



В.И.КОВАЛЕНКО  
Н.И.КОВАЛЕНКО

# ОНГОНИТЫ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ

АКАДЕМИЯ НАУК МНР  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

---

ЗСБНХУ-ЫН ШИНЖЛЭХ  
УХААНЫ АКАДЕМИ  
СИБИРИЙН САЛВАР  
ГЕОХИМИЙН ХҮРЭЭЛЭН

БНМАУ-ЫН ШИНЖЛЭХ  
УХААНЫ АКАДЕМИ  
ГЕОЛОГИЙН ХҮРЭЭЛЭН

---

ACADEMY OF SCIENCES  
OF THE USSR  
SIBIRIAN DIVISION  
GEOCHEMISTRY INSTITUTE

ACADEMY OF SCIENCES  
OF THE MPR  
GEOLOGICAL INSTITUTE



В. И. КОВАЛЕНКО, Н. И. КОВАЛЕНКО

ОНГОНИТ  
(ТОПАЗ АГУУЛСАН  
КВАРЦАТ КЕРАТОФИР)-  
ЛИТИЙ-ФТОРЛОГ ХОВОР  
МЕТАЛТ БОРЖИНГИЙН  
СУБВУЛКАНЛОГ ТОРОЛ

МОНГОЛ-ЗОВЛОЛТИЙН  
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ  
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ  
ХАМТАРСАН ЭКСПЕДИЦИИ

Бүтээл, цуврал 15

Эрхлэх зөвлөл

ЗСБНХУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч гишүүн *Л. В. Таусон*,  
*Н. С. Зайцев* (Хариуцлагатай эрхлэгч),  
БНМАУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч гишүүн *Б. Лувсан-Данзан*,  
ЗСБНХУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч гишүүн *И. В. Лучицкий*,  
академич *В. В. Меннер*, *И. Г. Гербова*, академич *А. В. Пейве*,  
*П. П. Тимофеев*, *О. Томортогоо*, академич *А. Л. Яншин*

1976

«НАУКА» ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР

МОСКВА

В. И. КОВАЛЕНКО, Н. И. КОВАЛЕНКО

ОНГОНИТЫ—  
СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ  
АНАЛОГИ  
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ  
ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫХ  
ГРАНИТОВ

СОВМЕСТНАЯ  
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, вып. ~~15~~ 18

Редакционная коллегия:

Член-корреспондент АН СССР *Л. В. Таусон*,  
*Н. С. Зайцев* (ответственные редакторы),  
член-корреспондент АН МНР *Б. Лувсан-Данзан*,  
член-корреспондент АН СССР *И. В. Лучицкий*,  
академик *В. В. Меннер*, *В. Г. Гербова*, академик *А. В. Пейве*,  
*Б. Б. Тимофеев*, *О. Тумуртоого*, академик *А. Л. Яншин*

1976

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

V. I. KOVALENKO, N. I. KOVALENKO

ONGONITES  
(TOPAZ-BEARING QUARTZ KERATOPHYRE) —  
— SUBVOLCANIC ANALOGUE  
OF RARE-METAL LI—F GRANITES

JOINT SOVIET-MONGOLIAN  
SCIENTIFIC-RESEARCH GEOLOGICAL EXPEDITION

Transaction, vol. 15

Editorial Board:

Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences

*L. V. Tauson, N. S. Zaitsev* (Responsible Editors),

Corresponding Member of the MPR Academy of Sciences *B. Luwsan-Danzan*,

Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences *I. V. Luchitsky*,

Academician *V. V. Menner, V. G. Gerbova*, Academician *A. V. Peive*,

*P. P. Timofeev, O. Tomurtogoo*, Academician *A. L. Yanshin*

---

**Онгониты.** *Коваленко В. И., Коваленко Н. И.* Труды Совместной Советско-Монгольской экспедиции, вып. 15.

Монография посвящена описанию онгонитов, субвулканических аналогов редкометальных (танталоносных) литий-фтористых гранитов. Приведены характеристика геологического положения, минерального и химического состава онгонитов, а также распределение фтора, лития, рубидия, цезия, таллия, бериллия, олова, свинца, цинка и других элементов. Охарактеризованы процессы кристаллизации онгонитов.

Табл. 17. Илл. 60. Библ. назв. 61.

В последние годы В. И. Коваленко с сотрудниками были обнаружены сначала на территории МНР, а затем и в прилегающих районах Забайкалья весьма необычные породы, слагающие дайки либо небольшие штоки, названные им онгонитами. Эти породы по высокой концентрации в них лития, рубидия, олова, ниобия, тантала, фтора и по содержанию в них альбита, топаза, литиевых слюд весьма напоминают автометасоматически измененные гранитоидные породы («апограниты»), но по другим особенностям являются несомненно магматическими образованиями. Об этом свидетельствуют четкие секущие контакты тел онгонитов с вмещающими породами, наличие неизменных ксенолитов вмещающих пород в онгонитах, уменьшение степени раскристаллизации онгонитов от центра их тел к контактам, порфиновый облик с микрозернистой основной массой, иногда со стеклом. Альбит и калиевый полевой шпат в них не обнаруживают признаков взаимного замещения. В особенности замечательно, что такой обычно постмагматический минерал, как топаз, дает в онгонитах как вкрапленники, так и мельчайшие иголки, равномерно распределенные в основной массе. Эти признаки доказывают, что эти породы образовались за счет кристаллизации из весьма своеобразного онгонитового расплава.

Открытие онгонитов имеет большое научное значение. До сих пор считалось, что светлые слюды, топаз, альбит в гранитах всегда являются послемагматическими минералами и соответственно содержащие их граниты, среди которых особенное значение имеют редкометалльные, являются «апогранитами». Открытие онгонитов показывает, согласно В. И. Коваленко, что наряду с известными постмагматически измененными редкометалльными «апогранитами» возможно существование магматических гранитов, в которых пониженная (благодаря содержанию фтора и других летучих) температура кристаллизации обуславливает кристаллизацию непосредственно из расплава литиевых слюд, альбита, топаза.

Открытие онгонитов имеет также большое значение в связи с проблемой «метамагматизма». Крайняя бедность онгонитов фемическими компонентами свидетельствует против толкования их как простого эвтектического остатка гранитной магмы. Скорее онгониты следует рассматривать как метамагматические породы, кристаллизовавшиеся из магмы, дебазифицированной воздействием трансмагматических флюидов, кислотность которых возрастала под влиянием охлаждения и конденсации. Метамагматизм, по-видимому, имеет очень большое значение

при образовании различных типов магматических пород. Онгониты являются новым и особенно доказательным примером метамагматической дебазификации.

В книге излагаются результаты весьма обстоятельных и оригинальных исследований по геологии, минералогии, петрографии и геохимии онгонитов, которые до авторов никем не изучались. Эти данные интересны не только для теоретической петрологии и геохимии, но имеют и практическое значение, в частности, при поисках редкометальных эффузивов, которые могли возникнуть при излиянии лав типа онгонитовых. Весьма ценно, что ряд генетических проблем онгонитов освещен специальными экспериментальными исследованиями авторов, с плавлением и кристаллизацией онгонитов при высоких температурах и давлениях и при участии растворов плавиковой кислоты.

Данная книга несомненно будет интересна для широкого круга геологов, петрологов, геохимиков и специалистов по редкометальным месторождениям.

*Академик Д. С. Коржинский*

В настоящем выпуске Трудов Советско-Монгольской геологической экспедиции приводится первая наиболее полная характеристика топаз-содержащих кварцевых кератофиров (онгонитов), являющихся субвулканическими аналогами редкометальных литий-фтористых гранитов. До этой монографии некоторые особенности онгонитов описаны в ряде статей авторов. Однако предлагаемое описание этих пород не является суммированием опубликованного в статьях материала. Последний в книге практически целиком переработан в свете появившихся многочисленных новых фактов по онгонитам, дополнен ими и приведен в возможно полном виде.

Особенностью книги является отражение в ней результатов специальных экспериментальных работ по изучению поведения онгонитов при геохимических условиях, наиболее вероятных в процессе их формирования. Эти выводы значительно дополняют петрологические заключения, сделанные на основе полевых и лабораторных аналитических исследований.

Упомянутые экспериментальные работы выполнены и результаты их описаны в соответствующем разделе книги Н. И. Коваленко. Как надеются авторы, изучение онгонитов внесет некоторые новые данные как в петрологию и геохимию редкометальных гранитов, так и в разработку общей концепции возникновения и эволюции гранитоидных магм.

Изучение онгонитов проводилось не только авторами настоящей книги. Во время полевых работ они исследовались также В. С. Антипиным, Н. В. Владыкиным, М. И. Кузьминым, А. В. Гореглядом, Ц. Цэденом, Ц. Гундсамбуу, Ю. П. Цыпуковым, А. М. Гребенниковым и др. Результаты этих исследований неоднократно публиковались. Щелочные полевые шпаты онгонитов продолжают изучаться В. С. Антипиным, а акцессорные минералы Н. В. Владыкиным. И В. С. Антипин, и Н. В. Владыкин предоставили в наше распоряжение ряд своих материалов.

Многочисленные анализы онгонитов выполнены в лабораториях геохимии редких элементов (В. А. Писарская, С. А. Юрченко, С. Р. Абрамова), Л. И. Черная, Л. Д. Макагон, Л. И. Иванова), физических методов исследования (Е. В. Костюкова, А. И. Кузнецова, В. А. Легейдо, Л. Л. Петров, Е. В. Смирнова, С. Н. Арбатская) и химической лаборатории (Д. Х. Николаева) Института геохимии СО АН СССР. Методы анализа перечислены в работе [27]. Для изучения состава спеков онгонитов после их экспериментального изучения В. А. Писарской была специально разработана новая схема полумикрохимического анализа. Очень ценна для нас была возможность проведения анализов на рентгеновском микроанализаторе MS=46, которые осуществлялись В. П. Афониним и Л. А. Соломоновой. Рентгеновская диагностика фаз проводилась Л. А. Белых. Много полезного дали авторам обсуждения ряда вопросов с И. Л. Лапидесом, а также с Л. В. Чернышевым, А. И. Альмухамедовым, Д. С. Глюком, которые помимо этого оказывали каждодневную помощь в проведении экспериментов.

Онгониты, являющиеся предметом настоящего исследования, относятся к литий-фтористому геохимическому типу редкометалльных гранитоидов [27, 29]. Специальный термин «онгонит» нам пришлось ввести для обозначения субвулканической, часто порфировой разновидности редкометалльных литий-фтористых гранитов [26]. Название породе дано по вольфрамовому месторождению Онгон-Хайерхан в Монгольской Народной Республике, где она была впервые обнаружена. По химическому и минеральному составу они близки к главным разновидностям литий-фтористых гранитов, либо к натрий-литиевым пегматитам. Онгониты содержат все главные пороодообразующие (калиевый полевой шпат, альбит, кварц), второстепенные (литиевые слюды ряда сидерофиллит-лепидолит-мусковит, топаз) и акцессорные (касситерит, танталит, пироклор и т. п.) минералы альбит-лепидолитовых гранитов. Но, конечно, онгониты имеют и свои специфические особенности, связанные с их субвулканическим происхождением.

Имея в виду субвулканический облик онгонитов и их петрографический и минеральный состав, следует подчеркнуть, что они напоминают кварцевые кератофиры или альбитофиры, к которым мы их вначале формально и относили [28]. Однако онгониты в отличие от кератофиров, содержат довольно высокие концентрации топаза, литиевых слюд, иногда мусковита, а также многих редких элементов и не ассоциируют с породами спилитового семейства, не несут следов поздней альбитизации, что характерно для кератофиров [16], но в то же время характеризуются всеми признаками магматической породы. Такая специфическая порода прежде не описывалась в литературе. По предложению акад. Д. С. Коржинского, знакомившегося с онгонитами в МНР, мы ее назвали «онгонит», но обычно описываем под двойным названием «топаз-содержащий кварцевый кератофир (онгонит)», хотя, как уже говорилось, она существенно отличается от кварцевых кератофиров и составом, и геологическим положением, и ассоциацией связанных с ней пород. В настоящей книге это двойное название местами сохраняется, чаще подразумевается, даже когда для краткости пишется просто «онгонит».

Таким образом, термин «онгонит» не является названием уже известной ранее породы, встреченной в районе Онгон-Хайерхана. Это новая субвулканическая жильная магматическая порода, которая обнаружена в последнее время и в других районах развития литий-фтористых редкометалльных гранитоидов. Этим оправдывается ее собственное название по тому району, где она была впервые обнаружена.

Открытие онгонитов, являющихся субвулканическими аналогами редкометалльных литий-фтористых гранитов и пегматитов, может иметь в первую очередь принципиальное значение для суждения о генезисе последних. Известно, что до настоящего времени существуют две главные точки зрения на генезис редкометалльных литий-фтористых гранитов: метасоматическая [5, 10, 43, 36] и магматическая [42, 22]. Как правило, доводы большинства из перечисленных авторов в пользу поддерживаемой ими гипотезы основываются на одних и тех же фактах, собранных часто на одних и тех же массивах танталоносных гранитов. Разница — в интерпретации этих фактов, а также в придании большей значимости тем или другим фактам исследователями двух указанных школ. Иногда даже один и тот же факт используется и «магматистами» и «метасоматистами» как один из важных доводов в пользу только собственной концепции. В этом отношении достаточно напомнить о роли альбита в рассматриваемых гранитах. Например, О. Д. Левицкий и др. [42] указывают, что наличие включений мелкоаблитчатых (лейстовых)

зерен альбита в калиевом полево шпате и кварце является признаком ранней кристаллизации альбита из магмы с соответствующим захватом его лейст более поздними минералами (кварцем, микроклином и др.) с образованием своеобразных концентрически зональных кристаллов кварца и калиевого полевого шпата. Этот же факт А. А. Беус и другие считают доказательством «альбитизации» кварца и калиевого полевого шпата, а В. В. Матиас и другие — «позднего окварцевания альбитизированных пород». В начале своих исследований редкометалльных гранитоидов автор также «видел» альбитизацию в указанных соотношениях минералов. Такие примеры неоднозначной трактовки тех или иных наблюдений в редкометалльных гранитах можно было бы продолжить. Но всем исследователям этих образований, видимо, и так ясно, что имеющиеся расхождения во взглядах на происхождение редкометалльных гранитов обусловлены большой сложностью их петрографии и минералогии, отличиями их минерального и химического состава, структур, текстур от таковых для типичных магматических гранитов. В связи с этим сторонники метасоматической гипотезы оказались в более благоприятных условиях: им не нужно было приводить исчерпывающие доказательства метасоматического происхождения редкометалльных гранитов, поскольку среди магматических пород их аналогов просто не было. А если они не магматические, то, значит, метасоматические. Естественно, что метасоматическая гипотеза завоевала, таким образом, большую популярность и могла позволить себе не считаться с некоторыми фактами, противоречащими ей: секущие контакты, отсутствие не только выдержанной метасоматической зональности, но и часто заметного изменения состава гранитов при «апогранитном метасоматозе», близость состава некоторых «апогранитов» и гранитов и др. (ведь все равно таких магматических пород не бывает в природе!). Ясно, что одного заявления о магматическом происхождении редкометалльных гранитов далеко еще не достаточно, чтобы эта гипотеза могла конкурировать с метасоматической.

Попытку создания такой гипотезы сделал один из авторов со своими коллегами на основе изучения литий-фтористых редкометалльных гранитов Монголии с учетом появившихся экспериментальных работ по системам с фтором, литием и т. п. [21, 23, 24]. В соответствии с этой гипотезой редкометалльные литий-фтористые граниты сформировались из остаточного подкисленного апотектического [39] гранитного расплава при кристаллизации минералов одновременно из расплава и флюида в условиях повышенной активности фтора.

Находка онгонитов, как субвулканических аналогов литий-фтористых редкометалльных гранитов, открывает новую страницу в дискуссии магматистов и метасоматистов. Теперь магматисты могут утверждать, что магматические породы, близкие по составу к литионит-амазонит-альбитовым апогранитам с минералами тантала и ниобия, в природе существуют, т. е. выявлением онгонитов доказываемая физическая вероятность магматического происхождения пород аналогичного состава. Но все ли эти породы магматические? Ведь они часто отличаются по ряду вещественных и особенно текстурно-структурных особенностей от онгонитов. Значение онгонитов проявляется, по-видимому, еще и в том, что они могут служить «магматической» моделью для решения многих спорных генетических вопросов: могут ли сосуществовать в гранитном расплаве альбит и калиевый полевой шпат, топаз и литиевые слюды; могут ли при кристаллизации онгонитового расплава образоваться неравномерные и сложные структуры и текстуры, характерные для танталоносных гранитов; могут ли и как из гранитного расплава образоваться богатые многими редкими элементами расплавы литий-фтористых гранитов и т. п. Все эти вопросы в той или иной степени рассмотрены в настоящей монографии.

Специальный раздел посвящен экспериментальным исследованиям онгонитов при повышенных температурах и давлениях. Эти исследования исключительно важны в современной петрологии не только потому, что они проверяют на «достоверность» те или иные представления, но и в связи с возможностью получения принципиально новых фактов, углубляющих эти наши представления. Во многих случаях это единственный путь получения физико-химической информации об интересующих нас процессах.

Наконец, онгониты указывают на вероятность находок редкометалльного оруденения в эффузивах и субвулканических образованиях, что расширяет сферу поисков такого рода сырья. В этом несомненное практическое значение находки онгонитов.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ФОРМА И СТРОЕНИЕ ТЕЛ ОНГОНИТОВ

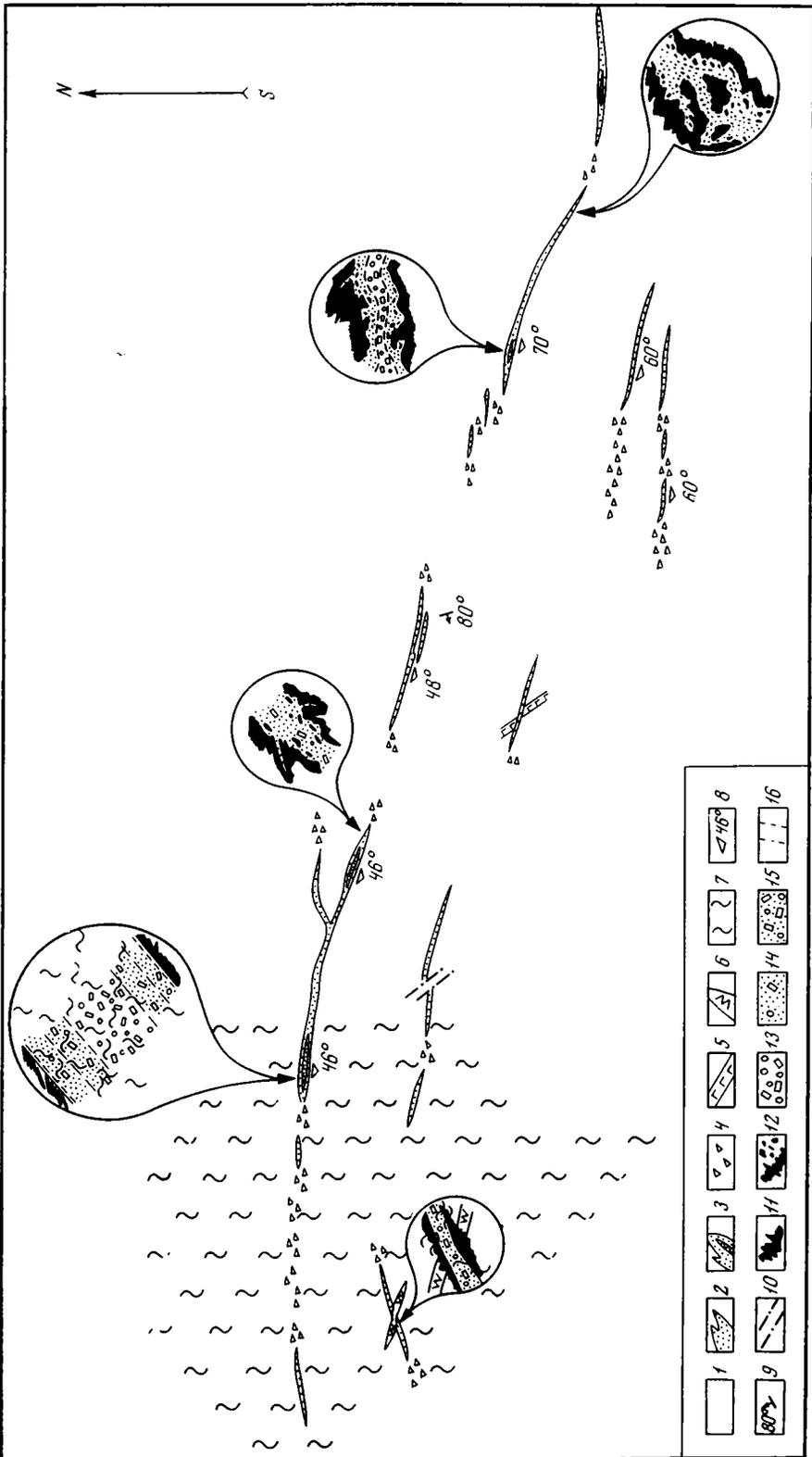
В настоящее время известно несколько районов проявления тел онгонитов. Первая их находка была осуществлена в районе вольфрамового месторождения Онгон-Хайерхан в Центральной Монголии (в 200 км к юго-западу от Улан-Батора). Затем дайки онгонитов были встречены в северо-западном экзоконтакте Бага-Газрынского гранитного массива, в 100 км южнее вольфрамового месторождения Онгон-Хайерхан (МНР). На наличие здесь даек пород, сходных с онгонитами, впервые указал нам монгольский геолог Ч. Буян. В пределах Забайкалья (СССР) онгониты слагают Ары-Булакский шток. Нам удалось познакомиться также с образцами белых альбитсодержащих гранит-порфиров с ранними идиоморфными вкрапленниками топаза из района Мариенберг (ГДР, Рудные Горы), о которых сообщил П. Оссенкопф. Судя по их составу и структуре, данные гранит-порфиры также близки к онгонитам.

Можно с уверенностью сказать, что упомянутыми находками распространенность онгонитов не ограничивается. И одна из задач этой книги заключается как раз в привлечении внимания геологов к онгонитам, которые, по-видимому, могут достаточно легко пропускаться при полевых исследованиях.

### ОНГОНИТЫ ОНГОН-ХАЙЕРХАНСКОГО ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Онгон-Хайерханское вольфрамовое месторождение пространственно тяготеет к Онгон-Хайерханскому массиву гранитов стандартного геохимического типа, входящего в Их-Хайерханскую группу массивов мезозойских гранитов, которые образуют цепочку (ствол) северо-западного простирания. Этот район приурочен к южной периферии Хангай-Хентейской герцинской зоны [13, 17], на которую наложены более молодые мезозойские структуры. В частности, по данным М. С. Нагибиной [27], Их-Хайерханский ствол гранитоидных массивов стандартного геохимического типа в юго-восточной своей части располагается в Их-Хайерханском раннемезозойском прогибе, входящем в Дашибалбаро-Северо-Чойбалсанскую систему прогибов, а в северо-западной части (в том числе интересующий нас Онгон-Хайерханский массив) — в пределах раннемезозойского Хэнтэйского поднятия. В общей схеме раннемезозойского магматизма Монголо-Охотского пояса Их-Хайерханский ствол гранитов размещается в зоне «распыленного» магматизма, находящейся между зоной батолитовых интрузий гранодиорит-гранитного состава и периферической зоной вулcano-плутонических комплексов повышенной щелочности [18, 29].

Наиболее подробно Онгон-Хайерханский гранитный массив и одноименное вольфрамовое месторождение (открыто в 1953 г. Н. И. Пономаревой и С. Ф. Военушкиным) исследовались в процессе геологопоисковых и разведочных работ И. Ф. Ануфриевым, А. Ф. Кургузкиным, Ю. П. Цыпуковым, Э. П. Суманевым, Ю. Г. Поповым, Ю. Г. Дюдяевым, В. М. Филатовым, А. И. Гришко, И. А. Нечаевой и др. По данным



1	2	3	4	5	6	7	8
9	10	11	12	13	14	15	16

перечисленных исследователей, в геологическом строении рассматриваемого района принимают участие следующие стратиграфические комплексы пород (от древних к молодым): 1) условно среднепалеозойские породы (хэнтэйская серия), разделенные на нижнюю и верхнюю толщи, представленные в основном песчаниками и алевролитами; 2) триасовые андезиты, липарито-дациты и их туфы; 3) юрские конгломераты; 4) верхнемеловые и палеогеновые конгломераты, гравий, пески, глины; 5) четвертичные породы.

Среди интрузивных пород в районе выделены верхнепалеозойские гранитоиды, раннемезозойский комплекс малых (дайковых) интрузий порфиоров-порфиритов и ранне- и позднемезозойские граниты.

