких, Кандалакшских и Сальных тундр (Кольский полуостров) как интрузии шовного типа зоны глубинного разлома. Шарков Э.В. Сб. "Анортозиты СССР". Изд-во "Наука", 1974 г.

В статье рассматривается геологическое строение трех докембрийских комплексов анортозитов-мангеритов на Балтийском щите. На основании находок эндоконтактовых эруптивных брекчий, реликтов магматических структур и минералов, наличия специфических жильных и пегматитовых образований делается вывод об их магматической природе. Исходный расплав массивов, установленный по химизму эндоконтактовых зон и путем определения средневзвешенного состава, оказался близким к кеннингиту Швеции и мегаплагиофиру Камчатки. По характеру минеральных ассоциаций оценено давление во время затвердевания комплексов, составлявшее  $8 \pm 2$  кбар и  $P_{H_2O} = 0,2 - 0,4$  кбар. Температура расплава задана его составом - не менее  $1270 - 1300^\circ\text{C}$ . Приуроченность комплексов к зонам контактов крупных блоков, их пластинообразная "сплюснутая" форма, наличие мощных наложенных зон расслаивания в том же направлении, вероятно, свидетельствуют о приуроченности этих массивов к шовным зонам глубинных разломов, имевших характер надвигов. Табл. 1. Илл. 1. Библ. 26 назв.

Анортозиты Западной Латвии. Биркис А.П., Богатиков О.А. Сб. "Анортозиты СССР". Изд-во "Наука", 1974 г.

Выделяется базитовый пояс, обрамляющий с запада Восточно-Европейскую платформу и состоящий преимущественно из крупных массивов габбро-норит-анортозитов (Украина, Белоруссия, Восточная Польша, Латвия, Финляндия). Дается краткое описание Прибалтийской провинции анортозитов, входящей в состав этого пояса. Приведены средние химические составы главных типов пород габбро-норит-анортозитовой ассоциации. Табл. 1. Илл. 1. Библ. 6 назв.

Габбро-анортозитовый комплекс Украинского кристаллического массива. Мошкин В.Н., Дагелайская И.Н. Сб. "Анортозиты СССР". Изд-во "Наука", 1974 г.

Статья, основанная на обобщении новых литературных материалов и результатов собственных исследований авторов, представляет собой краткую сводку по геологии и петрографии габбро-анортозитового комплекса Украинского кристаллического массива (УКМ). В ней рассмотрены геолого-структурное положение, возраст, строение тел и петрография комплекса. Приведены средние химические составы главных разновидностей пород и химический состав габбро-анортозитового комплекса в целом. Табл. 1. Илл. 3. Библ. 7 Назв.

Анортозиты Волго-Уральской области. Богданова С.В. Сб. "Анортозиты СССР". Изд-во "Наука", 1974 г.

Выявленные в Волго-Уральской области дораннепротерозойские габбро-норит-анортозитовые массивы - Туймазинский и Нурлатский - по петрографическому, химическому составам пород и минералов не только резко отличаются от субплатформенных габбро-норит-анортозитовых массивов Восточно-Европейской платформы, но по многим признакам могут быть отнесены к разным генетическим типам - лабрадоровому (Туймазинский) и андезитовому (Нурлатский), образовавшимся в раннеорогенный и синорогенный этапы формирования археид Волго-Уральской области. Туймазинский массив как тип пластового расслоенного тела составлен с интрузивными массивами Главного хребта Кольского полуострова и друзитами Беломорья. Нурлатский массив обнаруживает признаки метаморфогенного, ультраметаморфогенного происхождения и образовался, по-видимому, в две последовательные стадии - гранитизации основного субстрата в условиях привноса щелочей и повышения  $PO_2$  и палингенеза. На основании количественной оценки первичного "дометаморфического" состава обоих массивов и представления о различной глубинности их формирования сделано предположение о различном составе родоначальных магм массивов - андезитовом (кварцево-диоритовом) для Нурлатского и основного (базальтовом) для Туймазинского массива. Табл. 3. Илл. 4. Библ. 18 назв.

УДК 552.321

Анортозиты Анабарского шита. Лутц Б.Г. Сб. "Анортозиты СССР". Изд-во "Наука", 1974 г.

Анортозиты Анабарского шита приурочиваются к тектоническим зонам, разрывающим метаморфические комплексы гранулитовой фации. Анортозиты формируют зональные массивы с мономинеральным анортозитом в центре и периферической частью, сложенной габбро-анортозитами и горнблендитами. Одновременно со становлением анортозитовых массивов вмещающие породы в тектонических зонах подвергаются процессам повторного метаморфизма и калиевого метасоматоза с формированием мангеритов и гранитов. Мангериты образуются сопряженно с анортозитами и формируют с ними единую серию пород анортозит-мангеритового ряда. В работе приводится новый аналитический материал, включающий 34 химических анализа пород и минералов. Табл. 6. Илл. 2. Библ. 3 назв.

УДК 552.321

Анортозиты Каларского массива. Баженова Г.Н. Сб. "Анортозиты СССР". Изд-во "Наука", 1974 г.

В статье излагаются результаты исследования Каларского анортозитового массива (Олекмо-Витимское нагорье). Описаны геология, зональность массива и развитых вокруг него зон анортозитизации, минералогия, петрография и петрохимия анортозитов. Приведен ряд химических анализов пород. Генезис анортозитов Каларского массива представляется сложным. Не отвергая образования части анортозитов на расплаве, автор более подробно останавливается на процессе замещения различных вмещающих пород анортозитом. Обсуждается вопрос о физико-химических условиях, обеспечивающих процессы анортозитизации. Табл. 7. Илл. 1. Библ. 9 назв.

УДК 552.321

Анортозиты Джугджур и ассоциирующие породы. Ленников А.М. Сб. "Анортозиты СССР". Изд-во "Наука", 1974 г.

Приводится краткое описание анортозитов. Джугджур (петрография, петрохимия, геохронология). Особое внимание уделяется характеристике вмещающих метаморфических пород и ассоциирующих с анортозитами гранитоидов. Делается вывод об архейском возрасте джугджурских анортозитов и глубинном образовании гранитных расплавов. Табл. 4. Илл. 1. Библ. 30 назв.

УДК 523.34

Лунные анортозиты. Богатиков О.А. "Анортозиты СССР". Изд-во "Наука", 1974 г.

На основе опубликованных материалов по исследованию лунного грунта, доставленного на Землю космическими аппаратами "Луна-16", "Луна-20" и "Аполлон-11, 16", дается общая характеристика лунных анортозитов. Приводятся данные об их возрасте, геологических ассоциациях, петрографии, минералогии и петрохимии. Табл. 2. Библ. 12 назв.

## АНОРТОЗИТЫ

Утверждено к печати  
Петрографическим комитетом

Редактор издательства Ю.Г. Гордина  
Художник Н.В. Илларионова  
Художественный редактор С.А. Литвак  
Технический редактор Г.П. Каренина

Подписано к печати 10/IX-74 г. Т - 13231  
Усл.печ.л. 7,75. Уч.-изд.л. 8,41  
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Тираж 800 экз. Тип. зак. 1284  
Цена 84 коп.

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

84 КОИЛ.

1118