Дайковые породы, относящиеся к раннемезозойскому комплексу малых интрузий, слагают в районе поле, расходящееся к востоку на два отдельных пояса. Эти пояса протягиваются к востоку от месторождения на 16 км при ширине до 3 км. Дайки представлены андезитовыми и диоритовыми порфиритами, мелкозернистым габбро, лампрофирами и гранит-порфирами. Последовательность их внедрения — от более основных к кислым. Породы дайкового комплекса прорывают верхнепалеозойские гранитоиды и триасовые вулканиты и в районе Их-Хайерханского вольфрамового месторождения (данные У. А. Корчагина) срезаются гранитами позднемезозойского возраста.

Раннемезозойские граниты в пределах интересующего нас района слагают Онгон-Хайерханский массив. Они прорывают осадочные толщи среднепалеозойской хэнтэйской серии и перекрываются меловыми осадочными породами. Калий-аргоновый возраст по биотиту позволяет отнести их к раннемезозойскому интрузивному циклу [27].

Дайки онгонитов располагаются в 10 км к востоку от Онгон-Хайерханского гранитного массива в пределах одноименного вольфрамового месторождения. Они концентрируются на площади штокверкового участка месторождения, выходя за его пределы к востоку. Дайки расположены среди серых и зеленовато-серых песчано-алевролитовых пород верхней толщи среднепалеозойской хэнтэйской серии. Осадочные толщи слабо метаморфизованы, а их слои часто смяты в крутые складки, иногда симметричной формы. Простираание осевых поверхностей складок запад-северо-западное. Соответственно, простираание слоев от западного до северо-западного, падение их южное, либо юго-западное с углами 25—30°.

Мощность отдельных слоев толщи 0,5—2,0 м. Кроме онгонитов, осадочные толщи на месторождении прорваны уже упомянутыми выше многочисленными дайками основных, средних и кислых пород. Дайки онгонитов четко пересекают жилы мелкозернистых габброидов триасового комплекса малых интрузий (рис. 1).

Рис. 1. Схема расположения даек онгонитов

- |   |  |  |
|---|--|--|
| 1 — алевролиты и сланцы среднепалеозойского возраста;                       | 7 — кварц-топаз-слюдяной штокверк с прожилками грейзенов с вольфрамитом и касситеритом (участок Штокверковый); | 12 — ксенолиты вмещающих пород в онгонитах;                        |
| 2 — мелкозернистые закаленные онгониты;                                     | 8 — элементы залегания даек;   | 13 — онгониты с большим количеством вкрапленников;                 |
| 3 — закаленные онгониты с более раскристаллизованными центральными частями; | 9 — элементы залегания вмещающих пород;  | 14 — закаленные онгониты;  |
| 4 — высыпки даек онгонитов;   | 10 — зоны дробления. При детализации (увеличено в 40 раз);   | 15 — промежуточные по степени закристаллизованности онгониты;      |
| 5 — дайки габбро;   | 11 — вмещающие песчаники и алевролиты;   | 16 — границы зон онгонитов с разной степенью закристаллизованности |
| 6 — кварц-вольфрамитовые жилы;  |  |  |

Соотношения онгонитов с гранитами Онгон-Хайерханского массива не установлены, поскольку с приближением к массиву они выклиниваются. Калий-аргоновый возраст онгонитов и гранитов достаточно близок, что позволяет те и другие рассматривать в качестве раннемезозойских образований [27]. Однако глубина формирования этих пород, скорее всего, существенно разная. Если граниты, равномернозернистые породы, типичны для гипабиссальных массивов с их сравнительно медленным режимом охлаждения и кристаллизации, то онгониты представляют собой дайковые порфиновые или стекловатые породы, характерные для субвулканических образований. Интересно отметить, что кровля Онгон-Хайерханского массива полого погружается к востоку, как раз под породы месторождения. Гравиметрическими работами под месторождением предполагаются граниты типа Онгон-Хайерханских на глубине 600 м. Если это так, то онгониты могут рассматриваться как субвулканические образования над массивом гранитов, отделенные от последних глубиной до 600 м.

В пределах штокверкового участка дайки онгонитов пересекаются многочисленными (близкими к цвиттерам) прожилками кварцевого и кварц-слюдистого состава с топазом, литиевым мусковитом, вольфрамитом, реже касситеритом [25]. Их скопление и образует штокверковый участок. Онгониты секутся также и некоторыми кварц-вольфрамитовыми жилами. Несомненно, что рудные жилы образовались позже даек онгонитов. Но все же штокверковое и жильное оруденение не является одновременным на месторождении. Прожилки из штокверка четко пересекают кварц-вольфрамитовые жилы. Видимо, в ранний этап образовались обычные кварц-вольфрамитовые жилы, характерные и для других массивов стандартных гранитов, а в более поздний этап — штокверковое вольфрамовое оруденение со специфическим литий-тантал-оловянным геохимическим оттенком, генетически связанное с гранитами литий-фтористого типа. Проявлением последних на современной эрозионной поверхности, видимо, являются рассматриваемые дайки онгонитов.

Расположение даек онгонитов Онгон-Хайерханского месторождения показано на рис. 1. Они имеют субширотное простираение при падениях в южных румбах и косо секут простираение вмещающих слоев песчаников и алевролитов хэнтэйской серии. Имеются две субпараллельные полосы даек онгонитов: южная и северная. В южной полосе дайки маломощные (до 20—30 см), сравнительно короткие (до 100 м) и слабо раскристаллизованные. В северной полосе дайки онгонитов более мощные (до 2,0 и даже 2,5 м), более протяженные (до 200—450 м) и в значительной степени раскристаллизованные в центральных частях.

С востока на запад в северной полосе мы выделяем дайку Амазонитовую, затем дайку Промежуточную и наконец дайку Штокверковую. Самая восточная Амазонитовая дайка является второй по величине после Штокверковой, простираясь на 200 м (см. рис. 1). В целом она имеет простое линейное строение, осложненное в некоторых участках наличием апофиз и многочисленных ксенолитов вмещающих пород. В восточной половине дайка имеет субширотное простираение с приблизительно параллельными контактами и с двумя слабо проявленными пережимами. В пережимах мощность ее составляет 0,9—1,3 м, а в раздувах достигает 2,5 м. Контакты онгонитов с вмещающими алевролитами везде резкие, приваренные, хотя и далеко не всегда прямолинейные. Породы как бы отрезаны друг от друга тонким лезвием ножа. Линия непосредственного контакта онгонитов и вмещающих алевролитов в этом участке дайки может быть волнистой, местами почти прямолинейной и значительно реже — с резкими заливами и апофизами во вмещающие породы. Сравнительно редко в эндоконтактных частях онгонитов встречаются ксенолиты алевролитов. Как правило, они мелкие (не боль-

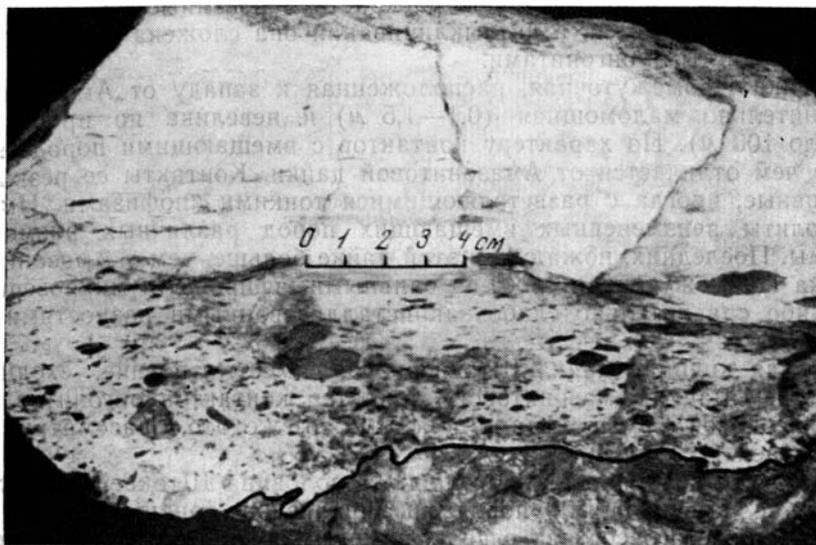


Рис. 2. Ксенолиты алевролитов (черное) и песчаников (серое) в эндоконтакте дайки онгонита (белое). Внизу — контакт онгонитов и песчаников. Фото С. И. Прокопчука

ше 1—2 см в поперечнике, редко до 30 см) (рис. 2). Редкие более крупные ксенолиты ориентированы своей вытянутостью вдоль контактов.

Как правило, ксенолиты в онгонитах представляют породы, которые непосредственно вмещают онгониты. В одном случае встречен ксенолит среднезернистых апогранитных кварц-мусковитовых грейзенов, которые отсутствуют среди окружающих вмещающих пород. Видимо, этот ксенолит привнесен из глубины.

Дайка имеет симметричное внутреннее строение: внешние зоны ее вдоль обоих контактов имеют сливной, микрозернистый, часто флюидальный облик (ближе к контакту), а к центру в онгонитах постепенно возрастает количество вкрапленников, и они становятся все более раскристаллизованными. Флюидальность афировых онгонитов четко повторяет линию контакта, а иногда, обтекая ксенолиты, имеет завихрения и даже разрывы. Приконтактные алевролиты и даже алевролиты из мелких ксенолитов в онгонитах, макро- и микроскопически совершенно не изменены (иногда ороговикованы). В некоторых случаях во вмещающих экзоконтактных алевролитах отмечались тончайшие (до 1 мм) прожилки флюорита, которые в онгониты не продолжались.

По направлению к западу дайка Амазонитовая меняет свое простирание с широтного на северо-западное. В месте ее перегиба имеются два крупных ксенолита алевролитов и множество мелких. Южная ветвь дайки в рассматриваемом участке перегиба сложена сливным микрозернистым онгонитом, два северных ее рукава имеют симметричное строение с закаленными микрозернистыми эндоконтактовыми зонами (мощностью 5—10 см) и постепенным увеличением степени раскристаллизованности к их центрам. В северо-западном направлении дайка постепенно выклинивается.

В одном случае здесь наблюдался резкий контакт между закаленными эндоконтактовыми афировыми онгонитами и более раскристаллизованными их разностями. Видимо, этот факт свидетельствует о поступательном движении расплава онгонита в полости трещины и после частичного его застывания вдоль эндоконтакта, в связи с чем появляются, хотя и редкие, срывы зон онгонитов разной степени закристаллизованности. По направлению к северо-западному окончанию дайки

постепенно исчезают все более раскристаллизованные онгониты, мощность ее уменьшается, а на выклинивании она сложена исключительно микрозернистыми онгонитами.

Дайка Промежуточная, расположенная к западу от Амазонитовой, сравнительно маломощная (0,1—1,5 м) и невелика по простиранию (около 100 м). По характеру контактов с вмещающими породами она мало чем отличается от Амазонитовой дайки. Контакты ее резкие, интрузивные, иногда с разветвляющимися тонкими апофизами. Имеются ксенолиты неизмененных вмещающих пород различных размеров и формы. Последних, пожалуй, в этой дайке больше, чем в Амазонитовой. Дайка Промежуточная сложена сливными, афировыми микрозернистыми либо сравнительно слабо закристаллизованными разностями онгонитов.

Самая крупная дайка Штокверковая имеет строение, сходное со строением дайки Амазонитовой. Характер контактов онгонитов дайки Штокверковой с вмещающими породами тот же, что у рассматриваемых ранее даек.

Как уже говорилось, вся западная половина Штокверковой дайки, вместе с вмещающими породами, пронизана тонкими прожилками кварц-слюдистого состава с вольфрамовым и оловянным оруденением. Мощность прожилков редко превышает 0,5 см. Иногда они пересекают друг друга в разных направлениях. Обычно оторочки прожилков сложены светлой слюдой, а центр — кварцем с вольфрамитом. Заметного метасоматического воздействия прожилков на онгониты не отмечено даже на расстоянии 0,5—1 см от каждого из них. Мощность их в онгонитах остается такой же, как и во вмещающих породах. В некоторых случаях, когда прожилки непосредственно пересекали вкрапленники полевых шпатов онгонитов, последние серицитизированы и иногда флюоритизированы.

#### ОНГОНИТЫ БАГА-ГАЗРЫНСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА

Район располагается в южной части варисской Хангай-Хэнтэйской геосинклинальной зоны [17, 13], отнесенной последними из цитируемых авторов к моногеосинклиналям. Хангай-Хэнтэйская зона разделена на ряд синклинириев, между которыми располагаются поперечные поднятия. Главными стратиграфическими элементами тех и других являются нижнепалеозойская харинская серия терригенных осадочных пород, а также среднепалеозойская хэнтэйская толща, упоминавшаяся уже при характеристике Онгон-Хайерханских онгонитов. В этой зоне имеются также более локально развитые пермские толщи, относящиеся к орогенным формациям варисцид. В пределах одного из таких полей пермских пород располагается раннемезозойский Бага-Газрынский массив гранитов литий-фтористого геохимического типа, подробно описанный нами ранее [27].

Пространственно тяготеющие к гранитному массиву дайки онгонитов залегают преимущественно в пермских осадочно-вулканогенных толщах. Бага-Газрынский гранитный массив и дайки онгонитов отнесены нами к раннемезозойскому интрузивному циклу и расположены в зоне распяленного гранитного магматизма северо-восточного ареала, относящегося к Монголо-Охотскому поясу [18, 29].

Дайки онгонитов расположены в западном экзоконтакте массива среди пермских песчаников темно-серого цвета, реже конгломератов, туфопесчаников, туфов, в той или иной степени ороговикovaných под воздействием массива. Ориентировка слоев вмещающих пород субмеридиональная до северо-восточной с общим падением в западном и северо-западном направлении. Эти общие элементы залегания осадочных

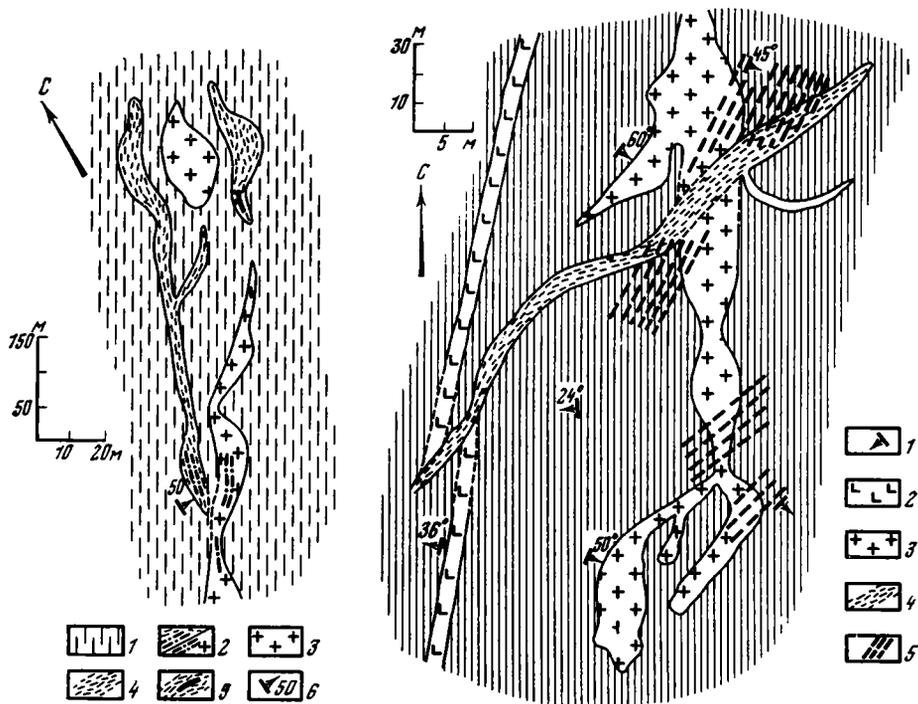


Рис. 3. Дайки онгонитов в южной части южного участка района Бага-Газрынского массива

- |  |   |
|--|---|
| 1 — вмещающие песчаники;                                     | 4 — флюидальные афировые онгониты;                        |
| 2 — афировые и порфириновые онгониты с зонами расланцевания; | 5 — жилные тела кварц-мусковитовых грейзенов в онгонитах; |
| 3 — порфириновые онгониты;                                   | 6 — элементы залегания дайки онгонитов                    |

Рис. 4. Дайки онгонитов в северной части южного участка района Бага-Газрынского массива

- |  |                                     |
|--|-------------------------------------|
| 1 — вмещающие песчаники и их элементы залегания; | 3 — порфириновые онгониты;          |
| 2 — микрофельзитовые дациты;                     | 4 — афировые флюидальные онгониты;  |
|  | 5 — зоны тонкопрожилковых цвиттеров |

пород иногда нарушаются за счет их мелкой флексуобразной складчатости.

В целом известные выходы даек онгонитов образуют единую субмеридиональную систему, трассирующуюся одной линией. Однако дайки нередко прерываются, а иногда их трудно проследить из-за неудовлетворительной обнаженности некоторых участков. Учитывая все это, можно выделить пока два их участка: южный и северный (рис. 3, 4).

Обычно наблюдаются две субпараллельные дайки онгонитов, имеющие многочисленные апофизы, раздувы, пережимы и протягивающиеся почти на 600 м при мощности от полуметра в пережимах до 20 м в раздувах. Они ориентированы в целом согласно со слоистостью пермских осадочных толщ и используют, видимо, для своего внедрения ослабленные зоны вдоль слоистости и в меньшей степени диагональные северо-восточные трещины осадочных пород. Рельеф участка является мелкопочным с врезами долин на 10—20 м по отношению к вершинам холмов. Дайки заметно увеличивают свою мощность на вершинах холмов и уменьшают ее в понижениях. В связи с этим не исключено, что они имеют линейную грибообразную форму с тонкой ножкой, протягивающейся вдоль простирания даек на глубине. Об этом же свидетельствуют

элементы залегания флюиальности онгонитов в раздувах, которая падает часто под дайку. В отличие от онгонитов Онгон-Хайерхана породы здесь имеют слабо меняющуюся степень закристаллизованности.

Западная дайка сложена белыми афировыми онгонитами. В эндоконтактных частях ее отмечаются разности с тонкой флюиальностью, согласной с поверхностью контакта. Афировыми же онгонитами сложено небольшое северо-восточное тело. Восточная дайка и северное небольшое тело эллиптической формы в плане представлены порфиrowыми онгонитами. В некоторых эндоконтактных участках этих тел степень закристаллизованности онгонитов несколько снижается, но афировых разностей не наблюдается.

Контакты всех тел онгонитов с вмещающими породами резкие, интрузивные. В отдельных участках онгониты содержат многочисленные ксенолиты вмещающих пород, благодаря чему, напоминают иногда эруптивные брекчии. Существенных изменений вмещающих пород как в экзоконтакте даек, так и в ксенолитах самых разных размеров не отмечено.

В южных частях тел как афировых, так и порфиrowых онгонитов имеются зоны расщепления пород, простирающиеся вдоль даек. В этих участках отмечаются новообразованные агрегаты светло-зеленого мелкочешуйчатого мусковита, развивающегося в основной массе (в виде петельчатого прожилковидного агрегата) и по вкрапленникам калиевого полевого шпата (в виде псевдоморфоз) вплоть до образования грейзенов.

К северу описываемые тела онгонитов выклиниваются, а затем появляются снова. Схематический план их представлен на рис. 4. Здесь онгониты пересекают раннюю дайку микрофельзитовых дацитов. Отмечается также, что дайка порфиrowых онгонитов сечет афировые онгониты.

Общее падение тел онгонитов восточное (по направлению к Бага-Газрынскому гранитному массиву), в связи с чем они по падению, по видимому, пересекают слоистость вмещающих толщ. Дайка афировых онгонитов и по простираению является четко секущим интрузивным телом. Контакты обоих даек с вмещающими породами резкие, секущие. В дайках имеется много ксенолитов вмещающих ороговикованных песчаников размерами от нескольких миллиметров до 30 см и даже более. Часто они имеют обломочную угловатую форму, но бывают и округленные, как бы оплавленные ксенолиты. Ориентировка слоистости в слагающих их породах беспорядочная, но направление удлинения ксенолитов обычно совпадает с направлением линии контакта. Весьма вероятно, что в таких случаях ксенолиты двигались в вязкой среде онгонитовой магмы.

Имеются случаи, особенно в западном контакте южной части дайки порфиrowых онгонитов, когда вмещающие породы в зоне контакта разбиты многочисленными трещинами в самых разных направлениях, а трещины залечены апофизами и прожилками онгонитов (с резкими контактами) мощностью от нескольких миллиметров до 10 см. Цементированные онгонитами блоки имеют резкие углы, и ориентировка слоистости песчаников в них сохраняется близкой к таковой во вмещающих породах или отличается от нее небольшими углами. В данном случае создается впечатление, что онгонитовый расплав только раздвигал взломанные блоки вмещающих пород, не перемещая их значительно от первоначального положения.

Контактных изменений вмещающих пород как в ксенолитах, так и в экзоконтакте практически нет. В дайках в зоне эндоконтактных онгонитов мощностью 10—20 см появляется флюиальность, проявляющаяся в виде тонкоплойчатых полос, вытянутых параллельно контактам дайки. Наиболее четко флюиальность онгонитов проявлена в непо-

средственном эндоконтакте, где хорошо видно, что она обтекает все препятствия в виде выступов или ксенолитов вмещающих пород и имеет облик застывшего струйчатого потока. При удалении от контактов дайки флюидалность проявляется все слабее и на расстоянии 20—25 см практически исчезает.

На рассматриваемом участке как вмещающие песчаники, так и оба тела онгонитов пересечены многочисленными маломощными прожилками цвиттеров [25]. Системы прожилков приурочены в целом к той же системе трещин северо-восточного простирания, которая уже была частично использована при внедрении даек онгонитов и их апофиз. Падение прожилков цвиттеров юго-восточное. Мощность отдельных прожилков — от нескольких миллиметров до 5, редко 10 см. Они концентрируются в зоны мощностью до 20 м, в которых отмечается до 10—15 прожилков на каждый погонный метр. Контакты прожилков и с онгонитами, и с вмещающими породами резкие, но с явными признаками замещения тех и других. В некоторых наиболее мощных прожилках цвиттеров четко проявлена метасоматическая зональность, когда периферическая зона биотитовых цвиттеров к центру прожилка с резкой границей сменяется кварц-топазовой зоной, а та в свою очередь — кварцевой зоной. Цвиттеры здесь несут касситеритовое, реже вольфрамитовое оруденение.

### АРЫ-БУЛАКСКИЙ ШТОК ОНГОНИТОВ

Под названием Ары-Булакский шток альбитизированных, каолинизированных и окварцованных кварцевых порфиров<sup>1</sup> он был кратко описан Б. А. Гайворонским и А. М. Гребенниковым [9]. Летом 1973 г. этот массив был осмотрен нами совместно с Д. С. Коржинским и А. М. Гребенниковым. Было четко выяснено, что слагающие массив кварцевые порфиры являются полными аналогами онгонитов, проявления заметной альбитизации и окварцевания в которых не отмечается. Указанная предыдущими исследователями каолинизация пород, иногда сопровождающаяся обильным флюоритом, проявлена в некоторых разностях афировых онгонитов, особенно в зоне эндоконтакта.

Схема геологического строения Ары-Булакского массива, по данным Б. А. Гайворонского, приведена на рис. 5. Массив прорывает и ороговиковывает осадочные и вулканогенные породы усть-борзинской свиты нижнего — среднего девона, представленные известняками, метаэффузивами, сланцами и песчаниками. В виде отдельных выходов сланцы этой свиты обнажены в южном экзоконтакте массива. Контакты онгонитов со сланцами усть-борзинской свиты подсечены некоторыми из тринадцати поисковых скважин глубиной 37—71 м.

В остальных частях зоны контакта закартированы покровы базальтоидов условно позднюрского возраста, причем выходы их имеются к западу и северо-западу от массива, а в других местах они фиксируются локальными магнитными аномалиями под рыхлыми отложениями. Видимо, эти базальтоиды прорываются онгонитами рассматриваемого массива.

Массив онгонитов образует шток площадью выхода около 1,2 × 0,7 км. В плане он имеет форму эллипса, вытянутого в меридиональном направлении. Характер его морфологии на глубине еще до конца не выявлен. По некоторым данным считается, что восточный контакт массива имеет западное погружение под углом 20—30°, а южный и западный контакты падают более круто (углы 40—50°).

<sup>1</sup> При дальнейшем описании этих пород в основном по данным Б. А. Гайворонского они именуются онгонитами.

Отмечается зональное строение Ары-Булакского массива. Его центральные части сложены белыми порфировыми онгонитами с наибольшей степенью закристаллизованности. В зоне всего эндоконтакта с видимой мощностью до 100 м порфировые онгониты постепенно переходят в закаленные афировые разности при прогрессивном уменьшении размеров и содержаний вкрапленников по направлению к контакту. Следует отметить, что выходы эндоконтактовых афировых онгонитов имеют большое сходство с выходами обычных кислых эффузивов. В частности, для них характерна тонкоплитчатая или скорлуповатая отдельность, которая нередко субпараллельна направлению часто отмечающейся флюидалности пород. В афировых онгонитах южного экзоконтакта автором наблюдались многочисленные ксенолиты орговикованных глинистых сланцев. Ксенолиты имели размеры от 2—3 мм до 8—10 см

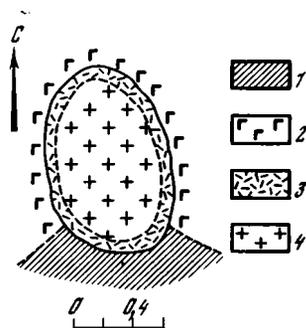


Рис. 5. Схема геологического строения Ары-Булакского массива онгонитов, по Б. А. Гайворонскому

- 1 — осадочные и вулканогенные породы усть-борзинской свиты нижнего-среднего девона;
- 2 — позднеюрские базальтоиды;
- 3 — афировые эндоконтактовые онгониты;
- 4 — порфировые онгониты

и разнообразную форму. Чаще всего они имели вытянутую вдоль сланцеватости форму, иногда обломочную с резкими углами. Сланцеватость пород в ксенолитах ориентирована в разных направлениях. Как правило, породы даже в самых мелких ксенолитах практически не затронуты метасоматическими изменениями. В более редких случаях в сланцах ксенолитов отмечено развитие фиолетового флюорита. В онгонитах имеются редкие маломощные прожилки светлого кварца и флюорита.

## ВЫВОДЫ

Подводя краткие итоги геологическому описанию проявлений онгонитов, нельзя не отметить, что они имеют все геологические признаки магматических пород. Слагаемые ими дайковые или штокообразные тела имеют резкие секущие контакты с четкими апофизами и многочисленные ксенолиты обычно неизмененных вмещающих пород, часто повернутые в процессе движения онгонитового расплава. Яркими геологическими свидетельствами кристаллизации онгонитов из расплава являются увеличение их степени закристаллизованности от периферии к центру тел, наличие эндоконтактовых зон закаленных афировых стекловатых онгонитов, а также проявление флюидалности в них как результата следов течения вязкого расплава в полости трещины. Ряд факторов свидетельствует о том, что онгониты сформировались в приповерхностных субвулканических условиях. На это указывают порфировый или микрозернистый до стекловатого облик онгонитов, формы залегания слагаемых ими тел, отсутствие заметного взаимодействия с вмещающими породами, наличие флюидалности в афировых онгонитах и т. п. Все это — признаки быстрого охлаждения и кристаллизации вязкого силикатного онгонитового расплава в субвулканических условиях.

Ряд наблюдений контактовых пород в телах онгонитов хорошо увязывается с предположением о механическом воздействии онгонитового

расплава на вмещающие породы: последние раздвигаются, иногда взламываются и перемещаются в онгонитах. Иногда даже вкрапленники собственных минералов раздавливаются вязким расплавом, а местами расплав срывает участки быстро застывших закаленных онгонитов.

Очевидно, часть онгонитов образовалась при последовательной кристаллизации сравнительно гомогенного расплава, поскольку в них намечается увеличение степени закристаллизованности от периферии к центрам тел (Онгон-Хайерхан). В других случаях кристаллизация расплава начиналась в глубинном очаге, а затем происходило внедрение онгонитовой магмы, частично уже закристаллизованной (Бага-Газрын).

Наконец, геологические наблюдения позволяют утверждать, что из наложенных послемагматических метасоматических явлений в онгонитах проявлены цвиттеры и мусковитовые грейзены, которые являются характерными и для обычных массивов редкометальных литий-фтористых гранитов [27].

Макроскопически онгониты представляют собой главным образом белые, реже светло-кремовые или светло-голубые плотные породы с раковистым изломом. Обычно это порфиновые породы с переменным содержанием вкрапленников вплоть до их полного исчезновения в афировых разностях. Последние, как и основная масса (ОМ) порфиновых онгонитов, являются афанитовыми. Кроме главных структурных разностей онгонитов (порфиновых и афировых), среди них могут быть выделены разновидности по составу слюд (биотитовые, мусковитовые, литиево-фенгитовые), по характеру калиевого полевого шпата (амазонитовые, микроклиновые, санидиновые), по содержанию фтора (богатые фтором и бедные). Но все эти разновидности часто присутствуют в одном и том же теле. В связи с этим дается их общее петрографическое описание.

Главными минералами онгонитов являются альбит, калиевый полевой шпат и кварц, второстепенными — топаз и слюда. Кроме них, в качестве аксессуарных в онгонитах установлены флюорит, гранат, циркон, ильменит, колумбит-танталит, касситерит, пирит. В породах Ары-Булакского массива Б. А. Гайворонским дополнительно указываются магнетит, сфен, вольфрамит и апатит, но в весьма небольших количествах. В ряде протолок онгонитов Амазонитовой дайки отмечены единичные зерна эгирина. Вкрапленники онгонитов сложены, как правило, главными и второстепенными минералами.

### МИНЕРАЛЫ ВКРАПЛЕННИКОВ ОНГОНИТОВ

**Альбит.** Вкрапленники альбита образуют удлиненные мелкопластинчатые призматические зерна (см. микрофото, рис. 1). Габитус их определяется соотношением длины кристаллов вдоль (010) к их ширине, равным в среднем 5. В наиболее крупных вкрапленниках альбита соотношение этих размеров уменьшается до 3 и даже 2, в связи с чем они приобретают форму более изометричных таблиц. Как правило, грани (010) вкрапленников альбита прямолинейные, ровные, а грани (001) иногда имеют ряд уступов. Форма порфиновых выделений альбита в онгонитах иллюстрируется рис. 6, 7. Средние размеры их — ширина, или перпендикуляр между ближайшими гранями (010) — колеблются от 0,06 до 0,15 мм. Среднее содержание вкрапленников альбита находится в зависимости от степени закристаллизованности пород. В наименее закристаллизованных породах оно составляет 2—5%, а в порфиновых онгонитах достигает 25—36%.

Вкрапленники альбита чаще всего двойникованы по альбитовому закону. Состав их для онгонитов даек Амазонитовой и Штокверковой, определенный на федоровском столике, близок к № 3—6 ( $Nm: \perp 001 = 30-32^\circ; 2V = 76-80^\circ$ ), реже достигая № 8. Аналогичный состав альбита  $N 5 \pm 2$  устанавливается по показателю преломления стекла ( $1,4905 \pm 0,0015$ ), полученного плавлением отдельных кристаллов аль-

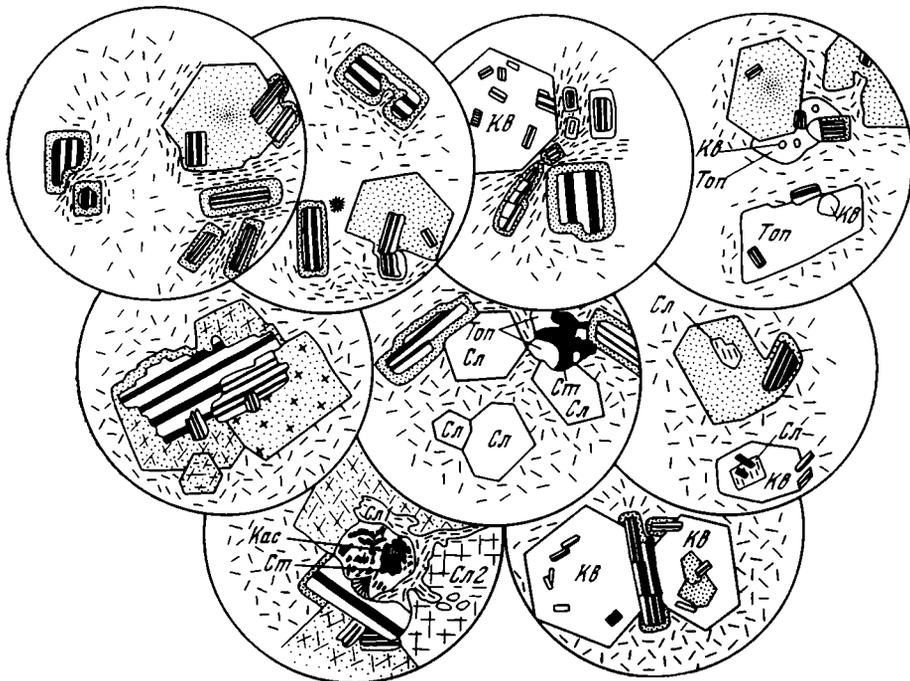


Рис. 6. Соотношения минералов-вкрапленников онгонитов между собой и с веществом основной массы (базиса)

Таблитчатые удлинненные кристаллы, заштрихованные продольными полосами,— альбит (Аб); таблитчатые изометричные кристаллы с точечным крапом—калийный полевой шпат (КПШ); Кв— кварц; Топ— топаз; Сл— слюда; Ст— стекло; Кас— касситерит; Кл— калиевый полевой шпат; мелкими штрихами показаны иголки топаза основной массы

бита [26]. Судя по замерам на федоровском столике, плагиоклазы из онгонитов Бага-Газрынских даек и Ары-Булакского массива несколько более основные, чем только что описанные, и достигают состава олигоклаза (табл. 1). Этот вывод подтверждается определением содержания кальция в реликте плагиоклаза (замещаемого флюоритом) из онгонитов Ары-Булакского массива. Концентрация этого компонента, полученная на микрозонде с флюоритом в качестве стандарта, оказалась близкой 0,2 атомн.%, что соответствует альбиту.

Как правило, зональность во вкрапленниках альбита отсутствует. Их гомогенность, устанавливаемая оптическими методами, четко подтверждается исследованиями на рентгеновском микроанализаторе (MS=46 Cameca).

Исследование распределения натрия, калия и кальция в различных кристаллах альбита, проведенное на микроанализаторе, показало однородное распределение этих элементов, колебания содержаний которых не выходит за пределы аналитической погрешности прибора. При этом, если все же чувствительность микроанализатора на натрий сравнительно низка, и колебание его содержаний в зональном альбите могло бы находиться в пределах аналитической погрешности, то чувствительность прибора на кальций значительно выше, и колебание содержаний кальция даже в пределах 0,5—1% должно четко фиксироваться микроанализатором. Однако и по содержанию кальция как крупные так и мелкие вкрапленники альбита являются практически гомогенными во всех частях своих зерен.

Только в одном из многочисленных изученных вкрапленников альбита намечалась тенденция к увеличению содержания кальция в

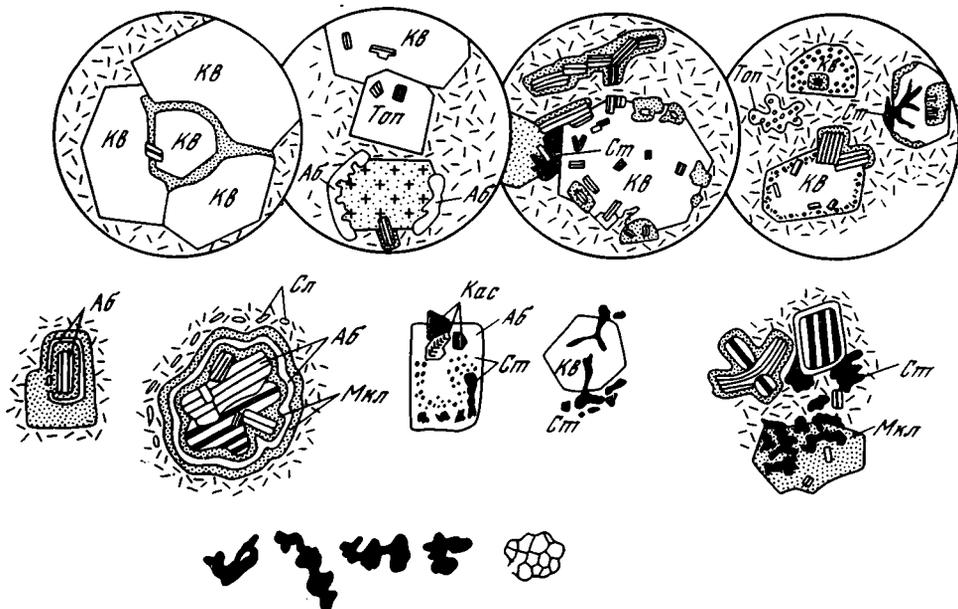


Рис. 7. Морфология вкрапленников альбита, калцевого полевого шпата, кварца, топаза (верхний ряд), двойные каймы вокруг вкрапленников альбита, положение обособлений стекла в онгонитах (средний ряд), а также форма выделений последнего и характер его трещиноватости (нижний ряд).

Обозначения см. на рис. 6

центре зерна (рис. 8), что может указывать на слабозональный его характер.

В некоторых вкрапленниках альбита выявлена неоднородность другого рода. В них имеются удлиненные веретенообразные обособления различных размеров, ориентированные приблизительно параллельно двум системам спайности альбита. Эти обособления не диагностируются под микроскопом, но при самом большом увеличении видно, что они сложены агрегатом тончайших игольчатых кристаллов. В целом показатель преломления этих агрегатов выше, чем для альбита. Исследования таких микровключений на микрозонде показало, что они обогащены по сравнению с альбитом алюминием и обеднены кремнием и особенно натрием (до предела чувствительности микрозонда). В связи с тем, что включения минералов основной массы, в частности топаза, отсутствуют во вкрапленниках альбита, не исключено, что эти обособления имеют непосредственное отношение к альбиту. Может быть, рассматриваемые агрегаты, сложенные тончайшими кристалликами топаза или, например, силлиманита, образовались за счет распада более глиноземистого плагноклаза при понижении температуры. Но такое предположение, конечно, требует еще дополнительных исследований.

Вкрапленники альбита, как правило, не содержат включений других минералов онгонитов. Исключение составляют редкие кристаллы касситерита, которые иногда включены в кристаллы альбита (см. рис. 6, средний ряд, третий слева), более мелкие кристаллы альбита, а также включения стекла (см. рис. 7, верхний ряд, четвертый слева и средний ряд, третий слева).

Вкрапленники альбита почти всегда образуют четко ограненные порфиновые обособления. Нередко отмечаются скопления трех-четырех вкрапленников вместе в виде гломеропорфиновых сростков (см. рис. 6, 7). В том случае, когда они линейно вытянуты (как правило, параллельно флюидалности), такие агрегаты могут несколько напоминать прожилковидные, хотя отчетливо видно, что это ранние образования

Угол оптических осей в калиевых полевых шпатах и составы сосуществующих плагиоклазов из онгонитов Бага-Газрынских даек и Ары-Булакского массива

Массив, № проб	2 V КПШ, °	Состав плагио- клаза, №	Массив, № проб	2 V КПШ, °	Состав плагио- клаза, №
Бага-Газрынские дайки			Ары-Булакский массив		
БН657/2	—	8—12	АБ1700/11	28—30	10—16
БН657/5	—	12—14	АБ1700/21	26—34	8—12
БН657/7	—	14—16	АБ1700/31	32—34	7—13
БН657/10	—	10—13	АБ1700/41	28—31	8—14
БН657/15	—	7—10	АБ1700/121		16—18

(см. рис. 7, верхний ряд, третий слева). В ряде случаев вкрапленники альбита расположены между более крупными порфиоровыми выделениями кварца, например, (см. рис. 6, нижний ряд, правый). Эти участки напоминают характерные структуры апогранитов, когда считается, что ранние выделения кварца цементируются и разбедаются поздним альбитом. В данном случае хорошо видно, что альбит не является поздним по отношению к кварцу, так как в последнем имеются включения альбита, и альбит образует порфиоровые вкрапленники в онгонитах. Этот пример иллюстрирует, как трудно генетически интерпретировать такие структуры в полностью раскристаллизованных породах (апогранитах), если нет возможности изучить порфиоровые их разности с различной степенью закристаллизованности.

Некоторые вкрапленники альбита корродированы веществом основной массы (см. рис. 6, верхний ряд, второй слева), другие сломаны (см. рис. 6, верхний ряд, первый, второй и третий слева). Последние факты особенно интересны, поскольку они указывают на механическое воздействие расплава онгонита, направление которого определяется по ориентировке иголок топаза в основной массе. Например, на первом рисунке видно, что две части сломанного вкрапленника альбита отделены друг от друга в направлении течения расплава. На втором рисунке иллюстрируется, как выступающая из вкрапленника микроклина часть кристалла альбита сломана и сдвинута слева направо по ходу движения расплава. На третьем рисунке показано, что кристалл альбита втянут течением расплава в узкое пространство между двумя другими вкрапленниками, зажат последними, и за счет напряжения изгиба разбит трещинами на отдельные блоки. Такие примеры можно было бы продолжить.

В редких случаях отмечалось участие альбита в сложных каймах краевых зон вкрапленников. Обычно вокруг вкрапленника альбита имеется кайма калиевого полевого шпата, а в некоторых случаях за ней — кайма альбита, а потом опять кайма калиевого

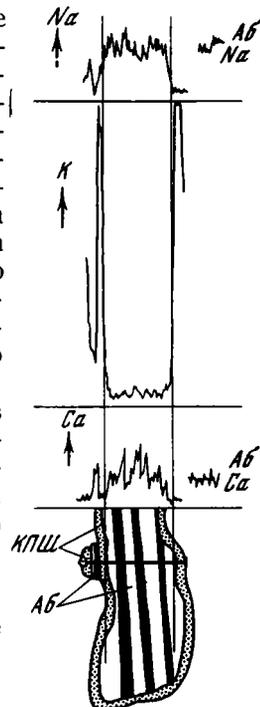


Рис. 8. Распределение натрия, калия и кальция в кристалле альбита и окаймляющем его калиевом полевоом шпате. Здесь и далее снято микроанализатором Сатепка (аналитик Л. А. Соколомова)

Аб — альбит; КПШ — калиевый полевой шпат

## Содержание фтора (в вес. %), вкрапленников минералов и основной массы (базиса) (в объемн. %) в онгонитах

№ пробы	F	Вкрапленники					Основная масса
		Кс	Кпш	Сл.	Аб	Топ	
Дайка Амазонитовая							
OX655/1	2,1	3,3	11,0	0,5	25,4	—	59,8
OX655/2	2,2	19,5	13,3	0,5	21,8	—	44,9
OX655/3	2,3	12,8	7,9	0,8	27,2	0,3	51,0
OX655/4	1,3	0,1	1,7	0,4	6,6	—	91,2
OX655/5	3,0	0,7	0,6	—	2,5	—	96,2
OX655/6	1,2	—	3,0	—	3,3	—	93,7
OX655/7	2,3	1,7	9,1	0,5	22,0	—	66,7
OX655/8	1,4	10,8	15,1	0,3	20,4	0,3	53,1
OX655/9	2,4	7,0	14,7	0,4	22,0	—	55,9
OX655/10	2,6	—	1,3	—	3,5	—	95,2
OX655/11	2,4	0,8	5,2	0,6	22,2	0,2	71,5
OX655/12	1,9	0,5	6,0	0,1	21,1	0,1	72,2
OX655/13	1,8	10,4	11,3	0,7	23,8	—	53,8
OX655/14	1,9	7,8	10,0	1,1	23,8	—	57,3
OX655/15	2,3	—	0,3	—	2,5	0,1	97,1
OX655/16	2,5	—	1,1	—	2,5	—	96,4
OX655/17	2,0	1,0	7,6	0,3	26,8	—	64,3
OX655/18	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
OX655/38	1,8	0,7	5,5	1,0	15,7	—	77,1
OX655/39	1,6	—	5,0	—	9,8	—	85,2
OX655/40	2,4	—	1,9	—	2,7	—	95,4
OX655/41	1,4	0,2	1,1	—	3,5	—	95,2
OX655/42	1,3	1,0	9,7	0,3	28,0	—	61,0
OX655/43	1,0	9,6	8,8	1,4	24,2	—	56,0
OX655/44	1,6	1,4	6,5	—	24,6	—	67,5
OX655/45	1,5	—	0,5	—	2,5	—	97,0
OX655/47	1,7	—	2,1	—	2,1	—	95,8
OX655/48	1,8	3,9	10,0	0,7	23,1	0,3	62,0
OX655/49	1,6	4,1	12,1	0,4	23,6	0,2	59,6
OX655/50	1,3	0,8	12,5	1,5	25,6	—	59,6
OX655/51	2,0	0,5	4,8	0,2	10,1	—	84,4
OX655/53	1,9	—	0,8	—	3,2	—	96,0
OX655/54	1,8	2,0	8,2	0,5	28,9	0,2	60,2
OX655/19	1,6	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
OX655/20	2,7	—	0,9	—	2,7	—	96,4
OX655/22	1,9	—	0,8	—	2,8	—	96,4
OX655/23	1,3	—	9,0	0,2	25,1	—	65,7
OX655/24	1,3	2,7	13,5	0,7	24,9	—	58,2
OX655/25	1,1	0,3	7,0	0,8	22,6	—	69,3
OX655/26	1,1	—	2,0	—	4,9	—	93,1
OX655/28	0,8	—	3,0	—	3,2	—	93,8
OX655/29	0,9	1,4	12,3	0,7	21,6	0,1	63,9
OX655/30	1,3	4,7	16,5	1,8	24,5	—	52,5
OX655/31	1,2	1,7	4,0	0,4	11,4	—	82,5
OX655/32	1,5	—	2,4	—	3,6	—	94,0
OX655/33	1,7	1,8	6,9	0,8	12,6	—	77,9
OX655/34	1,9	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
OX655/35	1,4	10,1	12,8	1,3	21,6	—	54,2
OX655/36	1,8	0,6	8,1	0,6	19,7	0,1	70,9
OX655/37	2,3	0,3	1,9	—	3,4	—	94,4
OX655/63	1,6	0,5	2,1	0,1	3,3	—	94,0
OX655/64	1,6	1,7	9,9	0,3	19,2	—	68,9
OX655/65	1,8	3,1	11,4	0,1	22,3	—	63,1
OX655/66	1,6	1,9	9,3	0,3	16,8	—	71,7
OX655/67	1,4	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.

Таблица 2 (продолжение)

№ пробы	F	Вкрапленники					Основная масса
		Кв	Кши	Сл	Аб	Топ	
OX655/69	3,2	—	1,4	—	2,8	—	95,8
OX655/70	2,0	0,2	9,0	1,3	20,2	—	69,3
OX655/71	1,6	0,8	2,0	—	3,3	—	93,9
OX655/74	2,7	—	1,4	—	3,2	—	95,4
OX655/75	2,1	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
OX655/76	1,8	1,1	8,6	—	21,2	0,2	68,9
OX655/77	2,6	0,6	5,4	0,3	16,2	—	77,5
OX655/78	2,7	0,6	2,0	0,1	5,0	—	92,3
OX655/82	1,8	—	2,6	—	4,6	—	92,8
OX655/83	1,7	1,1	9,2	0,2	22,9	—	66,6
OX655/84	1,5	7,9	12,9	0,4	22,1	—	56,7
OX655/55	1,7	5,1	12,0	1,8	19,9	—	61,2
OX655/56	1,7	2,7	5,3	1,0	24,1	0,3	66,6
OX655/57	1,7	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
OX655/58	1,7	—	1,7	—	3,2	—	95,1
OX655/59	1,6	0,6	8,3	0,6	22,9	—	67,8
OX655/60	1,2	10,8	12,8	1,5	19,9	—	55,0
OX655/61	1,3	0,6	11,3	0,4	21,6	—	66,1
OX655/62	1,2	—	1,1	—	2,2	—	96,7
OX655/87	1,6	0,5	1,2	—	2,9	—	95,4
OX655/88	1,0	0,9	8,6	0,4	21,3	—	68,8
OX655/89	1,7	0,4	1,4	—	3,2	—	95,0
OX655/90	1,8	1,7	10,4	0,2	20,2	—	67,5
OX655/91	1,5	5,0	12,8	0,7	20,2	—	61,3
OX655/92	1,9	1,4	8,6	—	20,4	—	69,6
OX655/93	2,2	—	3,1	—	2,9	—	94,0
OX655/94	2,0	—	3,0	—	2,6	—	94,4
OX655/95	1,5	1,1	14,0	0,3	18,8	—	65,8
OX656/96	1,5	2,1	7,8	0,8	18,8	—	70,5
OX655/97	2,1	—	3,9	—	3,9	—	92,2
OX655/98	1,4	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
OX655/99	1,4	1,8	6,0	—	19,4	—	72,8
OX655/100	1,8	—	1,9	—	3,1	—	95,0
OX655/102	1,2	—	1,8	—	3,5	—	94,7
OX655/103	1,2	0,1	1,2	—	2,8	—	95,9
Дайка Штокверковая							
OX841/1	1,2	2,6	—	—	18,4	—	79,0
OX841/2	1,2	1,2	2,1	—	2,5	—	94,2
OX841/4	0,2	10,1	16,9	0,4	19,3	—	53,4
OX841/5	0,6	10,6	15,8	0,3	17,6	—	55,7
OX841/6	0,5	1,6	9,9	0,3	24,4	—	63,8
OX841/7	0,6	0,1	2,4	—	7,1	—	90,4
OX841/8	1,7	—	2,0	—	2,9	—	95,1
OX841/9	0,6	1,8	9,2	0,2	29,0	—	59,8
OX841/10	—	21,8	12,1	0,4	22,0	—	43,7
OX841/11	0,4	15,6	15,8	0,1	23,0	—	45,5
OX841/12	0,4	—	3,6	0,1	26,3	—	70,0
OX841/13	0,4	0,4	2,6	—	2,7	—	94,3
OX655/85	1,7	0,3	10,9	0,3	22,5	—	66,0
OX655/86	1,4	1,6	9,3	0,8	18,2	—	70,1
Дайка Промежуточная							
OX1502/9	0,3	1,3	6,7	0,3	22,5	—	69,2
OX1502/10	0,6	2,9	2,0	—	4,7	—	90,4
OX1502/11	0,6	0,2	3,0	—	5,7	—	91,1

Таблица 2 (окончание)

№ пробы	F	Вкрапленники					Основная масса
		Кв	Кпш	Сл	Аб	Топ	
ОХ1502/12	0,3	3,7	8,3	0,5	22,1	—	65,4
ОХ1502/13	0,3	1,2	7,0	0,1	23,4	—	68,3
ОХ1502/14	0,1	0,7	5,8	0,3	25,1	—	68,1
ОХ1502/16	1,2	2,0	8,1	0,4	22,9	—	66,6
ОХ1502/17	1,4	0,6	8,6	0,5	26,0	—	64,3
ОХ1502/19	0,6	—	0,6	—	1,6	—	97,8
ОХ1500/20	0,4	0,2	3,1	—	6,2	—	90,5
ОХ1502/21	1,4	—	5,4	—	16,7	—	77,9
ОХ1502/22	—	2,9	6,8	0,2	23,1	—	67,0
ОХ1502/23	0,1	0,1	4,8	—	21,6	—	73,5
ОХ841/14	0,3	9,4	16,2	0,3	21,1	—	53,0
ОХ1225	0,5	25,1	7,5	—	19,6	—	47,8
ОХ841/15	0,3	15,0	7,9	0,2	27,1	—	49,8
ОХ841/17	0,4	0,2	—	—	3,6	—	96,2
ОХ841/18	0,2	7,1	17,0	2,2	23,4	—	50,3
ОХ841/19	0,4	3,4	—	1,3	36,8	—	58,5
ОХ841/20	0,5	0,8	0,4	—	3,5	—	95,3
ОХ841/22	0,8	2,8	7,3	0,2	12,7	—	77,0
ОХ841/23	0,8	0,3	2,1	—	1,2	—	96,4
ОХ841/24	0,7	0,4	2,4	—	2,9	—	94,3
ОХ841/27	0,2	0,3	22,3	—	13,8	—	63,6
ОХ841/28	1,1	3,4	2,4	0,3	2,5	—	91,4
ОХ1502/1	0,2	2,9	5,7	1,0	29,1	—	61,3
ОХ1502/2	0,6	4,1	1,4	0,1	28,6	—	65,8
ОХ1502/3	0,3	12,1	12,5	1,7	18,6	—	55,1
ОХ1502/4	0,3	0,6	—	—	24,0	—	75,4
ОХ1502/5	0,4	—	1,0	—	2,5	—	96,5
ОХ1502/6	1,2	1,5	0,1	—	22,0	—	76,4
ОХ1502/7	—	0,1	—	—	15,4	—	84,5
ОХ1502/8	0,8	—	0,8	—	5,8	—	93,4

## Дайки массива Бага-Газрын

БН657/1	0,4	0,4	1,4	0,1	17,1	—	73,0
БН657/2	1,1	2,1	0,3	—	5,4	—	92,2
БН657/3	0,7	13,4	12,0	—	23,2	—	51,4
БН657/4	—	15,0	12,6	—	18,4	—	54,0
БН657/5	0,6	13,0	14,8	0,4	20,5	—	51,3
БН657/7	1,3	1,0	1,8	—	6,3	—	90,9
БН657/9	0,7	2,3	6,1	—	26,2	—	65,4
БН657/10	0,2	1,7	2,0	0,2	7,2	—	88,9
БН657/11	0,8	1,6	—	—	1,4	—	97,0
БН657/13	0,5	17,3	11,5	0,3	15,5	—	55,4
БН657/15	0,4	15,0	14,7	0,2	18,0	—	52,1
БН657/16	0,7	16,0	14,4	0,1	20,9	—	48,6
БН656/17	0,9	7,4	8,1	0,1	15,8	—	68,6
БН657/18	0,3	11,4	10,4	0,1	16,3	—	61,8
БН657/19	0,2	3,1	3,2	—	5,2	—	88,5

## Ары-Булакский массив

АБ1700/11	0,8	8,0	12,4	0,6	17,8	0,7	60,5
АБ1700/21	1,0	10,0	12,5	0,4	15,1	1,2	60,8
АБ1700/31	0,9	10,6	13,5	0,8	12,7	—	62,4
АБ1700/41	0,6	10,0	10,5	0,0	16,0	0,9	62,6
АБ1700/51*	—	1,1	5,7	0,4	—	—	84,8
АБ1700/61*	—	2,3	2,3	—	—	0,1	90,3
АБ1700/71*	—	2,7	2,3	—	—	—	89,4
АБ1700/81*	—	2,1	1,8	—	—	—	91,7
АБ1700/121*	—	1,4	1,4	0,4	0,7	—	91,0
АБ1700/141*	—	0,2	0,5	—	0,3	—	98,9
АБ1700/181*	—	0,5	0,8	—	—	—	97,5

\* В этих пробах имеются псевдоморфозы флюорита (или каолинита с флюоритом) по вкрапленникам плагиоклаза. Содержания флюорита и каолинита — следующие: 1700/51—8,0; 0,0%; 1700/61—3,7; 1,4%; 1700/71—3,5; 2,1%; АБ1700/81—2,4; 2,0%; 1700/121—4,7; 0,4%; 1700/141—0,1; 0,0%; 1700/181—0,0; 1,2%.

полевого шпата (см. рис. 7, средний ряд, первый и второй). В отдельных участках дайки Штокверковой и Бага-Газрынских даек отмечались редкие каймы альбита вокруг вкрапленников калиевого полевого шпата (см. рис. 7, верхний ряд, второй слева).

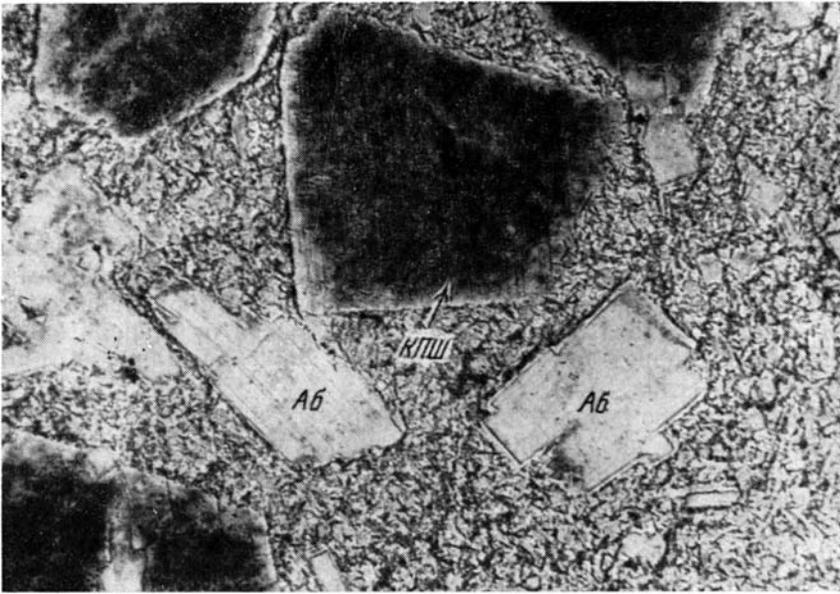
Наконец, укажем, что в слабопорфировых онгонитах Ары-Булакского массива среди зерен флюорита имеются реликты олигоклаза (см. табл. 1), замещающегося флюоритом.

Калиевый полевой шпат. Калиевый полевой шпат наряду с альбитом является характернейшим минералом всех изученных разновидностей онгонитов. Порфировые выделения его имеют таблитчатую, чаще изометричную (реже несколько удлиненную) форму (см. рис. 6, 7). Обычно они резко огранены и характеризуются четкими углами между гранями кристаллов. Средние размеры вкрапленников калиевого полевого шпата колеблются в зависимости от степени закристаллизованности пород от 0,2 до 0,7 мм, а содержание — от 0,3 до 22 объемн. % (табл. 2).

Кроме хорошо выраженных порфировых вкрапленников калиевого полевого шпата, последний образует ярко выраженные каймы вокруг порфировых выделений альбита (см. микрофото, рис. 1). При этом, как правило, не отмечается реакционного замещения альбита калиевым полевым шпатом, и скорее всего такие образования следует считать каймами нарастания, а не замещения. Каймы калиевого полевого шпата имеются практически вокруг каждого зерна альбита во всех изученных онгонитах. Они иллюстрируются многочисленными зарисовками (см. рис. 6—7) и фотографией (см. микрофото, рис. 1). Характерно, что калиевым полевым шпатом окаймляются не только одиночные кристаллы альбита, но и их агрегаты (см. рис. 6), а также обломки одного кристалла (см. рис. 7). Существуют все переходы от кайм калиевого полевого шпата к вкрапленникам. Например, на рис. 6 (средний ряд, первый слева и последний) видны такие промежуточные формы выделений калиевого полевого шпата: в отдельных участках монокристаллов он повторяет форму альбита, т. е. является каймой, а в других образует собственную кристаллографическую форму, т. е. является вкрапленником. Такие примеры вполне типичны для онгонитов. В связи с этим нет оснований разделять эти две морфологические разновидности калиевого полевого шпата на две одновременные генерации.

Следует подчеркнуть, что все без исключения вкрапленники калиевого полевого шпата, вплоть до единичных в афировых разностях онгонитов, содержат включения альбита. Причем в слабо закристаллизованных онгонитах число зерен с каймами резко преобладает над числом собственно вкрапленников калиевого полевого шпата, а в порфировых онгонитах это соотношение начинает выравниваться. Все сказанное позволяет сделать вывод о том, что кристаллизация вкрапленников калиевого полевого шпата осуществляется при наличии зерен альбита. Последние, видимо, играют роль затравок для возникновения и последующего роста порфировых выделений калиевого полевого шпата. Каймы последнего вокруг зерен альбита скорее всего представляют собой начальную форму их роста, которая при благоприятных условиях кристаллизации вырастает во вкрапленник с собственными кристаллографическими очертаниями.

Заканчивая характеристику морфологии вкрапленников калиевого полевого шпата онгонитов, укажем еще, что наиболее четкие каймы его, не содержащие минералов основной массы, имеются в слабо закристаллизованных породах. В порфировых онгонитах они иногда становятся прерывистыми, а местами по периферии содержат иголки топаза из основной массы. Возможно, что в этом случае они доросли в твердом состоянии после быстрой кристаллизации (закалки) расплава.



I. Порфиновые «вкрапленники» *KfSh* и *Ab* в онгоните. Вокруг альбита видны каймы калиевого полевого шпата. В основной массе видны тонкие иголки (микролиты) топаза. Без анализатора. Увел. 60



II. Вкрапленники литиевой слюды (*Сл*) в онгоните. В одном из вкрапленников видно пойкилитовое включение альбита. Ник+. Увел. 60.

## Характеристика полевых шпатов онгонитов

Минеральные фракции онгонитов	№ проб	Щелочной полевой шпат					Состав плагио-клаза, №	Степень закристаллизованности, объемн. %
		К	Na	состав щелочного полевого шпата	Δρ	2V, °		
		вес. %						
Дайка Амазонитовая								
Вкрапленники	0X854*	11,7	1,1	<i>Ort<sub>87</sub>Ab<sub>13</sub></i>	0,78	—	4—5	29,8
»	0X856	10,7	1,5	<i>Ort<sub>82</sub>Ab<sub>18</sub></i>	0,80	—	5—6	48,4
»	0X857	10,6	1,9	<i>Ort<sub>78</sub>Ab<sub>22</sub></i>	0,75	76	6	44,3
»	0X858	9,0	2,5	<i>Ort<sub>70</sub>Ab<sub>30</sub></i>	0,80	—	4—5	42,7
»	0X859**	11,3	1,7	<i>Ort<sub>81</sub>Ab<sub>19</sub></i>	0,50	—	—	34,4
»	0X860**	10,6	1,9	<i>Ort<sub>78</sub>Ab<sub>22</sub></i>	0,10	—	—	26,9
»	0X655/7	11,25	1,2	<i>Ort<sub>88</sub>Ab<sub>12</sub></i>	—	—	—	33,3
Крупные вкрапленники	0X655/8	10,7	1,2	<i>Ort<sub>88</sub>Ab<sub>12</sub></i>	0,86	84	6—7	46,9
Мелкие »	0X655/8	11,6	0,8	<i>Ort<sub>90</sub>Ab<sub>10</sub></i>	0,80	—	—	46,9
Вкрапленники	0X655/9	10,1	1,2	<i>Ort<sub>84</sub>Ab<sub>16</sub></i>	—	—	—	44,1
»	0X655/29	10,9	1,5	<i>Ort<sub>82</sub>Ab<sub>18</sub></i>	—	—	—	36,1
»	0X655/30	11,7	1,6	<i>Ort<sub>83</sub>Ab<sub>17</sub></i>	—	—	—	47,5
»	0X655/31	10,7	1,6	<i>Ort<sub>82</sub>Ab<sub>18</sub></i>	—	—	—	17,5
»	0X655/48	12,0	1,5	<i>Ort<sub>81</sub>Ab<sub>19</sub></i>	—	—	—	38,0
Крупные вкрапленники	0X655/49	11,6	1,0	<i>Ort<sub>88</sub>Ab<sub>12</sub></i>	0,80	—	8	40,4
Мелкие »	0X655/49	10,9	0,8	<i>Ort<sub>90</sub>Ab<sub>10</sub></i>	0,80	—	—	40,4
Вкрапленники	0X655/54	10,9	1,6	<i>Ort<sub>82</sub>Ab<sub>18</sub></i>	—	—	—	39,8
Крупные вкрапленники	0X655/55	11,3	1,4	<i>Ort<sub>84</sub>Ab<sub>16</sub></i>	0,78	68	3—4	38,8
Мелкие »	0X655/55	11,3	0,7	<i>Ort<sub>91</sub>Ab<sub>9</sub></i>	0,81	—	—	38,8
Вкрапленники	0X655/56	10,9	1,7	<i>Ort<sub>81</sub>Ab<sub>19</sub></i>	—	—	—	33,4
»	0X655/50	10,4	1,5	<i>Ort<sub>81</sub>Ab<sub>19</sub></i>	—	—	—	40,4
»	0X655/88	10,9	1,6	<i>Ort<sub>82</sub>Ab<sub>18</sub></i>	—	—	—	31,2
»	0X655/96	11,0	1,4	<i>Ort<sub>83</sub>Ab<sub>17</sub></i>	—	—	—	29,5
Дайка Штокверковая								
Крупные вкрапленники	0X654/1	12,0	1,1	<i>Ort<sub>87</sub>Ab<sub>13</sub></i>	0,66	68	4—5	52,9
Мелкие »	0X654/1	10,9	0,8	<i>Ort<sub>88</sub>Ab<sub>12</sub></i>	0,50	—	—	—
Крупные вкрапленники	0X654/2	11,2	1,0	<i>Ort<sub>88</sub>Ab<sub>12</sub></i>	0,78	57	4—5	46,3
Мелкие »	0X654/2	9,2	1,4	<i>Ort<sub>80</sub>Ab<sub>20</sub></i>	0,80	—	—	—
Вкрапленники	0X851	10,0	2,3	<i>Ort<sub>73</sub>Ab<sub>27</sub></i>	0,40	—	—	58,4
»	0X853	10,9	1,5	<i>Ort<sub>82</sub>Ab<sub>18</sub></i>	0,20	—	—	24,2
»	0X841/14	10,7	1,8	<i>Ort<sub>79</sub>Ab<sub>21</sub></i>	—	—	—	46,1
»	0X841/15	10,4	1,7	<i>Ort<sub>80</sub>Ab<sub>20</sub></i>	—	—	—	50,2
»	0X841/26	11,2	1,6	<i>Ort<sub>81</sub>Ab<sub>19</sub></i>	—	—	—	55,0

\*  $n_g=1,526 \pm 0,001$ ;  $n_p=1,521 \pm 0,002$ ; \*\*  $n_g=1,5242 \pm 0,0012$ ;  $n_p=1,518 \pm 0,002$ ; \*\*  $n_g=1,525 \pm 0,001$ ;  $n_p=1,5185 \pm 0,0015$ .

Отмечались и другие обособления калиевого полевого шпата, содержащие включения минералов основной массы, но они уже не могут быть отнесены к вкрапленникам.

Можно различить несколько главных разновидностей калиевого полевого шпата. В дайке Амазонитовой представлены слабепертитовые разновидности микроклина или ортоклаза ( $2V=76-84^\circ$ ;  $n_g=1,524-1,526$ ;  $n_p=1,518-1,521$ ) состава *Ort<sub>70-91</sub>Ab<sub>9-30</sub>* (табл. 3).

Рентгеновская триклинность ( $\Delta\rho$ ) их колеблется в основном между 0,5 и 0,86, редко опускаясь до 0,1. Это позволяет отнести такие калиевые полевые шпаты онгонитов к низким ортоклазам или промежуточным и максимальным микроклинам [1].

Исследование вкрапленников калиевого полевого шпата на микроанализаторе показало отсутствие в них зональности в отношении распределения калия и натрия. Единственное, что нарушает гомогенность их кристаллов, это пертиты. Последних мало, и они имеют вытянутую веретенообразную или струйчатую форму. Скорее всего их можно отнести к пертитам распада.

Несмотря на это, в зернах калиевого полевого шпата макро- и микроскопически устанавливается зональное строение другого рода. Центральные их части обычно желтые или бурые, обогащенные мельчайшими включениями бурого вещества, которые в силу своих мелких размеров не поддаются исследованию на микрозонде. К периферии кристаллов они переходят в водяно-прозрачные разности, макроскопически относимые к голубому амазониту.

В дайках Штокверковой и Бага-Газрынских калиевый полевой шпат вкрапленников имеет примерно те же составы и свойства (см. табл. 1), за исключением отсутствия амазонитовых разностей.

От описанных разностей отличается калиевый полевой шпат вкрапленников Ары-Булакского массива. Он представлен гомогенной бесперитовой водяно-прозрачной разновидностью с весьма низкими значениями угла оптических осей ( $2V=26-34^\circ$ , см. табл. 1). Это типичный санидин, характерный и для других вулканических и субвулканических кислых пород. Напомним, что он ассоциирует с альбитом № 8—12, т. е. со сравнительно основным для онгонитов плагиоклазом.

Морфологические разновидности санидина Ары-Булакского массива такие же, как и для описанных выше даек: каймы и вкрапленники. По соотношению щелочей санидин близок к калиевым полевым шпатам онгонитов дайки Амазонитовой.

Все разности калиевых полевых шпатов вкрапленников онгонитов весьма богаты рубидием (до 0,64%), таллием (до 0,007%), свинцом (до 0,025%) и часто бедны барием (до 0,0025%) и стронцием (до 0,0016%).

В заключение подчеркнем, что вкрапленники калиевого полевого шпата обычно содержат, как уже говорилось, включения альбита. В единичных случаях в них отмечались включения касситерита, слюды (см. рис. 6, средний ряд, правый), либо проявлялась цементация ими зерен кварца (см. рис. 7, верхний ряд, левый). Некоторые вкрапленники калиевого полевого шпата резорбируются веществом основной массы (см. рис. 6, верхний ряд, правый), а иногда импрегнируются поздним стеклом (см. рис. 7, средний ряд, правый). Наконец, во вкрапленниках калиевого полевого шпата слабо закристаллизованных онгонитов Ары-Булакского массива имеются включения флюорита (иногда с реликтами плагиоклаза), который, видимо, псевдоморфно развился по первичному кислому плагиоклазу.

Ко вторичным явлениям отнесено псевдоморфное замещение вкрапленников калиевого полевого шпата мелкочешуйчатым мусковитом, изредка проявленное в бедных фтором разностях онгонитов.

Кварц. Этот минерал широко распространен среди вкрапленников, особенно в наиболее раскристаллизованных разностях онгонитов. Вкрапленники кварца имеют резко ограниченную дипирамидальную форму с гексагональными поперечными сечениями (см. рис. 6, 7). Часты гломеропорфиновые сростки кристаллов кварца. Средние размеры зерен кварца в онгонитах колеблются от 0,6 до 1,35 мм, а содержание его достигает 25% в порфириновых онгонитах, сходя на нет в некоторых афировых разностях (см. табл. 2).

Вкрапленники кварца содержат включения зерен альбита, нередко калиевого полевого шпата и реже слюды (см. рис. 6, 7). Иногда включения лейст альбита ориентированы примерно параллельно граням призмы кварца (см. рис. 6, нижний ряд, правый), что напоминает характерные структуры «снежного кома» в «апогранитах». Иногда по пе-

риферии вкрапленников кварца имеются не только лейсты альбита, но и зерна калиевого полевого шпата или окаймленные калиевым полевым шпатом зерна альбита (см. рис. 7, верхний ряд, третий слева).

В одном случае при соприкосновении вкрапленников кварца и топаза последний был более идиоморфен, чем зерно кварца (см. рис. 7, верхний ряд второй слева). Некоторые вкрапленники кварца по периферии содержат включения зерен кварца и иголок топаза основной массы (см. рис. 7, верхний ряд, правый), что свидетельствует об их частичном дорастании после затвердевания породы. Наблюдались импрегнированные в кварц поздние выделения стекла (см. рис. 7, средний ряд, четвертый слева).

Слюды. Слюды относятся к второстепенным для вкрапленников минералам. Они образуют уплощенные по гексагональной призме кристаллы с расстоянием между гранями призмы 0,2 до 0,77 мм, реже больше. Содержание их колеблется от нуля до 2,2% (см. табл. 2). По данным количественно-минерального подсчета около 200 шлифов онгонитов дайки Амазонитовой среднее содержание вкрапленников слюды в онгонитах с закристаллизованностью менее 30% составляет 0,15%, а в более закристаллизованных онгонитах — 0,66%.

В шлифах вкрапленники слюды чаще всего образуют либо гексагональные сечения, либо удлиненные вдоль спайности обособления (см. рис. 6, 7; микрофото, рис. II).

Химический состав слюд и некоторые физические свойства приведены соответственно в табл. 4 и 5.

По химическому составу и оптическим свойствам слюды из порфировых вкрапленников онгонитов относятся к своеобразной серии слюд, впервые описанных для редкометальных литий-фтористых гранитоидов Монголии [27]. Они отнесены нами к изоморфному ряду фенгит-мусковита и протолитионит-цинвальдита. По предложенной ранее классификации [35], большинство из рассматриваемых слюд отвечает группе литиевых фенгит-мусковитов. Наиболее литиевая слюда из онгонитов по составу занимает промежуточное положение между литиевым фенгит-мусковитом и лепидолитом. Именно в этом направлении, т. е. в сторону обогащения литием, в слюдах несколько уменьшается их показатель преломления ( $n_g$  в табл. 5).

Корреляция содержаний атомов главных компонентов и лития в формульных единицах слюд позволяет интерпретировать их составы как изоморфную смесь мусковитового, селадонитового (до 20%) и железо-литиевого компонентов. Наличие селадонитового компонента фиксируется по обогащенности слюд кремнием по сравнению с безжелезистой серией мусковит — литиевый мусковит [53]. По-видимому, в этом случае селадонитовый минал добавляется в структуру мусковита как при замещении типа  $2R^{3+} \rightleftharpoons R^{2+}Si$ , так и за счет заполнения в ней вакантных октаэдрических пустот с изменением числа атомов в шестерной координации [27].

Весьма характерно, что добавление лития к фенгит-мусковитам приводит к понижению содержания трехвалентных катионов в октаэдрической позиции при относительном постоянстве или даже возрастании содержания двухвалентных катионов. Это указывает на то, что изоморфизм с участием лития в данных слюдах происходит по мусковитовому типу, а не по биотитовому. Добавление литиевого компонента вызывает увеличение суммы октаэдрических катионов в слюдах, что позволяет предполагать вхождение лития в структуру мусковита в виде триоктаэдрического минала.

Литиевый фенгит-мусковит (обр. ОХ855) был подвергнут монокристалльному и порошковому рентгеновскому исследованию (аналитик С. Б. Базарова), которое показало, что он относится к политипной модификации  $2M_1$  (диоктаэдрический) и имеет  $B=9,06$  А. Это подтверж-

Химический состав слюд из порфировых вкрапленников онгонитов (в %)

№ проб	Степень закристаллизованности	Содержание фтора в породе, %	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	MgO
Дайка Амазонитовая									
OX854	29,8	2,1	44,68	Her	27,68	0,04	5,92	1,82	0,04
OX856	48,4	1,6	44,84	Her	26,57	0,77	5,20	1,75	Her
OX857	44,3	1,5	47,10	Her	23,84	Her	4,67	1,76	Her
OX859	34,4	2,15	44,38	Her	28,49	0,36	5,57	1,75	0,04
OX860	26,9	1,70	45,52	Her	26,55	Her	5,92	1,76	Her
OX855**	—	1,8	45,36	Her	23,26	0,65	4,92	1,87	2,12
OX858**	43,7	1,6	44,84	Her	24,12	2,17	4,02	1,77	1,76
Дайка Штокверковая									
OX1225	52,2	0,5	45,52	Her	28,49	0,32	5,57	1,75	Her
OX850/10*	—	—	46,51	Her	31,00	0,30	3,23	1,00	0,39

Аналитик В. И. Мордвинова (химическая лаборатория Института геохимии СО АН СССР).

\* Слюда из ксенолита среднезернистого грейзена в онгоните.

дает принадлежность данных слюд хотя и к своеобразной, но мусковитовой группе.

Судя по более полной подборке слюд серии фенгит — мусковит — циннвальдит — протолитинит, с увеличением содержания литиево-железистого компонента в них уменьшается угол оптических осей и возрастает параметр  $b$  элементарной ячейки [35]. Видимо, диоктаэдрическая структура  $2M_1$  в них сохраняется вплоть до содержания 35—40% железо-литиевого компонента. К этому предельному составу близка слюда из онгонита обр. OX857. Более литиевые слюды могут оказаться уже триоктаэдрическими.

К значительно более железистым и менее глиноземистым относятся слюды вкрапленников из онгонитов Бага-Газрынских даек и Ары-Булакского массива. По составу они уже ближе к ряду сидерофиллит — циннвальдит. Вкрапленники слюды из онгонитов Ары-Булакского массива были изучены на микрозонде. Они оказались гомогенными с содержанием алюминия, близким к таковому в альбите.

Таблица 5

Показатели преломления и плеохроизм слюд из вкрапленников онгонитов

№ проб	$n_g$	Плеохроизм
OX854	1,5805±0,0015	$N_{g'}^i$ — светлый желто-зеленый $N_{g'}^p$ — бесцветный
OX855	1,5805±0,0015	$N_{g'}^i$ — } бесцветный $N_{g'}^p$ — }
OX856	1,581±0,001	$N_{g'}^i$ — } бесцветный $N_{g'}^p$ — }
OX857	1,577±0,002	$N_{g'}^i$ — } бесцветный $N_{g'}^p$ — }
OX859	—	$N_{g'}^i$ — светло-голубоватый $N_{g'}^p$ — бесцветный
OX860	1,577±0,002	$N_{g'}^i$ — } бесцветный $N_{g'}^p$ — }

CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	Rb <sub>2</sub> O	Cs <sub>2</sub> O	F	H <sub>2</sub> O+	F—O	Сумма
-----	-------------------	------------------	-------------------	-------------------	-------------------	---	-------------------	-----	-------

Дайка Амазонитовая

Нет	0,49	9,55	1,86	0,91	0,02	4,20	4,40	1,77	99,84
0,23	0,45	9,76	1,97	0,94	0,03	4,20	4,60	1,77	99,54
0,11	0,36	9,15	3,30	1,13	0,04	6,00	4,50	2,53	99,43
0,22	0,47	9,34	1,84	0,89	0,03	4,48	4,40	1,88	100,38
0,08	0,45	9,76	2,14	0,99	0,03	5,30	3,80	2,23	100,07
1,33	0,66	9,45	1,84	0,85	Не опр.	Не опр.	3,48	—	—
1,23	0,66	9,45	2,33	0,95	»	4,50	3,35	1,89	99,50

Дайка Штокверковая

Нет	0,27	10,45	1,24	0,66	0,03	2,65	4,00	1,11	99,84
0,07	0,50	10,38	0,34	0,42	0,01	3,65	3,65	1,53	99,92

\*\* Аналитик В. А. Писарская [27]. Для пробы ОХ858 в сумму дополнительно включены  $P_2O_5$ —0,05% и  $ZnO$ —0,19%.

Слюды из онгонитов содержат включения кристаллов альбита, а иногда и калиевого полевого шпата. В некоторых вкрапленниках слюды, в периферических частях их, содержатся иголки топаза основной массы. Видимо, эти их части дорастали позже образования упомянутых иголок топаза. В онгонитах отмечались и редкие обособления слюды неправильной лапчатой формы, полностью проросшие минералами основной массы. Такие обособления не относились нами к вкрапленникам, и их образование, видимо, происходило после затвердевания онгонитов. Особенно характерны такие обособления слюды для бедных фтором онгонитов, например, дайки Штокверковой. Большая часть сравни-



III. Вкрапленник топаза (Топ) с включениями мелких пойкилокристаллов альбита в онгоните. Без анализатора. Увел. 60

Химический состав и некоторые физические свойства \* топазов из порфировых вкрапленников онгонитов дайки Амазонитовой

№ проб	Степень кристаллизovanности пород	Содержание фтора в породе	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	F
ОХ855	33,7	1,8	33,70	51,01	0,58	1,40	0,24	16,40
ОХ857	44,3	1,5	33,60	49,50	0,55	1,54	0,30	17,20
ОХ858	43,7	1,6	33,34	50,96	0,37	1,82	0,63	19,20
ОХ859	34,4	2,1	36,04	52,23	0,16	—	—	15,17
ОХ860	26,9	1,7	37,38	50,31	0,32	—	—	16,29

\*Химические анализы выполнены В. А. Писарской (лаборатория геохимии редких элементов Института геохимии СО АН СССР), определение параметров решетки с точностью 0,005 Å (a, b, c в Å и V в Å<sup>3</sup>) — Г. Г. Афонинной (кабинет физики минералов Института геохимии СО АН СССР).

тельно крупных обособлений мусковита в них относится к этому типу выделений.

Топаз. Этот минерал является во вкрапленниках онгонитов еще более редким, чем слюды. Вкрапленники топаза имеют таблитчатую хорошо ограниченную форму (см. рис. 6, 7; микрофото, рис. III). Размеры их колеблются от 0,09 до 1,00 мм, реже отмечались более крупные вкрапленники (Ары-Булакский массив). Среднее содержание (при подсчете около 200 шлифов) вкрапленников топаза в онгонитах с закристаллизованностью менее 30% составляет 0,008%, а в онгонитах с большей степенью закристаллизованности — 0,08%.

В табл. 6 представлен химический состав вкрапленников топазов из онгонитов. К сожалению, сравнительно высокая аналитическая погрешность определения фтора в топазах не позволяет объективно оценить колебание главных изоморфных миналов в них: фтористого и гидроксильного. Судя по параметрам решетки и оптическим свойствам, топазы из вкрапленников онгонитов имеют довольно выдержанный состав.

Вкрапленники топаза часто содержат включения лейт альбита, реже калиевого полевого шпата, слюды, стекла и флюорита.

Кроме хорошо ограниченных вкрапленников, топаз образует обособления неправильной формы, содержащие включения минералов основной массы (см. микрофото, рис. IV). Иногда видно, что периферические части этих обособлений резко обогащены игольчатым топазом основной массы, которые к центру переходят в монокристалл топаза. По-видимому, эти обособления образовались после затвердевания онгонитов в результате локальной перекристаллизации их основной массы под воздействием богатых фтором флюидов.

### СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ОСНОВНОЙ МАССЫ ОНГОНИТОВ

Основная масса (ОМ) в онгонитах различных упомянутых выше тел является афанитовой и может различаться соотношением кристаллических и стекловатых элементов. В дайках МНР развита или микрокристаллическая, или анхикристаллическая (почти кристаллическая по А. Н. Заварицкому), с 10—20% стекловатых элементов основная масса (см. стр. 38, микрофото, рис. V). В онгонитах Ары-Булакского массива ОМ можно характеризовать как стекловато-кристаллическую, поскольку стекловатое вещество в ней достигает 50% и более. Содержание ОМ в онгонитах колеблется от 44% в порфировых разностях до 98% в афировых (см. табл. 2).

Кристаллическая часть ОМ обогащена (по сравнению с вкрапленниками) топазом (до 10%), литиевыми слюдами (до 6—10%), кварцем

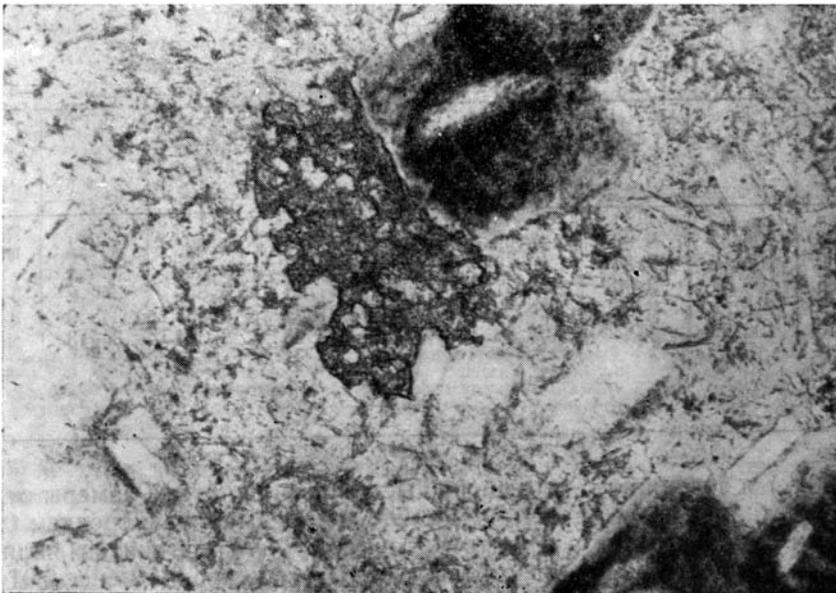
H <sub>2</sub> O+	Сумма	F—O	Сумма	a	b	c	V	d
3,20	106,53	6,90	99,63	4,661	8,809	8,390	344,4	Не опр.
4,00	106,69	7,27	99,42	4,656	8,804	8,396	344,1	»
1,95	108,27	8,06	100,21	4,661	8,791	8,399	344,2	3,5106
2,70	106,30	6,37	99,93	4,655	8,807	8,390	343,9	3,5378
2,40	106,70	6,82	99,88	4,657	8,805	8,396	344,3	Не опр.

(до 30%) и содержит также щелочные полевые шпаты. Размеры отдельных кристаллических индивидуумов ОМ не превышают в среднем 0,05—0,11 мм. Характерным элементом структуры ОМ онгонитов являются игольчатые микролиты топаза (длина до 0,05 мм, ширина менее 0,01 мм), которые иногда образуют спутанно-волокнистый войлокообразный общий фон ОМ. Во флюидальных онгонитах иголки топаза имеют субпараллельную ориентировку, которой подчинены также другие линейные элементы онгонитов, в частности, лейстовидные порфиновые вкрапленники альбита. Игольчатые микролиты топаза обтекают вкрапленники и образуют скопления в узких промежутках между последними (см. рис. 6, верхний ряд, первый и третий слева). В некоторых случаях иголки топаза слагают небольших размеров сферолиты (см. рис. 6, верхний ряд, второй слева), причем как центры сферолитов, так и иголки топазов содержат некоторое количество железа. Положение иголок топаза не зависит от распределения зерен других минералов основной массы, а определяется следами течения расплава по отношению к контакту или к вкрапленникам минералов. В связи с этим скорее всего кристаллики топаза, хотя бы частично, уже существовали в движущемся онгонитовом расплаве, и поэтому их можно рассматривать в качестве типичных микролитов.

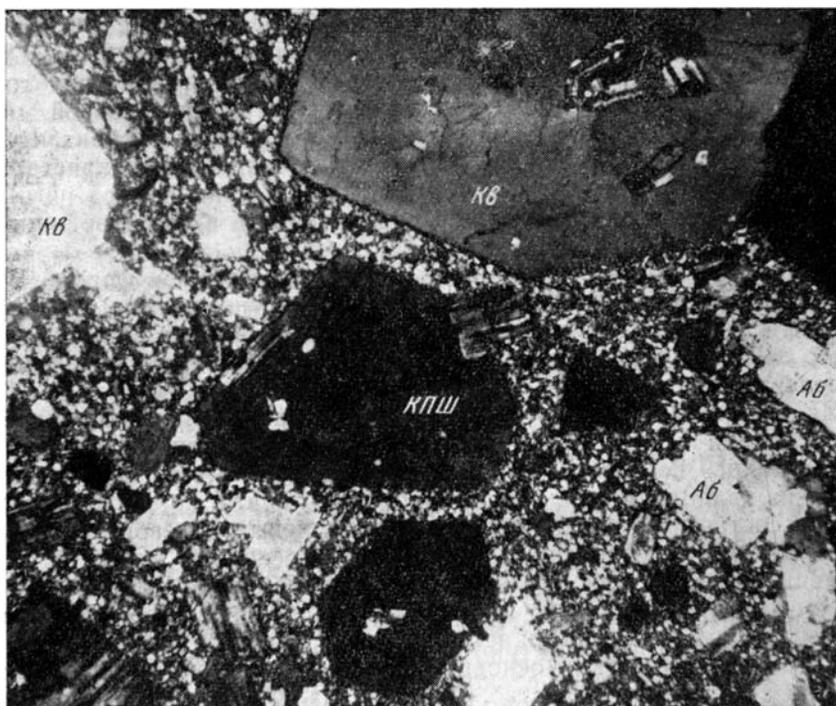
Кварц ОМ образует мельчайшие зерна изометричной формы. В них самым беспорядочным образом располагаются упомянутые игольчатые микролиты топаза. Промежутки между зернами кварца занимают мелкие (до 0,02 мм) чешуи слюды, а также тонкозернистый агрегат щелочных полевых шпатов.

Для оценки минерального состава микрокристаллического агрегата ОМ последний исследовался на микрозонде. С помощью микроанализатора удалось не только качественно подтвердить, что ОМ онгонитов состоит из кварца, топаза, слюды и полевого шпата, но также доказать, что в ее составе принимает участие как калиевый полевой шпат, так и альбит. Кроме перечисленных минералов в основной массе онгонитов выявлены точечные или каплевидные обособления, обогащенные железом, кремнием, алюминием, иногда марганцем. Эти обособления тяготеют к межзерновому пространству основной массы онгонитов.

В отдельных участках основной массы достаточно широко распространено стекловатое вещество. Удается различить две разновидности последнего. К первой разновидности мы относим замкнутые включения стекла округлой или неправильной формы, имеющие размеры тысячные, реже сотые доли миллиметра, и расположенные концентрическими рядами по зонам роста в некоторых вкрапленниках онгонитов (см. рис. 7, средний ряд, третий слева). Данные включения не имеют связи



IV. Позднее автотасоматическое выделение топаза в онгоните. Видно, что он цементирует мелкие зерна минералов основной массы. На фото видны тонкие игольчатые микролиты топаза в основной массе. Без анализатора



V. Общий вид порфирового онгонита. Ник. Увел. 60

через трещинки с веществом основной массы. Видимо, это сравнительно ранние выделения стекла, образовавшиеся при захвате расплава растущими кристаллами вкрапленников. Стекло имеет буроватый цвет, изотропно, реже слабо раскристаллизовано. Показатель преломления его ниже, чем у альбита.

Первичные стекловатые включения данной разновидности удалось изучить довольно детально при исследовании газожидких обособлений во вкрапленниках топаза из онгонита [44]. Размер их 5—30 *мкм*, а большинства 10—20 *мкм*. При комнатной температуре включения выглядят мутными, полупрозрачными, по-видимому, как за счет частичной раскристаллизации, так и за счет окрашенности стекла. В нескольких включениях при комнатной температуре удалось наблюдать пузырьки газовой фазы.

Нагрев зерен топаза с данными включениями со скоростью 5—10 *град/мин* до 550° ни к каким изменениям во включениях не привел. При температурах 550—600° начинается плавление стекла, которое при этом становится прозрачным, и в нем становится хорошо видимым газовый пузырек, приобретающий подвижность. Иногда появляется несколько (до пяти) пузырьков, и при закалке они сохраняются в фиксированном положении. Это еще раз доказывает, что во включениях — расплав (стекло при закалке) и газ, а не жидкость и газ.

Качественный состав одного из таких включений стекла во вкрапленнике альбита был изучен с помощью рентгеновского микрозонда. Выявлено, что основными элементами в составе стекла являются кремний, алюминий и в меньшей степени калий, натрий и кальций. Содержание кремния в стекле грубо приближается к содержанию кремния в калиевом полево шпате, а содержание алюминия — к таковому в альбите. Концентрация калия выше, чем в альбите, но ниже, чем в калиевом полево шпате. Содержание натрия в стекле ниже, а кальция — выше, чем в альбите. Судя по всему, состав стекла рассматриваемых включений близок к составу самого онгонита (см. табл. 7).

Включения стекла другого рода в ОМ онгонитов характеризуются значительно более поздним характером выделения. Обособления этого позднего стекла не только образуют прожилки и просечки во вкрапленниках, но и цементируют все минералы основной массы онгонитов. По-видимому, это стекло — результат затвердевания самых остаточных расплавов, возникших уже в процессе закалки онгонитов. В отдельных участках онгонитов содержание этого позднего стекла достигает 10—15%. По форме его выделения обычно приспособляются к морфологии окружающих минералов (см. рис. 6, средний ряд, второй слева; рис. 7, первый ряд, третий и четвертый слева; средний и нижний ряды). Иногда она каплевидная, с апофизами и отростками. Крупные выделения стекла (до 0,25—0,50 *мм* в поперечнике) изредка имеют перлитовую структуру. Цвет стекла бурый до светло-желтого. Оно оптически изотропно, слабо просветляется в некоторых локальных участках. Рентгеновское исследование отдельных частиц описываемого стекла, проведенное А. А. Кашаевым, подтвердило его изотропность. В некоторых частицах при этом были обнаружены слабые рефлексы, указывающие на некоторую степень раскристаллизованности стекла. Иногда те или иные стадии раскристаллизации стекла отмечаются и микроскопически, когда в нем появляется тончайший агрегат слюды и топаза. Показатель преломления стекла колеблется от 1,500 до 1,530, причем он увеличивается в стекле со следами раскристаллизации.

Исследование данного стекла с помощью микрозонда показало, что в большинстве случаев его выделения неоднородные по составу, что, возможно, связано с той или иной степенью раскристаллизации. При этом никаких видимых признаков появления новообразованных фаз в обособлениях стекла не имеется.

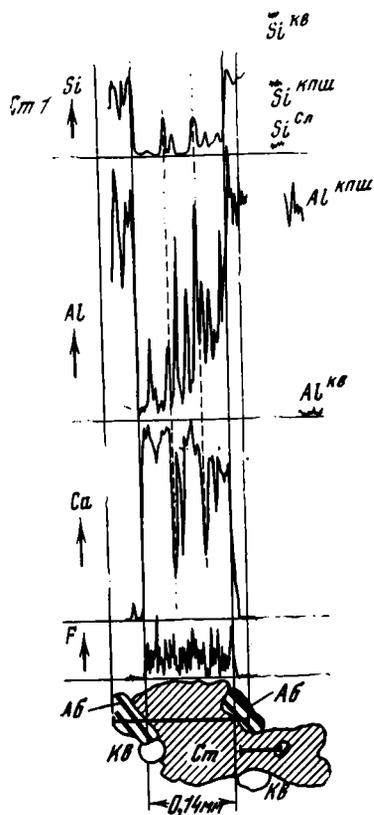


Рис. 9. Распределение кремния, алюминия, кальция и фтора во включении позднего стекла из основной массы онгонитов

Условные обозначения см. на рис. 6

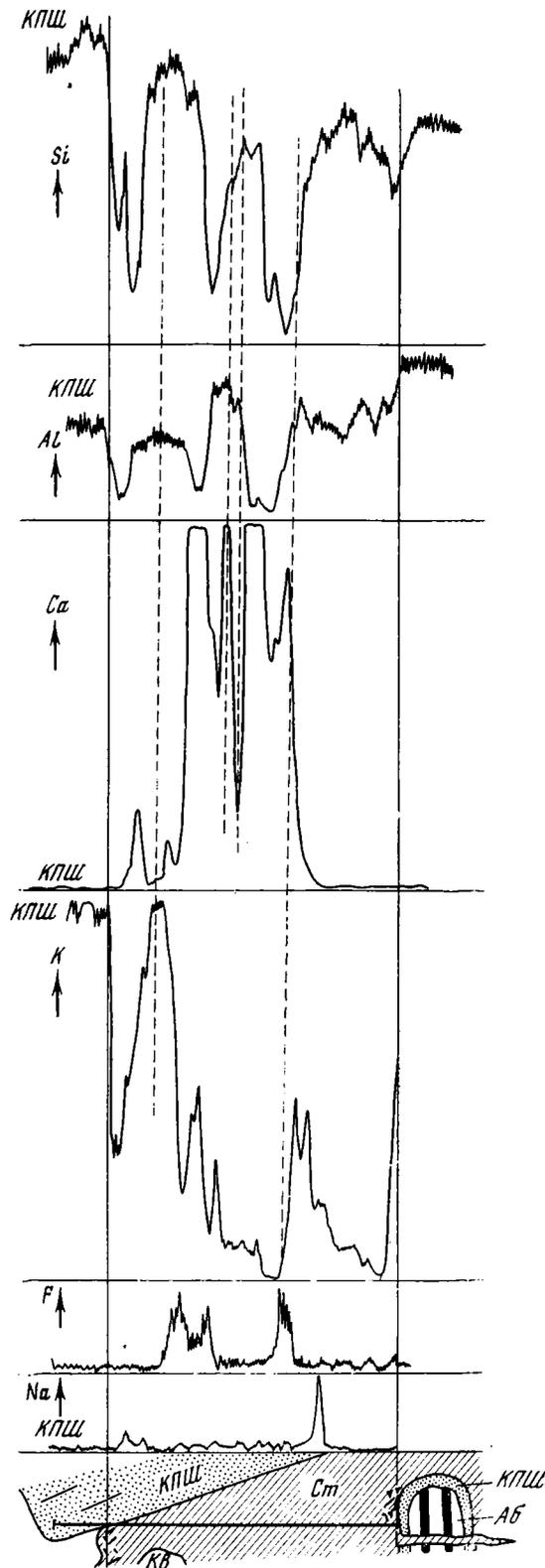


Рис. 10. Распределение кремния, алюминия, кальция, калия, фтора и натрия в зерне позднего стекла из онгонитов

Условные обозначения см. на рис. 6

На рис. 9 и 10 приведены диаграммные записи распределения ряда ведущих компонентов в некоторых зернах рассматриваемого позднего стекла. Главными компонентами его состава являются кальций, кремний, алюминий, иногда фтор, реже — натрий и калий. Содержание кремнезема в стекле обычно ниже, чем в альбите, но иногда возрастает и достигает содержания этого компонента в калиевом полевоом шпате. Минимальные содержания кремнезема в стекле бывают даже более низкими, чем в слюде (см. рис. 9). Соответственно максимальные содержания алюминия в стекле иногда превышают таковые для щелочных полевых шпатов (см. рис. 10). Для всех изученных включений стекла характерно наличие участков с резко повышенными содержаниями кальция, а часто и фтора (см. рис. 9, 10). Наконец, отметим, что содержания натрия и калия в стекле низки и значительно меньше, чем содержания этих элементов соответственно в альбите и калиевом полевоом шпате, и они являются значимыми величинами. Например, для натрия намечается несколько повышенный общий фон в стекле по сравнению с таковым в калиевом полевоом шпате.

Значительно более богатым калием по сравнению с выше рассмотренным оказалось позднее стекло из порфировых онгонитов Ары-Булакского массива, хотя остальные особенности его состава близки к описанным выше (рис. 11) и, в частности, наличие участков с повышенными содержаниями кальция и фтора. Установление обратной корреляционной связи между содержаниями кальция с фтором, с одной стороны, а также кремния, алюминия и иногда щелочей, с другой, — позволяет предположить, что при раскристаллизации стекла образуются богатая кальцием и фтором фаза (типа флюорита) и фаза, богатая алюминием с низким содержанием кремния. В последней в том или ином количестве (иногда много; см. рис. 10) содержатся калий и натрий. Возможно, что в этом случае появляется фаза, близкая таким минералам, как слюда, топаз, реже — калиевый полевой шпат, а также и какая-то натриевая фаза. Напомним, что упомянутые фазы выявляются только при сопоставлении распределения главных компонентов стекла. Микроскопически же их диагностировать не удалось.

Рассмотренные результаты позволяют нам предположить, что позднее стекло в онгонитах состоит в основном из кальция, алюминия, фтора, кремния, содержания которых могут достигать, видимо, 20—25%, с небольшими добавками натрия (несколько процентов) и калия (до 5—10%). Такой своеобразный состав стекла для гранитоидных пород с первого взгляда является неожиданным. Однако объяснение этому факту было получено при экспериментальном исследовании плавления и кристаллизации гранитов в присутствии растворов плавиковой кислоты [29]. Оказалось, что в случае насыщения гранитного расплава фтором, кроме силикатного расплава, образуется расплав кремнефторидов алюминия, резко обогащенный кальцием по сравнению с силикатным. Распределение в нем кремния, алюминия, кальция, калия, натрия и фтора оказалось сходным с приблизительно оцененным в позднем стекле. В этом кремнефторидном стекле, как и в только что описанном, оказалось: кремнезема значительно меньше, чем в онгонитах; алюминия больше, чем в альбите; много кальция; калия приблизительно столько же, сколько в калиевом полевоом шпате; натрия меньше, чем в альбите; повышенное содержание фтора. Т. е. качественно состав этих стекол, видимо, близок, и можно полагать, что оцененный состав позднего стекла в онгонитах является вполне реальным. В заключение подчеркнем, что состав отдельных обособлений стекла существенно меняется, колеблясь в первую очередь в отношении кальция и алюминия.

Как уже говорилось в начале данного раздела, основная масса онгонитов Ары-Булакского массива отличается от описанной выше значительно меньшей степенью раскристаллизованности. Чаще всего (осо-

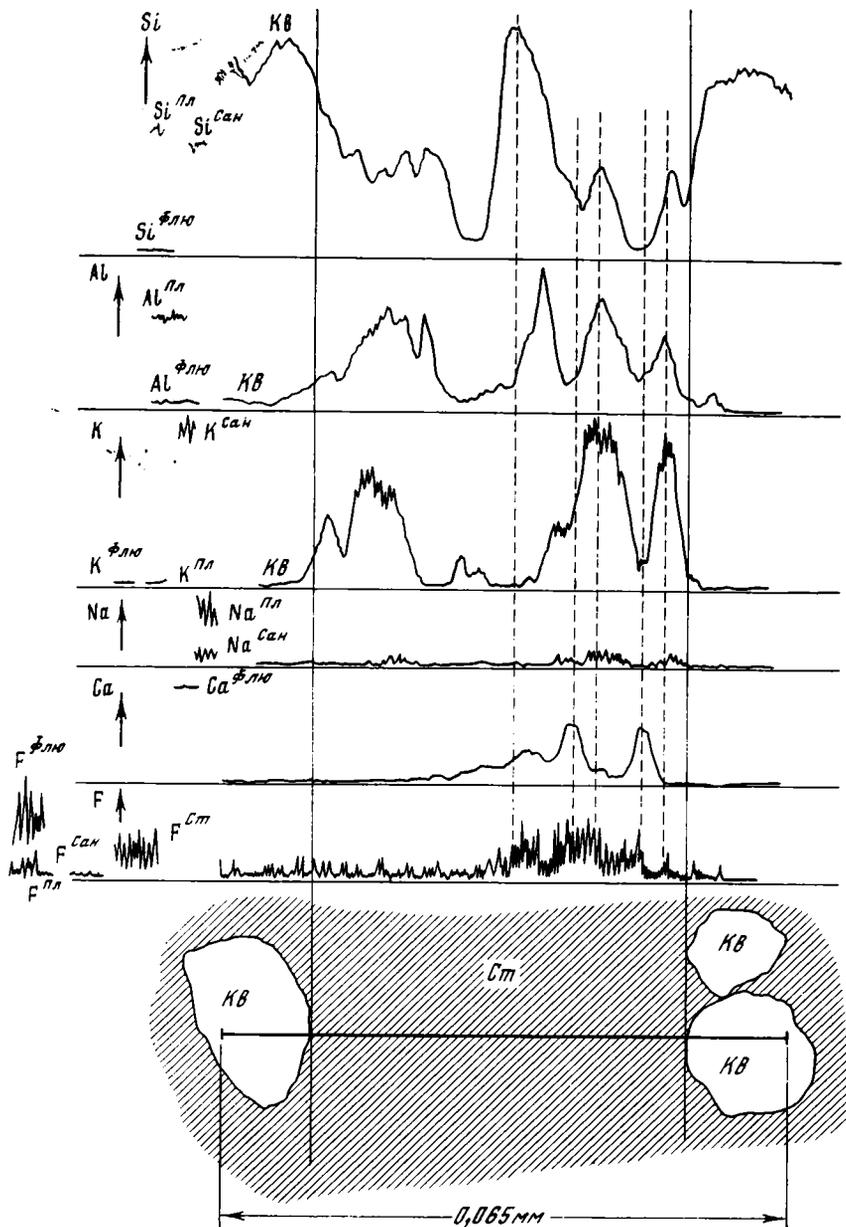


Рис. 11. Распределение кремния, алюминия, калия, натрия, кальция и фтора в стекловатой основной массе афировых онгонитов Ары-Булакского массива

Пл — плагиоклаз; Флю — флюорит; Сан — сандин; остальные условные обозначения см. на рис. 6

бенно в афировых разностях) раскристаллизованность основной массы устанавливается здесь только по наличию светопреломляющих участков, в которых не удается наблюдать отдельные минеральные виды. Исключением являются мелкие изометричные зерна кварца и иголки топаза (иногда сферолиты), которые наиболее четко обособляются в раскристаллизованных участках. Нередко основная масса здесь представлена пятнистым агрегатом, в котором имеются бурые или светло-бурые слабо анизотропные (стекловатые) участки с многочисленными «перепутанными» иголками топаза и сравнительно редкими зернами кварца с более светлыми анизотропными участками, в которых широкое рас-

пространение имеют щелочнополевошпатовые сферолиты. Иногда светлые раскристаллизованные участки развиваются в породе в виде петельчатых обособлений. Возможно, раскристаллизация стекла в этом случае осуществлялась по его перлитовой отдельности. Показатель преломления стекловатых участков ниже, чем у калиевого полевого шпата и канадского балъзама.

Один из участков слабо анизотропной стекловатой основной массы данных онгонитов изучен на микросзонде. Как и для описанных выше стекловатых обособлений, этот участок также оказался неоднородным по составу и, видимо, слабо раскристаллизованным (см. рис. 11), хотя отдельные фазы здесь опять же микроскопически не диагностируются. Более того, разделение предполагаемых фаз в рассматриваемой стекловатой массе, по-видимому, проявлено менее полно, чем это было в выделениях на рис. 9, 10, что обусловлено общей меньшей раскристаллизованностью основной массы афировых онгонитов Ары-Булакского массива. В данном случае в правой части рис. 11 видно, что этот участок хотя и имеет максимумы кальция, совпадающие с минимумами кремния, алюминия, калия, тем не менее в богатых кремнием участках также отмечаются повышенные содержания кальция и, наоборот, в богатых кальцием частях имеются достаточные содержания кремния, алюминия и калия. По этой неполной индивидуализации фаз, богатых кальцием, с одной стороны, и алюминием, кремнием и калием, — с другой, стекловатое вещество описываемых онгонитов отличается от стекла с более полной химической индивидуализацией (см. рис. 9, 10). Очевидно, при раскристаллизации стекла сначала появляются промежуточные по составу участки в нем (см. рис. 11), а затем происходит более полная индивидуализация фаз (появление топаза, флюорита и т. п.).

Воспользовавшись наличием в этих породах флюорита, удалось оценить содержание кальция и фтора в стекловатой основной массе. В участках типа изображенных в правой части рис. 11 содержание кальция колеблется от 38 до 50%, а фтора — от 23 до 25%. В среднем же этот участок содержит около 30—35% кремнезема, около 25—30% окиси кальция, около 20% глинозема, около 15—20% фтора, около 10% окиси калия. Другие участки (типа изображенных в левой части рис. 11) стекловатого вещества значительно беднее кальцием, фтором и богаче кремнеземом. Следует подчеркнуть, что неоднородности состава стекла типа описанных двух участков рис. 11 весьма характерны для онгонитов. При этом в стекловатой основной массе онгонитов Ары-Булакского массива особенно много участков, богатых кальцием и фтором.

Как правило, текстура основной массы онгонитов — массивная. Элементы флюиальности ее намечаются только в некоторых участках таких, например, как узкие промежутки между вкрапленниками. Ориентированность микролитов топаза проявлена также при обтекании основной массы вкрапленников. Особенно характерна флюиально-полосчатая текстура для эндоконтактных афировых онгонитов. В этом случае, во-первых, флюиальность онгонитов обусловлена наличием полос, сравнительно богатых иголками топаза и бедных ими. Во-вторых, во флюиальных онгонитах (в соответствии с общей ориентировкой флюиальности ориентируются лейсты вкрапленников альбита (образуется текстура типа трахитоидной). В-третьих, иногда во флюиальности принимают участие более стекловатые и богатые иголками топаза полосы и полосы раскристаллизованных (со сферолитами щелочного полевого шпата) онгонитов с более низким содержанием топаза (Ары-Булак).

Все сказанное выше, по-видимому, нельзя рассматривать в качестве явлений наложенного вторичного изменения основной массы онгонитов под воздействием гидротермальных процессов. Возможно, что вторичные изменения ее проявлены узко локально в бедных фтором онгонитах, где калиевый полевой шпат основной массы и вкрапленников за-

мещается мелкочешуйчатым мусковитом. При этом в основной массе эти преобразования проявлены в виде тонкопрожилковых, иногда петьчатых агрегатов, в которых сохраняются кварц и альбит основной массы. Наиболее часто эти явления отмечались в онгонитах дайки Штокверковой. Кроме того, в афировых онгонитах Ары-Булакского массива наблюдались отдельные шлировидные или прожилковидные обособления поздних каолинита и флюорита, которые иногда замещают и вкрапленники альбита. Более подробно об этом будет сказано ниже.

### **ЗАВИСИМОСТЬ РАЗМЕРОВ ВКРАПЛЕННИКОВ ОТ СТЕПЕНИ ЗАКРИСТАЛЛИЗОВАННОСТИ ОНГОНИТОВ И ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУР ОНГОНИТОВ**

В настоящем разделе приводятся результаты специальных статистических исследований зависимости размеров и содержаний вкрапленников различных минералов от степени закристаллизованности онгонитов.

В качестве характерных размеров вкрапленников были приняты следующие: для альбита — ширина лейст или расстояние между следами граней (010) на плоскости шлифа. При необходимости легко перейти от этого размера к длине кристалла, если учесть, что среднее соотношение ширины к длине вкрапленников альбита составляет 1:5. Для калиевого полевого шпата, кварца, слюды и топаза в качестве главного размера был выбран поперечник их вкрапленников, поскольку последние обычно имеют изометричную форму. По аналогии характерным размером зерен кварца основной массы также является размер поперечного сечения. Замеры (около 5000 штук) проводились на интеграционном столике с предварительно проградуированной ценой его деления.

При анализе этих результатов необходимо иметь в виду, что в слабо раскристаллизованных онгонитах (менее 20% вкрапленников) количество зерен кварца, слюды, топаза весьма мало даже в том большом количестве шлифов, которое нами исследовалось (более 200). Поэтому они здесь не рассматриваются. На основе усредненных данных приводятся гистограммы распределения размеров вкрапленников из онгонитов дайки Амазонитовой с разной степенью закристаллизованности (рис. 12).

По мере увеличения степени закристаллизованности онгонитов (т. е. от эндоконтактов к центру даек) функция плотности распределения средних размеров зерен альбита меняет свой облик в первую очередь за счет постепенного «расширения» и «сплющивания» кривой (рис. 13). При этом наиболее резко падает относительное количество самых мелких кристаллов альбита. Например, при переходе от афировых онгонитов ко все более раскристаллизованным разностям сначала резко падает относительное количество упомянутых наиболее мелких зерен (см. рис. 12). Затем наряду с продолжающимся падением количества мелких зерен начинает падать количество модальных зерен и возрастать относительное содержание более крупных зерен. При дальнейшем увеличении степени закристаллизованности онгонитов возрастает модальное значение размеров зерен альбита и появляются крупные вкрапленники альбита. Наконец, процесс повторяется снова, когда начинает падать содержание более мелких, чем модальные, вкрапленников альбита и расти относительное количество все более крупных зерен. Таким образом, в начальный момент кристаллизации онгонитового расплава, по-видимому, возникло наибольшее относительное содержание мелких зернышек (зародышей) альбита, а в дальнейшем происходил в основном либо их линейный рост (появление более крупных вкрапленников разных размеров), либо же возрастало отношение величины линейной скорости их роста к значению скорости образования зародышей. В целом

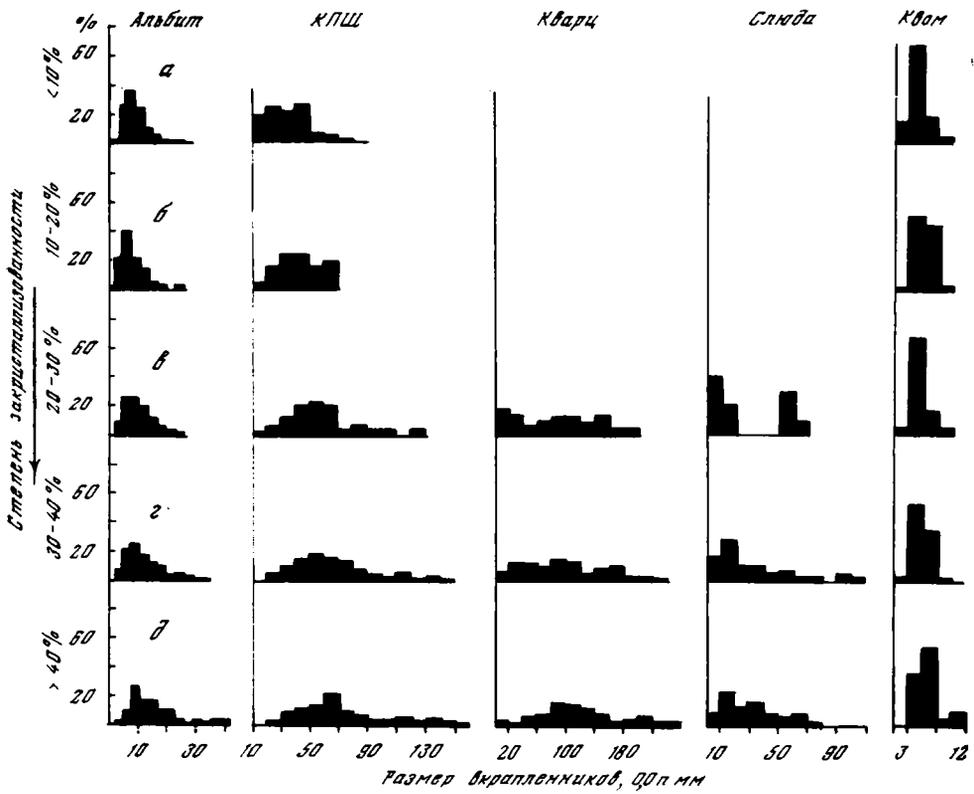


Рис. 12. Гистограммы распределения размеров включений альбита, калиевого полевого шпата (КПШ), кварца, слюды и зерен кварца основной массы в онгонитах разной степени закристаллизованности (дайка Амазонитовая)

а — 10% включений;                    з — 30—40%;  
 б — 10—20%;                            д — >40%.  
 в — 20—30%;                            Размер включений (по оси абсцисс) в 0,01 мм

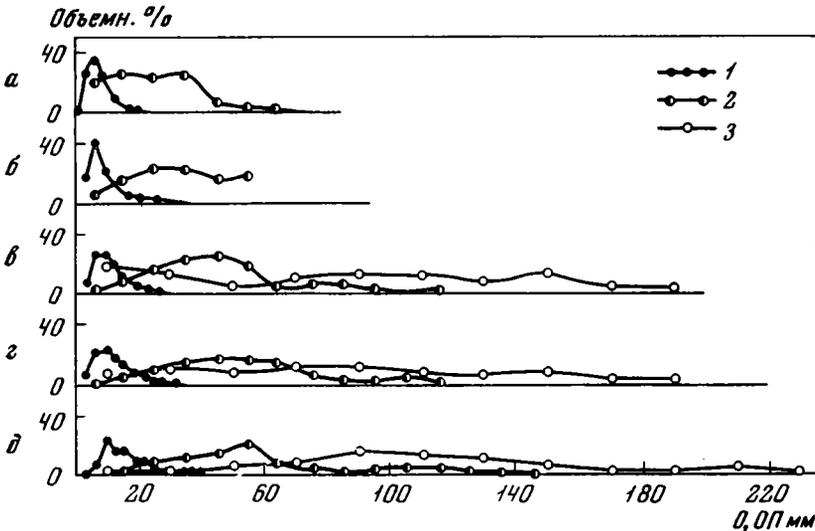


Рис. 13. Совмещенные функции плотности вероятности распределения размеров включений альбита (1), калиевого полевого шпата (2) и кварца (3) для онгонитов разной степени закристаллизованности (дайка Амазонитовая)

а — 10% включений;                    з — 30—40%;  
 б — 10—20%;                            д — >40%.  
 в — 20—30%;                            Размер включений (по оси абсцисс) в 0,01 мм

же средние размеры вкрапленников альбита заметно возрастают во все более раскристаллизованных онгонитах.

Аналогичная картина изменения спектра размеров вкрапленников наблюдается для калиевого полевого шпата, кварца и в какой-то степени слюды. Для них также с возрастанием степени закристаллизованности онгонитов не только повышаются средние размеры, но и растет доля крупных кристаллов при последовательном уменьшении доли более мелких вкрапленников.

Размеры зерен кварца основной массы либо остаются постоянными, либо слабо возрастают только в самых раскристаллизованных онгонитах (см. рис. 11, 12).

Характер приведенных функций распределения размеров вкрапленников разных минералов позволяет статистически объяснить их главные соотношения (см. рис. 13). Начиная почти с афировых разновидностей онгонитов до их закристаллизованных порфириновых разновидностей, наиболее вероятно сочетание крупных кристаллов калиевого полевого шпата и особенно кварца с мелкими вкрапленниками альбита, а не наоборот. Однако вероятность того, что в каждом вкрапленнике калиевого полевого шпата будут располагаться более мелкое зерно альбита, невелика, поскольку вкрапленники альбита занимают только часть исследованной площади породы. Отсюда должна быть дополнительная причина, способствующая включению зерен альбита во вкрапленники калиевого полевого шпата. Как мы уже говорили ранее, этому, видимо, способствует использование мелких зерен альбита в качестве зародышей для вкрапленников калиевого полевого шпата. Это предположение подтверждается тем фактом, что число центров кристаллизации для калиевого полевого шпата и кварца не только значительно ниже, чем для альбита при той же степени закристаллизованности онгонитов, но и со-

храняется примерно постоянным в процессе кристаллизации расплава (рис. 14). Очевидно, что, используя необходимое количество зерен альбита для возникновения своих центров кристаллизации, вкрапленники калиевого полевого шпата в дальнейшем в основном растут, увеличивая размеры зерен при приблизительно постоянстве их количества. В связи с этим, видимо, каймы калиевого полевого шпата вокруг альбита как потенциально новые центры кристаллизации вкрапленников калиевого полевого шпата в наиболее раскристаллизованных онгонитах проявлены хуже.

Таким образом, главные соотношения вкрапленников онгонитов между собой вполне объяснимы соотношением соот-

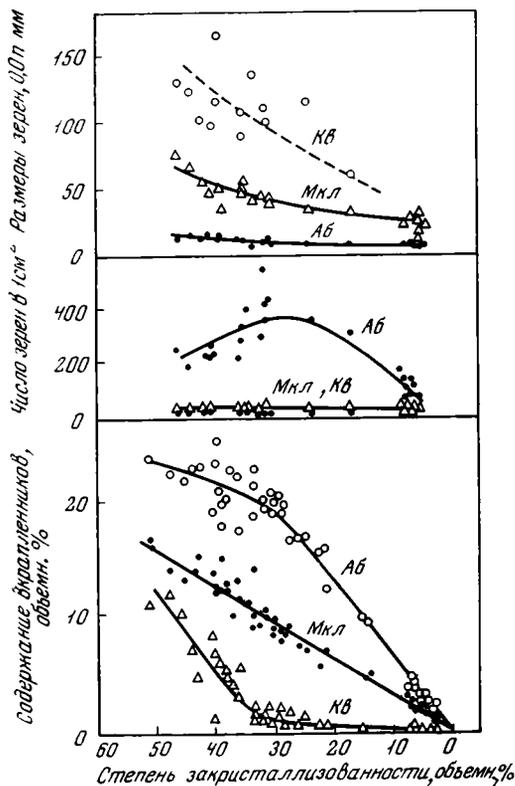


Рис. 14. Зависимость размеров вкрапленников, их числа и содержания в них альбита (Аб), калиевого полевого шпата (Мкп), кварца (Кв) от степени закристаллизованности онгонитов: дайки Амазонитовой

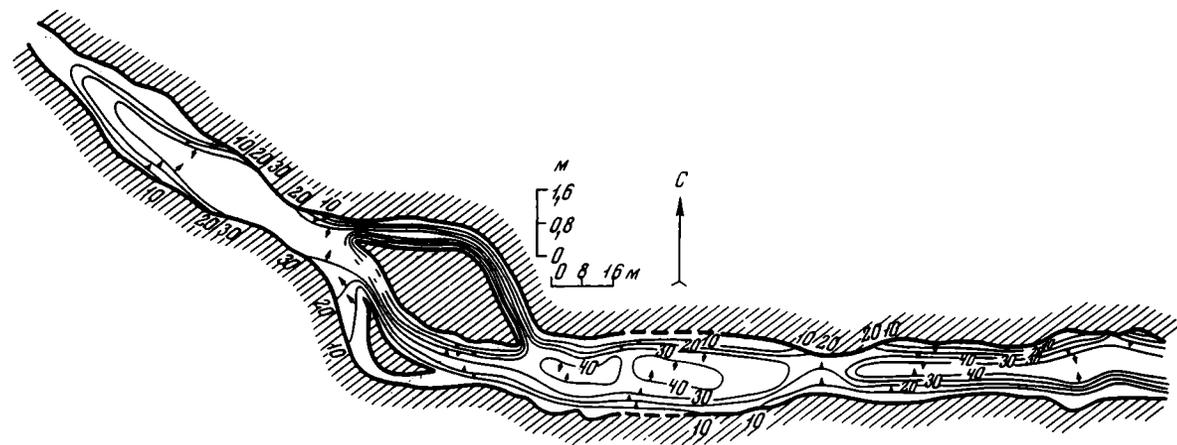


Рис. 15. Линии равной степени закристаллизованности (содержания вкрапленников) онгонитов дайки Амазонитовой  
Вмещающие породы заштрихованы

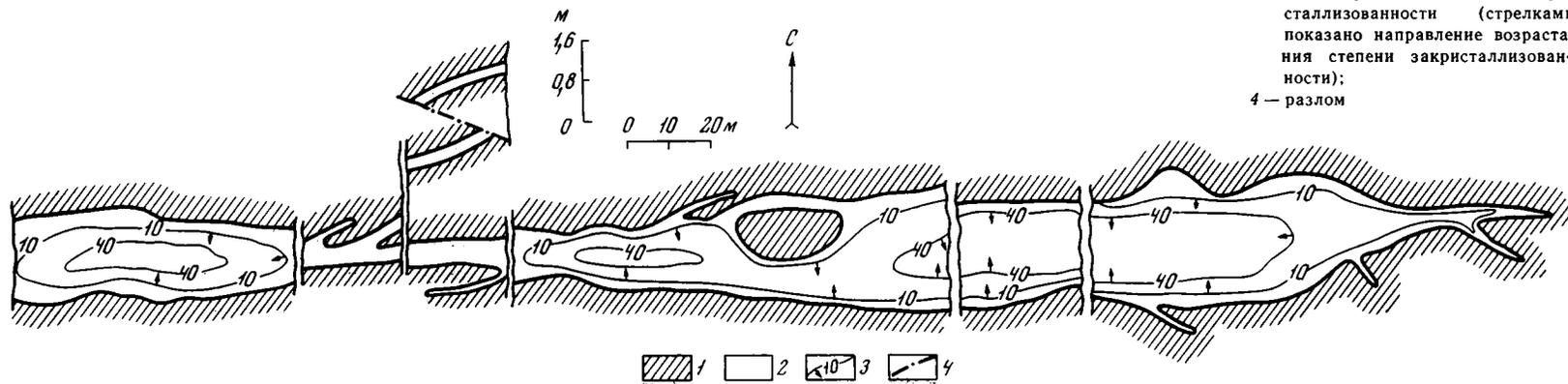


Рис. 16. Линии равной степени закристаллизованности (содержание вкрапленников) онгонитов характерных частей дайки Штокверковой

- 1 — вмещающие породы;
- 2 — онгониты;
- 3 — линии равной степени закристаллизованности (стрелками показано направление возрастания степени закристаллизованности);
- 4 — разлом

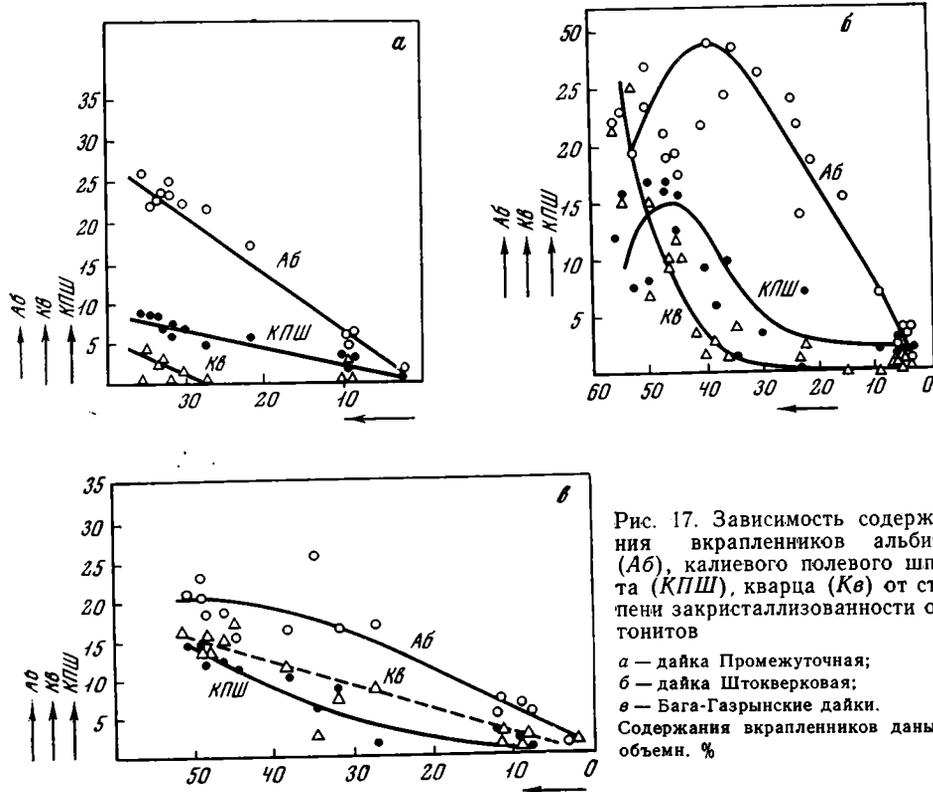


Рис. 17. Зависимость содержания вкрапленников альбита (Аб), калиевого полевого шпата (КПШ), кварца (Кв) от степени закристаллизованности онгонитов  
 а — дайка Промежуточная;  
 б — дайка Штокверковская;  
 в — Бага-Газрынские дайки.  
 Содержания вкрапленников даны в объемн. %

ветствующих функций распределения размеров их зерен (см. рис. 13). Во-первых, понятно, почему обычны включения альбита в калиевом полевоом шпате и крайне редки обратные соотношения. По-видимому, к последним могут быть отнесены редкие случаи двойных кайм или соотношения, отраженные на рис. 7 (верхний ряд, второй слева). Во-вторых, для кварца и альбита также значительно вероятнее включения альбита в кварце, а обратные соотношения еще менее вероятны, чем для калишпата и альбита. В-третьих, аналогичными соотношениями функций распределения размеров вкрапленников калиевого полевого шпата и кварца (рис. 13) объясняется сравнительная частота имеющихся включений калиевого полевого шпата в кварце.

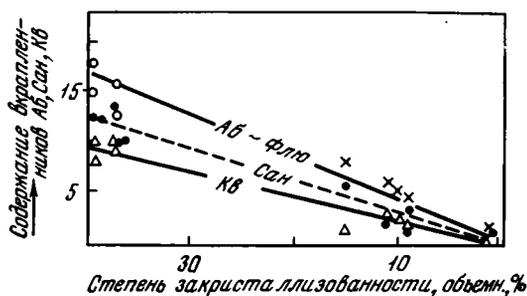
Три перечисленные стороны взаимоотношений вкрапленников альбита, калиевого полевого шпата и кварца являются наиболее выдержанными и показательными для эволюционирующих структур онгонитов разной степени закристаллизованности.

Возрастание степени закристаллизованности (количества вкрапленников) онгонитов осуществляется относительно симметрично от контактов к центру даек и от зон выклинивания или пережимов даек к более мощным их частям (рис. 15, 16). Наиболее закристаллизованные онгониты как в дайке Амазонитовой, так и в дайке Штокверковской, занимают изолированные друг от друга «остаточные камеры» в центральных частях даек.

Изменения содержаний вкрапленников альбита, калиевого полевого шпата и кварца в процессе кристаллизации онгонитов в различных их телах показаны на рис. 17, 18. В целом с ростом степени закристаллизованности пород содержания вкрапленников всех рассматриваемых минералов во всех изученных дайках, как правило, растут, за исключением кристаллизации расплава в упомянутых «остаточных камерах».

Однако содержания вкрапленников альбита, калиевого полевого шпата и кварца в этом процессе изменяются не так монотонно, как общая степень закристаллизованности. Прямолинейный рост содержаний в зависимости от степени закристаллизованности отмечается для вкрапленников всех минералов в онгонитах Ары-Булакского массива (см. рис. 18), для вкрапленников калиевого полевого шпата дайки Амазонитовой, Промежуточной (см. рис. 14, 17) и для вкрапленников кварца Бага-Газрынских даек. Монотонный рост содержаний вкрапленников альбита замедляется при достижении онгонитами степени закристаллизованности, равной примерно 30% (дайки Амазонитовая и Штокверковая). С этого же рубежа начинается бурный рост в них содержаний вкрапленников кварца, и наиболее богатые кварцем онгониты концентрируются в упомянутых выше остаточных камерах (см. рис. 15, 16). В менее раскристаллизованных онгонитах этих даек содержание вкрапленников кварца весьма мало, вплоть до полного их отсутствия тем более, что наличие вкрапленников кварца в онгонитах можно надежно

Рис. 18. Зависимость содержания вкрапленников альбита (Аб+псевдоморфозы флюорита по альбиту), санидина и кварца от степени закристаллизованности онгонитов Ары-Булакского массива. Содержания вкрапленников даны в объемн. %

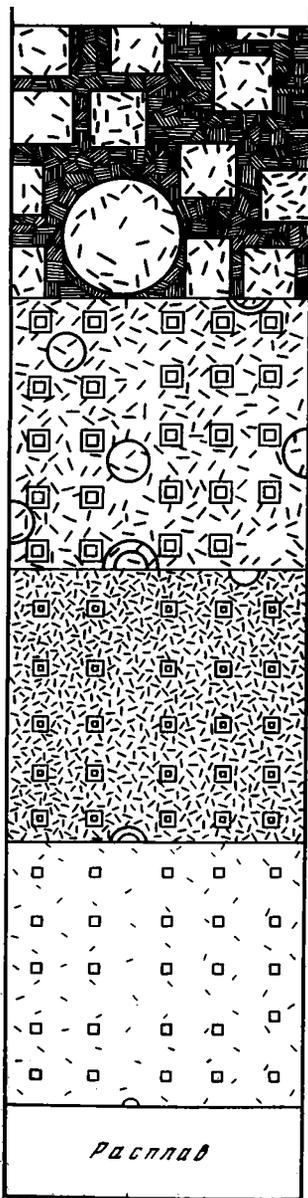


рассматривать только начиная с онгонитов с 20—25% закристаллизованности. Кратко можно сказать, что процесс кристаллизации онгонитов в дайке Амазонитовой осуществлялся на фоне постоянного монотонного роста содержаний вкрапленников калиевого полевого шпата с замедлением роста содержания альбита и с соответствующим резким возрастанием содержания кварца на последней стадии кристаллизации. Сходен с этим процесс кристаллизации вкрапленников в дайке Промежуточной (см. рис. 17, а), но здесь процесс не дошел до возникновения «остаточных камер», а закончился раньше. В дайке Штокверковой кристаллизация вкрапленников альбита и калиевого полевого шпата не только замедляется на конечных этапах, но содержания их даже падают в наиболее раскристаллизованных породах (см. рис. 17, б). В Бага-Газрынских дайках отмечается монотонный рост содержаний вкрапленников кварца на фоне некоторого замедления в конце кристаллизации повышения содержаний альбита и увеличения содержания калиевого полевого шпата (см. рис. 17, в).

Еще раз подчеркнем, что рост содержаний альбита и калиевого полевого шпата с увеличением степени закристаллизованности онгонитов во многих участках их кристаллизации является синхронным и практически одновременным несмотря на то, что включения альбита постоянно имеются во вкрапленниках калиевого полевого шпата. Другими словами этот факт противоречит широко распространенному представлению о раннем выделении тех минералов, которые в виде пойкилитовых включений находят в других «более поздних» минералах. Судя по рис. 17 и 18, к несколько более позднему этапу можно было бы отнести начало кристаллизации вкрапленников кварца, да и то, если пренебречь наличием его редких одиночных кристаллов в онгонитах с меньшей закристаллизованностью, чем 20—25%. Но уже в онгонитах

с 30% вкрапленников кварц растет одновременно с альбитом и калиевым полевым шпатом.

В этом случае имеется одновременная (синхронная) кристаллизация трех минералов, доказываемая последовательным возрастанием их содержаний по мере увеличения степени закристаллизованности пород, хотя соотношения между ними на основе принципа идиоморфизма минералов и их взаимных включений соответствуют их разновременному порядку кристаллизации: 1) альбит; 2) калиевый полевой шпат; 3) кварц. Видимо, здесь проявляется недостаточность указанного принципа, обусловленная неучтенным в нем влиянием разных скоростей кристаллизации одновременно образующихся из расплава минералов на их взаимоотношения. Это легко показать на упрощенной диаграмме последовательного роста зерен альбита, калиевого полевого шпата и кварца с учетом изменения средних размеров и количества их (см. рис. 14).



Диаграмма, иллюстрирующая эволюцию структур кристаллизующихся пород, приведена на рис. 19. Диаграмма построена на упрощенных статистических данных роста зерен альбита, калиевого полевого шпата и кварца без учета генетических предположений об использовании альбита в качестве центров кристаллизации вкрапленников калиевого полевого шпата. В левой части рисунка изображен гомогенный расплав. Затем в нем появляется сравнительно много мелких вкрапленников альбита, значительно меньше более крупных вкрапленников калиевого полевого шпата и еще более крупные одиночные кристаллы кварца. При дальнейшей кристаллизации количество мелких вкрапленников альбита еще более возрастает, а количество зерен калиевого полевого шпата и кварца сохраняется примерно постоянным, но они укрупняются. Далее процесс продолжается в этом же направлении. Крупные вкрапленники калиевого полевого шпата и кварца захватывают площадь, в пределах которой имеются и мелкие зерна альбита, т. е. включают все большее количество пойкилитовых выделений альбита. При полной закристаллизованности расплава образуется порода с крупными, но сравнительно редкими, вкрапленниками кварца и калиевого полевого шпата с пойкилитовыми включениями альбита, количество которых возрастает к периферии вкрапленников, а также основной массой, сложной агрегатом тех же многочисленных, но сравнительно мелких кристаллов альбита.

По-видимому, любой исследователь апогранитов в последнем рисунке легко узнает характерные черты альбитизированных гранитов: наличие альбитового цемента в породе, заме-

Рис. 19. Эволюция структур пород, образующихся при одновременной кристаллизации альбита (палочки), калиевого полевого шпата (квадраты) и кварца (кружки) при соотношении линейных скоростей кристаллизации  $v_{\text{кв}} > v_{\text{КПШ}} > v_{\text{Аб}}$  и соотношении скоростей образования зародышей  $I_{\text{Аб}} > I_{\text{КПШ}} = I_{\text{кв}}$

шающих лейст альбита в других минералах, проявление структур типа снежного кома и т. п. Тем не менее это структура магматической породы, выведенная на основе анализа количества и размеров порфировых вкрапленников в онгонитах различной степени закристаллизованности.

В модели рис. 19 ничего также принципиально не изменится, если предположить, что вкрапленники альбита являются центром кристаллизации калиевого полевого шпата. В этом случае пойкилитовые включения альбита будут проявлены с самого начала кристаллизации калиевого полевого шпата и во всех его зернах.

### ОБЩАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОНГОНИТОВ

Подытоживая все петрографические и геологические наблюдения, приведенные ранее, наметим общую схему последовательности формирования онгонитов (рис. 20). Наиболее ранними кристаллизовались вкрапленники альбита, калиевого полевого шпата и нередко кварца. Иногда кварц, топаз и слюда, по-видимому, начинали кристаллизоваться несколько позже, после затвердевания около 30% онгонитового расплава. В Ары-Булакском массиве с самого начала кристаллизации расплава формировались вкрапленники топаза и слюды. В соответствии со сказанным выше для онгонитов этого массива допускается некоторое замещение вкрапленников кислого плагиоклаза флюоритом в начальные стадии кристаллизации расплава. Большая часть слюды, кварца и топаза онгонитов сформировалась в виде основной массы при закалке онгонитового расплава. Более поздним, чем даже минералы основной массы, является богатое кальцием и алюминием кремне-фторидное стекло (позднее).

Массив минерал	Магматический		Послемагматический			
	магматическая		ранняя автометамагматическая	метасоматическая и жильная		
	Содержание вкрапленников, % 10 20 30 40 50	закалка		ранняя	средняя	поздняя
Амазонитовая, Штак-Верковская, Промежуточная						
Аб	■	■				
Кпш	■	■				
Кв	■	■				
Сл	?	— LiAlFe	— LiAlFe	Му	Му	
Топ	?	—				
Позднее стекло		■				
Бага-Газрынские						
Аб	■	■				
Кпш	■	■				
Кв	■	■				
Сл	— Li Fe	— Li Fe	— Li Fe	— Li Fe	Му	
Топ	— ?	—				
Ара-Булак						
Аб-Пл	■	■				
Кпш	■	■				
Кв	■	■				
Флю	■	■				
Топ	■	■				
Сл	— Li Fe	—	— Li Fe			
Позднее стекло кварцевит		■				

Рис. 20. Схема последовательности кристаллизации главных и типоморфных минералов онгонитов (этапы и стадии их образования)

Символами химических элементов охарактеризованы составы слюд: Li — Fe — литиево-железистые слюды; LiAlFe — фенгитовые слюды; Му — мусковит

Послемагматические процессы в онгонитах начинаются с ранней условно автометасоматической стадии, к которой мы отнесли процессы «дорастания» вкрапленников кварца, топаза и слюды. Характер слюды при этом наследуется от магматического этапа. Эта стадия в небольшой степени проявлена во всех дайках онгонитов.

Затем проявлено образование прожилков в онгонитах с некоторыми локальными явлениями их перекристаллизации и метасоматоза. В Бага-Газрынских дайках при этом образуются прожилково-метасоматические зоны цвиттеров с литиево-железистыми слюдами, а в Штокверковой дайке — кварц-мусковит-топазовые прожилки. Условно более поздними, чем цвиттеры, показаны редкие кварц-мусковитовые грейзены по онгонитам Бага-Газрынских даек, а также псевдоморфное замещение калиевого полевого шпата серицитом в дайках Онгон-Хайерханского массива. Завершают формирование онгонитов процессы каолинизации их основной массы и отложение позднего флюорита (Ары-Булакский массив). Конечно, рассматриваемая схема учитывает только главные особенности формирования онгонитов различных даек. Даже в пределах одной дайки последовательность формирования онгонитов может несколько различаться в различных участках.

Прежде чем переходить к анализу поведения петрогенных и редких элементов в онгонитах, остановимся на распределении в них фтора как одного из главнейших компонентов, определяющего многие особенности химизма онгонитов.

### ФТОР В ОНГОНИТАХ

Поведение фтора в онгонитах сначала рассмотрим на примере наиболее подробно изученной дайки Амазонитовой [22], а затем коснемся особенностей его распределения в других телах онгонитов.

Содержания фтора в онгонитах дайки Амазонитовой представлены в табл. 2 и 9, а также на рис. 21.

Интервал содержания фтора в онгонитах составляет 0,8—3,2%. Распределение его в дайке — достаточно неравномерное. Колебания содержания фтора отмечаются как в породах разной степени закристаллизованности, так и в афировых эндоконтактовых закаленных онгонитах. В последних сохраняется тот же интервал колебаний содержания фтора (0,8—3,2%), что и в порфириновых их разностях, причем наиболее высокие концентрации фтора в афировых разностях тяготеют к пережигам в дайке (см. рис. 21).

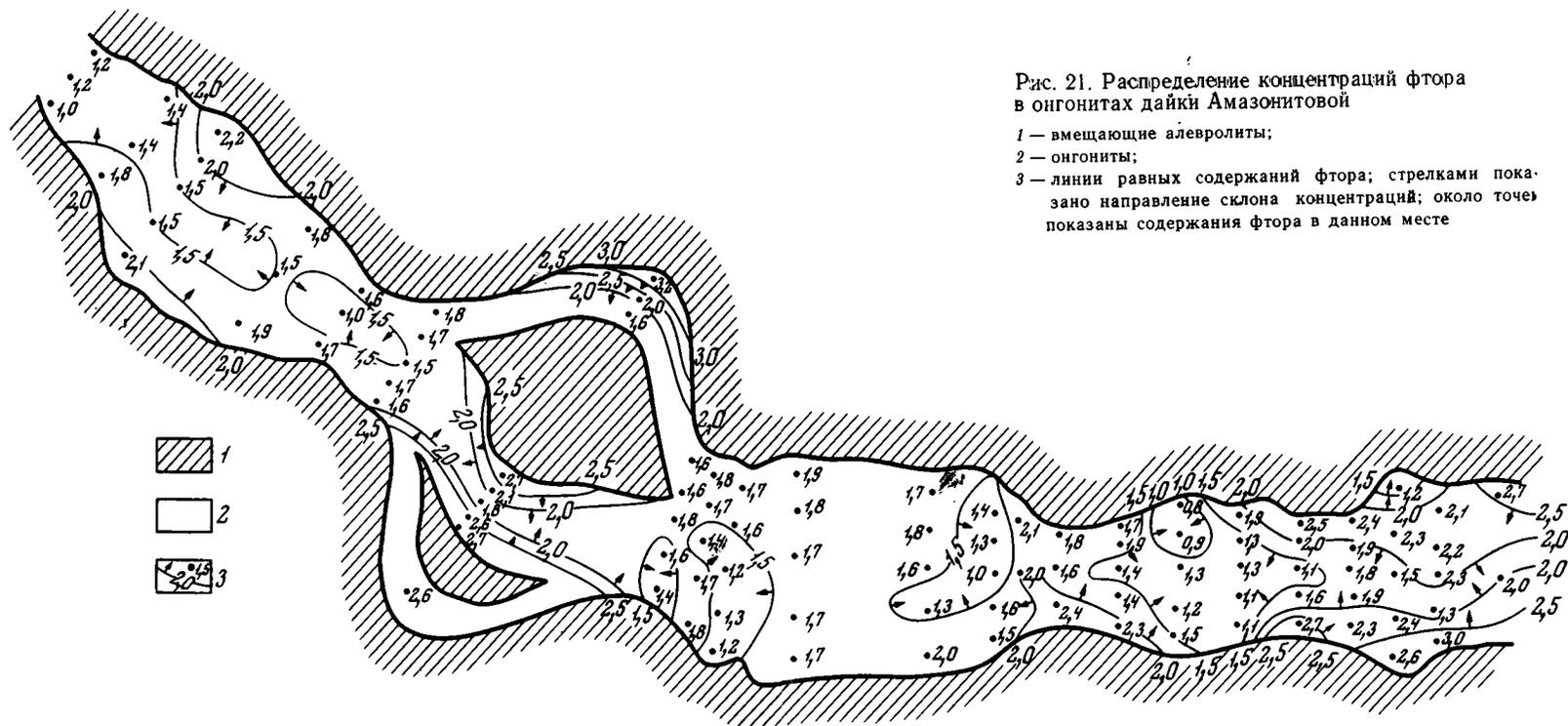
С увеличением степени закристаллизованности пород к центру дайки отмечается разное поведение фтора (рис. 22). В тех участках дайки, в которых в исходных афировых разностях имеются содержания фтора больше 2,0% (2,0—3,2%), отмечается уменьшение содержания фтора с увеличением степени закристаллизованности пород. При содержаниях фтора в исходных афировых разностях, меньше 2% наблюдается постоянство содержания фтора или даже некоторое его возрастание при увеличении степени закристаллизованности онгонитов (от эндоконтакта к центру дайки).

На долю вкрапленников приходится очень небольшая часть фтора онгонитов. Даже если допустить, что содержание вкрапленников топаза в онгонитах может достигать 1%, это составит не более 0,2% фтора породы, или около 11% от общего количества его в среднем онгоните. Эта величина близка к погрешности определения фтора в породе. В действительности роль вкрапленников топаза в балансе фтора в онгонитах еще скромнее, и при расчете содержания фтора в основной массе наличием вкрапленников топаза можно пренебречь. Тем более это допущение справедливо для вкрапленников слюд, которые содержат значительно меньше фтора, чем топаз. Таким образом, главным носителем фтора онгонитов является их основная масса.

В большинстве случаев содержание фтора растет в основной массе онгонита с увеличением степени закристаллизованности, т. е. к центру дайки, если в исходных афировых (эндоконтактовых) породах его концентрация меньше 2%. Начиная с 2% и выше в афировых разностях не происходит накопления фтора в основной массе по мере возрастания

Рис. 21. Распределение концентраций фтора в онгонитах дайки Amazonитовой

- 1 — вмещающие алевролиты;  
 2 — онгониты;  
 3 — линии равных содержаний фтора; стрелками показано направление склона концентраций; около точек показаны содержания фтора в данном месте

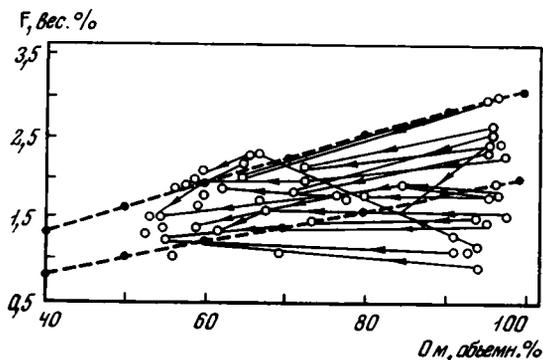


степени закристаллизованности онгонита, а иногда наблюдается даже уменьшение его содержания. Весьма характерно, что максимальное содержание фтора в основной массе (3,3—3,5%) близко к максимальной концентрации его в эндоконтактных афировых онгонитах (3,2%). Исключением из этого являются две пробы из всех изученных (ОХ 655/2 и ОХ 655/3), в которых содержание фтора в основной массе достигает 4,5—4,9%.

В целом, как это следует уже из рис. 22, колебание содержаний фтора в онгоните падает по мере увеличения степени закристаллизованности породы. Намечается корреляционная связь между содержаниями

Рис. 22. Изменение содержания фтора (светлые кружки) в онгонитах разной степени закристаллизованности

Тонкими стрелками соединены пробы из различных сечений через дайку Амазонитовую. Черными кружками и жирным пунктиром показано теоретическое распределение фтора при кристаллизации насыщенного фтором расплава с содержанием фтора 2 и 3 вес. %.



фтора в исходных афировых разностях онгонитов и в основной массе более закристаллизованных порфирированных онгонитов.

При изменении содержания фтора наблюдается некоторое колебание химического состава онгонитов, о чем подробно говорится ниже при рассмотрении их общего химического состава.

В онгонитах даек Штокверковой и Промежуточной средние содержания фтора примерно в три раза ниже, чем средняя концентрация его в онгонитах дайки Амазонитовой. Однако и эти содержания значительно (в 7—8 раз) превышают средние содержания фтора в бедных кальцием гранитах [8]. Необходимо отметить, что за исключением общего уровня содержания фтора распределение фтора в онгонитах даек Штокверковой и Промежуточной во многом сходно с таковым для онгонитов дайки Амазонитовой. Средние содержания фтора в эндоконтактных афировых разностях онгонитов во всех упомянутых дайках в целом выше, чем в раскристаллизованных онгонитах центральных частей тел. Но если учесть, что в афировых разностях онгонитов дайки Штокверковой так же, как и в онгонитах дайки Амазонитовой, имеются разнообразные содержания фтора, то сходство в поведении фтора с увеличением степени закристаллизованности онгонитов этих двух даек оказывается еще более показательным. В онгонитах дайки Штокверковой также имеются тенденции и к увеличению содержания фтора при увеличении степени закристаллизованности к уменьшению. Но уровень содержания фтора, при котором происходит смена одной тенденции на другую, в дайке Штокверковой ниже и составляет всего 0,6—1,0% фтора.

В дайке Промежуточной в отдельных участках при увеличении степени закристаллизованности происходит возрастание содержания фтора в онгонитах до уровня онгонитов дайки Амазонитовой, т. е. до 2%, хотя в большинстве случаев здесь картина поведения фтора сходна с таковой в дайке Штокверковой.

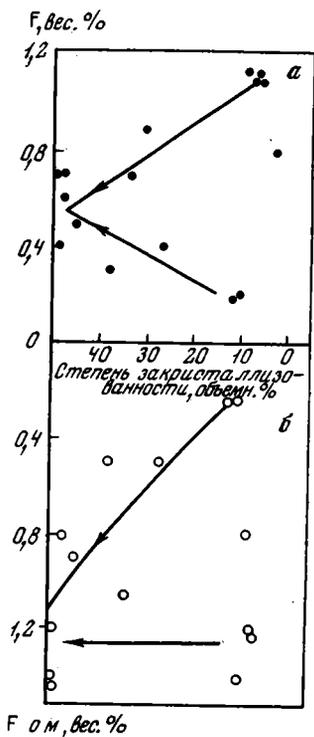
Наконец, обратим внимание на то, что предельные содержания фтора в основной массе онгонитов, к которым стремятся как высокие, так

и низкие его концентрации в эндоконтактовых афировых онгонитах по мере увеличения степени закристаллизованности, проявляются в зонах «остаточной кристаллизации», в которых резко возрастает содержание вкрапленников кварца и уменьшается относительное содержание вкрапленников альбита. Но в дайке Амазонитовой это предельное содержание фтора в основной массе онгонитов зон «остаточной кристаллизации» в среднем равно около 2,6%, а в дайке Штокверковой близко к 0,6—0,7%.

В онгонитах Бага-Газрынских даек средние содержания фтора и его поведение близки к таковым для онгонитов даек Штокверковой и Промежуточной. Максимальное содержание фтора в афировых разностях близко к максимальному содержанию его в основной массе (1,2—1,3%) наиболее закристаллизованных онгонитов (рис. 23). И к этому пределу стремятся как низкие, так и высокие содержания фтора в основной массе онгонитов при увеличении их степени закристаллизованности. Указанный предел в среднем соответствует примерно 0,6% фтора в онгоните со степенью закристаллизованности 40—50%.

Отметим также, что предельное содержание фтора в основной массе онгонитов Бага-Газрынских даек достигается при наиболее высоких значениях степени закристаллизованности онгонитов (45—50%), в то время как аналогичная предельная концентрация фтора в дайках Амазонитовой и Штокверковой достигалась уже при 30% вкрапленников. В отличие от двух последних тел в Бага-Газрынских дайках отсутствуют четко выраженные зоны «остаточной кристаллизации» онгонитов с повышенными относительными содержаниями вкрапленников кварца.

В порфировых онгонитах Ары-Булакского массива содержание фтора несколько превышает таковое для аналогичных пород Бага-Газрынских даек (см. табл. 2 и 10). Но особенно высоки его концентрации в слабо закристаллизованных разностях массива. Они превышают все описанные выше. Однако эти породы отличаются от типичных онгонитов по общему химическому составу и особенно по кальцию. Анализ распределения фтора в этих породах требует специального рассмотрения, что выходит за рамки задач настоящей книги.



### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Химический состав онгонитов из всех изученных их проявлений представлен в табл. 7. Средние составы онгонитов разной степени закристаллизованности, а также в целом по дайке Амазонитовой, Бага-Газрынским дайкам и Ары-Булакскому массиву сведены в табл. 8.

По своему химическому составу онгониты заметно отличаются от всех известных составов магматических пород [15]. Если по содержанию кремнезема они близки к средним составам гранитов и липаритов, то по концентрации глинозема они приближаются к сиенитам. Это и понятно, поскольку они в своем составе в значительном количестве содержат топаз. В то же время, как правило, онгониты, являются весьма лейкократовыми породами и

Рис. 23. Изменение содержаний фтора в онгонитах (а) и их основных массах (б) при увеличении степени закристаллизованности пород (Бага-Газрынские дайки)

Таблица 7

## Химический состав \* онгонитов

№ проб	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	Rb <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	F	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	F—O	Сумма	Степень закрыстал- лизован- ности, %
Дайка Амазонитовая																	
OX655/1	69,98	16,41	0,33	0,35	0,20	0,24	0,23	6,01	3,61	0,41	0,17	0,70	2,12	0,10	0,89	99,97	40,2
OX655/2	71,47	16,11	0,43	0,27	0,09	0,13	0,44	5,04	3,46	0,31	0,22	0,90	2,20	0,05	0,90	100,22	55,1
OX655/3	69,83	16,65	0,54	0,14	0,14	0,44	0,44	5,56	3,44	0,36	0,20	0,88	2,35	0,04	0,99	100,02	49,0
OX655/4	72,73	14,67	0,63	0,28	0,19	0,08	0,12	5,80	3,61	0,17	0,18	0,85	1,30	0,10	0,54	100,17	8,8
OX655/5	70,10	16,06	0,38	0,28	0,23	0,08	0,23	5,40	3,85	0,82	0,31	0,80	2,98	0,10	1,25	100,37	3,8
OX655/6	71,49	16,32	0,29	0,36	0,24	0,16	0,22	5,67	2,53	0,32	0,15	0,85	1,20	0,12	0,50	99,42	6,3
OX655/7	70,54	16,41	0,17	0,28	0,18	0,12	0,12	5,80	3,49	0,45	0,25	0,80	2,28	0,10	0,96	100,03	33,3
OX655/8	71,44	16,47	0,57	0,07	0,17	0,25	0,35	4,98	3,61	0,29	0,22	0,92	1,48	сл.	0,62	100,20	46,9
OX655/10	70,65	17,01	0,37	0,24	0,18	0,31	0,26	4,86	2,98	0,55	0,25	0,98	2,62	0,03	1,10	100,19	4,8
OX655/11	70,45	16,81	0,32	0,07	0,14	0,50	0,18	5,40	3,08	0,48	0,22	1,02	2,38	0,08	1,00	100,13	2,9
OX655/12	70,19	17,07	0,57	0,22	0,09	0,25	0,18	5,17	3,52	0,33	0,24	0,92	1,92	0,05	0,81	99,91	27,8
OX655/13	70,87	16,36	0,45	0,24	0,11	0,20	0,44	5,40	3,56	0,34	0,20	1,03	1,85	0,03	0,78	100,30	44,2
OX655/14	70,50	17,17	0,43	0,22	0,12	0,31	0,26	5,40	3,37	0,28	0,22	0,80	1,92	0,04	0,81	100,23	42,7
OX655/15	70,42	16,81	0,41	0,14	0,17	0,30	0,18	5,40	3,22	0,67	0,27	0,90	2,32	0,03	0,99	100,25	29,0
OX655/16	70,99	16,40	0,29	0,25	0,26	0,24	0,11	4,86	3,25	0,32	0,26	0,95	2,50	0,10	1,05	99,73	3,6
OX655/17	70,81	16,06	0,35	0,24	0,20	0,16	0,11	5,94	3,61	0,45	0,24	0,90	2,00	0,11	0,84	100,34	35,7
OX655/18	72,29	16,71	0,19	0,24	0,18	0,24	0,23	5,00	3,25	0,34	0,21	0,95	1,07	0,10	0,43	100,57	Не опр.
OX655/19	70,71	15,71	0,35	0,50	0,19	0,08	0,12	5,67	3,61	0,24	0,18	0,85	1,60	0,10	0,67	99,24	Не опр.
OX655/20	71,71	15,77	0,31	0,24	0,14	0,16	0,11	5,54	3,37	0,65	0,26	0,79	2,70	0,11	1,13	100,73	3,6
OX655/28	71,90	16,21	0,31	0,18	0,17	0,20	0,44	5,40	3,08	0,06	0,11	0,83	0,85	0,05	0,35	99,44	6,2
OX655/30	70,69	16,65	0,51	0,14	0,15	0,30	0,26	5,40	3,56	0,28	0,21	1,08	1,27	0,05	0,53	100,22	47,5
OX655/32	72,47	16,85	0,27	0,22	0,11	0,25	0,18	4,65	3,13	0,13	0,17	0,98	1,48	сл.	0,62	100,27	6,0
OX655/41	71,68	16,83	0,28	0,10	0,13	0,12	0,35	6,35	2,36	0,16	0,13	0,95	1,40	0,06	0,59	100,31	4,8
OX655/43	71,12	17,02	0,15	0,55	0,14	0,38	0,17	5,29	3,61	0,23	0,18	0,95	1,02	0,07	0,43	100,45	44,0
OX655/45	71,87	16,34	0,15	0,35	0,12	0,13	0,35	5,40	2,69	0,14	0,12	1,05	1,46	0,05	0,61	99,61	3,0
OX655/58	71,45	17,18	0,35	0,17	0,20	0,38	0,17	4,86	3,02	0,34	0,21	1,05	1,77	0,02	0,74	100,43	4,9
OX655/62	72,24	16,32	0,20	0,45	0,15	0,25	0,25	5,26	3,42	0,17	0,18	1,09	1,15	0,08	0,48	100,73	3,3
OX655/69	70,46	17,18	0,42	0,10	0,22	0,43	0,42	4,05	3,19	0,62	0,29	1,15	3,25	0,03	1,36	100,45	4,2
OX655/70	70,36	17,64	0,16	0,10	0,14	0,50	0,17	5,40	2,84	0,45	0,22	1,40	2,00	0,04	0,84	100,58	30,7
OX655/71	72,02	16,92	0,11	0,50	0,15	0,25	0,35	5,64	2,46	0,20	0,14	0,80	1,55	0,08	0,65	100,52	6,1

Таблица 7 (окончание)

№ проб	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	Rb <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	F	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	F—O	Сумма	Степень за- кристалли- зованности, %
OX655/74	69,88	18,00	0,15	0,45	0,14	0,53	0,17	4,64	2,89	0,54	0,18	1,15	2,70	0,10	1,13	100,39	4,6
OX655/76	70,08	17,89	0,14	0,25	0,13	0,25	0,15	5,53	3,37	0,39	0,21	1,15	1,80	0,05	0,75	100,64	31,1
OX655/78	70,04	17,24	0,75	0,17	0,16	0,50	0,70	4,18	3,11	0,50	0,20	1,05	2,70	0,02	1,13	100,19	7,7
OX655/87	70,22	17,82	0,15	0,50	0,17	0,12	0,70	4,91	3,14	0,23	0,18	0,75	1,60	0,15	0,67	99,97	4,6
OX655/88	71,96	16,54	0,22	0,35	0,14	0,25	0,47	4,86	3,92	0,18	0,20	0,90	1,00	0,04	0,42	100,61	31,2
OX655/94	70,23	17,46	0,16	0,17	0,13	0,50	0,35	4,86	3,13	0,53	0,24	0,70	2,10	0,08	0,88	99,76	5,6
OX655/95	71,55	17,46	0,29	0,10	0,13	0,12	0,25	4,18	3,16	0,31	0,22	0,88	1,50	0,05	0,63	99,57	35,0
OX655/97	71,02	18,05	0,10	0,25	0,17	0,25	0,25	4,55	3,19	0,57	0,24	0,83	2,10	0,06	0,88	100,75	7,8
OX655/102	73,07	16,20	0,29	0,10	0,03	0,20	0,50	5,64	2,58	0,09	0,12	0,60	1,20	0,05	0,50	100,17	5,3
OX1400	69,37	18,83	0,17	Нет	0,24	Нет	0,26	4,63	3,47	0,73	0,35	0,52**	2,70	Не опр.	1,13	100,14	—
OX1401	68,25	17,91	0,27	»	0,25	»	2,00	4,18	3,47	0,79	0,35	0,94**	3,48	»	1,46	100,43	—
OX1402	68,32	17,53	0,26	»	0,28	»	1,76	4,28	3,33	0,71	0,32	0,75**	3,25	»	1,36	99,43	—
OX1403	70,00	17,52	0,24	»	0,26	»	Нет	5,05	3,61	0,64	0,28	1,24**	2,65	»	1,12	100,37	8,0
OX1404	70,00	17,79	0,17	»	0,20	»	»	4,87	3,79	0,58	0,26	1,56**	2,66	»	1,12	100,76	—
OX1405	69,50	18,04	0,49	»	0,27	»	»	4,53	3,21	1,02	0,28	0,50**	2,76	»	1,15	99,45	—
OX1406	70,13	17,29	0,19	»	0,27	»	»	4,96	3,14	0,98	0,23	0,95**	3,15	»	1,32	99,97	—
Дайка Штокверковая																	
OX841/13	72,57	15,71	0,27	1,14	0,11	0,08	Нет	7,07	1,85	—	—	0,85	0,60	0,10	0,25	100,10	5,7
OX841/15	73,47	15,01	0,37	0,31	0,12	0,32	»	6,56	2,40	—	—	1,15	0,32	0,11	0,13	100,01	50,2
Дайки Бага-Газрынские																	
БН657/2	73,91	16,28	0,01	0,72	0,04	0,25	1,06	4,00	3,18	0,06	0,12	0,09	1,75	0,14	0,73	100,88	7,8
БН657/5	74,10	14,80	0,19	0,79	0,06	0,08	0,82	4,86	4,02	0,05	0,11	0,61	0,53	0,10	0,22	100,47	48,7
БН657/7	72,96	16,28	0,67	0,57	0,07	0,34	0,82	3,68	3,61	0,04	0,10	0,68	1,02	0,08	0,43	100,49	9,1
БН657/10	74,30	15,04	0,20	0,50	0,05	0,17	0,82	4,69	3,94	Нет	0,06	0,33	0,16	0,08	0,06	100,28	11,1
БН657/15	74,36	13,69	0,07	1,44	0,05	0,08	0,59	4,72	3,93	0,11	0,12	1,28	0,60	0,08	0,25	100,86	47,9
БН1505/10	72,42	14,80	0,09	0,86	0,04	0,25	2,00	4,72	3,14	Нет	0,10	1,35	0,87	0,08	0,36	100,36	12,0
Ары-Булакский массив																	
АБ1700/1**	71,33	17,02	0,55	0,02	0,08	0,51	4,05	4,33	0,09	0,19	0,19	0,48	0,80	0,23	0,32	99,46	—
АБ1700/2**	71,28	17,39	0,55	0,02	Сл.	0,47	4,17	4,49	0,07	0,19	0,19	0,50	1,00	0,11	0,42	99,92	—
АБ1700/3**	71,27	17,38	0,70	0,02	Сл.	0,70	4,05	4,55	0,04	0,20	0,20	0,59	0,90	0,17	0,36	100,24	—
АБ1700/4**	71,74	16,28	0,51	0,03	0,13	1,00	4,24	4,33	0,05	0,20	0,20	0,45	0,60	0,17	0,25	99,60	—

\* Пробы БН657/2-1505/10 и АБ1700/1-170/4 анализировались С. А. Юрченко, остальные пробы — В. А. Писарской (лаборатория геохимии редких элементов Института геохимии СО АН СССР).

\*\* В пробах ОХ1400-1406 определены Н<sub>2</sub>О<sup>-</sup> соответственно: нет; 0,10; 0,13; 0,09; 0,20; нет; нет; в пробах АБ1700/1-1700/4 окиси титана и цезия соответственно; (0,08; 0,02), (0,08; 0,02), (0,08; 0,03), (0,08; 0,04).

почти не содержат титана, что приближает их к аляскитам. Очень часто они несут весьма высокие концентрации натрия при его преобладании над калием. Учитывая все сказанное, онгониты ближе всего оказываются к различным видам литий-фтористых гранитов (амазонит-альбитовым или альбит-лепидолитовым гранитам), которые называют также литионит-амазонит-альбитовыми апогранитами, или альбитизированными гранитами.

По содержанию кремнезема и щелочей, а также по соотношению между натрием и калием имеющийся в нашем распоряжении набор составов онгонитов охватывает серию составов литий-фтористых гранитов от амазонит-альбитовых разностей до альбит-лепидолитовых. Правда, в онгонитах содержание глинозема выше, чем в средних составах всех перечисленных разновидностей литий-фтористых гранитов. По содержанию фтора онгониты значительно превосходят любые разности литий-фтористых редкометалльных гранитов.

Средние составы онгонитов несколько различаются для различных районов. Наиболее бедные кремнеземом и богатые фтором онгониты характерны для дайки Амазонитовой, в пределах которой чаще всего отмечаются топазсодержащие (с вкрапленниками топаза) разности онгонитов с наиболее литиевыми слюдами. Онгониты Бага-Газрынских даек, как и онгониты дайки Штокверковой, наиболее богаты кремнеземом и бедны фтором. Но первые несут сравнительно невысокие (для онгонитов) содержания натрия, а вторые, наоборот, характеризуются наиболее высокими концентрациями натрия. Кроме того, онгониты Бага-Газрынских даек несколько богаче фемическими компонентами, чем другие разновидности этих пород. Соответственно, онгониты Бага-Газрынских даек являются циннвальдитсодержащими, а онгониты дайки Штокверковой — мусковитсодержащими. Обе из рассматриваемых разностей онгонитов очень редко содержат вкрапленники топаза. Наконец, укажем, что онгониты Ары-Булакского массива по содержанию кремнезема занимают промежуточное положение между онгонитами дайки Амазонитовой и Бага-Газрынских даек. В то же время они богаче всех глиноземом и имеют самое низкое соотношение натрия к калию.

Судя по средним составам онгонитов дайки Амазонитовой, процесс кристаллизации почти не влияет на их состав, за исключением уменьшения содержания фтора, лития и в меньшей степени возрастания концентраций калия и натрия. Действительно, средний состав онгонитов разной степени закристаллизованности оказывается довольно постоянным (см. табл. 9). Этот факт постоянства среднего состава онгонитов весьма важен в свете того, что в процессе кристаллизации онгонитов очень существенно меняются количественные соотношения кристаллизующихся минералов — вкрапленников. В связи с этим рассмотрим колебания состава онгонитов разной степени закристаллизованности.

На рис. 24 изображены все известные составы онгонитов разной степени закристаллизованности для дайки Амазонитовой. Он иллюстрирует, во-первых, довольно широкий интервал составов афировых онгонитов, который перекрывает соответствующий интервал составов онгонитов различной степени закристаллизованности. Отсюда мы должны сделать вывод об исходной неоднородности общего химического состава афировых онгонитов. Во-вторых, в порфириновых онгонитах размах колебаний содержаний многих компонентов (кремнезема, глинозема, оксидов марганца, натрия и калия) уменьшается по сравнению с афировыми разностями. При этом можно говорить, что содержания кремнезема в порфириновых онгонитах не опускаются ниже минимальных концентраций его в афировых разностях, а наиболее высокие содержания этого компонента в порфириновых онгонитах ниже, чем в афировых.

Несколько другая картина наблюдается для натрия и калия и в меньшей степени для глинозема, для которых общий уровень концент-

Средний состав онгонитов разной степени закристаллизованности

Степень за- кристаллизо- ванности, %	Доля пло- щади, %	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
Дайка Амазонитовая							
<10	23,8	70,79	16,89	0,27	0,24	0,20	0,20
10—30	34,7	70,36	16,67	0,33	0,37	0,15	0,31
30—40	27,4	70,84	16,79	0,21	0,27	0,16	0,20
>40	14,1	70,84	16,51	0,33	0,28	0,16	0,24
Среднее	100,0	70,78	16,78	0,27	0,26	0,18	0,20
Дайки Бага-Газрынские							
<12	—	73,72	15,87	0,29	0,60	0,05	0,25
>12	—	73,63	14,43	0,12	1,03	0,05	0,13
Ары-Булакский массив							
		71,42	17,17		0,58	0,02	0,05

раций в порфириновых онгонитах несколько повышается, а интервал колебаний содержания, как и для кремнезема, сужается. Для других компонентов этот интервал сохраняется примерно одинаковым как для порфириновых, так и для афировых онгонитов. Однако следует подчеркнуть, что для всех порообразующих компонентов пределы колебания состава афировых онгонитов как бы лимитируют интервал изменения составов порфириновых их разностей.

В-третьих, намечается разное поведение рассматриваемых компонентов в процессе кристаллизации онгонитов в зависимости от исходного состава афировых пород. Так, содержание кремнезема в процессе кристаллизации в целом падает для онгонитов с исходными высокими содержаниями этого компонента и сохраняется постоянным или даже несколько возрастает для онгонитов с низкими исходными содержаниями. То же можно сказать в отношении поведения трехвалентного железа, магния и кальция, если сравнивать содержания этих компонентов в афировых и в сравнительно слабо закристаллизованных разностях онгонитов (в пределах 30% степени закристаллизованности). Для глинозема, калия и натрия, наоборот, их содержания возрастают в порфириновых онгонитах по сравнению с низкими их концентрациями в исходных афировых разностях, но сохраняются примерно постоянными в процессе кристаллизации тех афировых онгонитов, которые богаты этими компонентами.

В-четвертых, для некоторых порообразующих окислов намечается изменение концентраций в порфириновых онгонитах с увеличивающейся степенью закристаллизованности. Для кремнезема намечается повышение содержания при переходе от онгонитов с 30% вкрапленников до пород с 50% их, хотя это повышение проявлено в интервале от 70 до 71% кремнезема<sup>1</sup>. Аналогичное повышение концентраций проявляется для окислов трехвалентного железа, магния и кальция. В этом же направлении несколько понижаются содержания глинозема, двуокиси марганца и, возможно, окиси натрия, хотя для последнего это предположение недостаточно надежно из-за большого разброса составов.

Все перечисленные факты изменения состава онгонитов в процессе увеличения их степени закристаллизованности осуществляются в рамках постоянства их среднего состава (см. табл. 8). Следовательно, в

<sup>1</sup> Т. е. в интервале колебания средних составов онгонитов дайки Амазонитовой (см. табл. 8).

CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	Rb <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	F	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Число анализов
Дайка Амазонитовая								
0,36	5,10	3,15	0,47	0,22	0,93	2,13	0,07	30
0,30	5,50	3,44	0,50	0,26	0,86	1,89	0,06	3
0,24	5,42	3,50	0,36	0,22	1,01	1,82	0,07	8
0,37	5,42	3,54	0,35	0,21	0,96	1,78	0,05	12
0,34	5,24	3,31	0,42	0,22	0,94	1,99	0,07	53
Дайки-Бага-Газрынские]								
0,90	4,12	3,58	0,03	0,03	0,89	0,97	0,10	3
1,12	4,77	3,70	0,05	0,11	1,01	0,67	0,09	3
Ары-Булакский массив								
0,67	4,13	4,42	0,06	0,19	1,15	0,82	0,17	4

процессе кристаллизации онгонитового расплава осуществлялись интенсивные процессы перераспределения вещества, вызванные в первую очередь исходной неоднородностью этого расплава. Видимо, можно говорить о том, что после кристаллизации 30% вкрапленников упомянутые процессы перераспределения вещества в теле дайки в основном закончились, и с этого момента появляются единые тенденции в поведении состава онгонитов, в которых с увеличением степени закристаллизованности несколько (в пределах колебания средних составов, см. табл. 8) повышаются концентрации окислов кремния, трехвалентного железа, магния, кальция и падают содержания глинозема и двуокиси марганца.

Для того чтобы сравнить рассмотренные тенденции изменения состава онгонитов разной степени закристаллизованности с соответствующими составами редкометальных литий-фтористых гранитов, а также с экспериментально изученной упрощенной «гранитной» системой *Аб — Орт — Кв* [60], было бы удобно выразить эти составы в виде норм соответствующих миналов (альбита, ортоклаза, кварца). Но если обычный метод пересчета на нормативные составы редкометальных литий-фтористых гранитов и бедных фтором онгонитов дает удовлетворительные результаты [24], то для богатых фтором онгонитов возникают некоторые сложности, требующие хотя бы краткого обсуждения. Дело в том, что при расчете разными методами нормативный состав литий-фтористых гранитов и бедных фтором онгонитов слабо изменяется, в то время как нормативный состав богатых фтором онгонитов, рассчитанный теми же методами, различается достаточно заметно. Мы использовали для расчета в качестве первого метода обычную схему пересчета системы *CIPW* [52], когда в первую очередь заполняются миналы магнетита, ферросилита, флюорита, затем — альбита и ортоклаза. Остаток глинозема после этих операций связывался с эквивалентным количеством фтора в нормативный топаз ( $Al_2[SiO_4]F_2$ ), а остаток кремнезема рассчитывался как нормативный кварц. Недостатком этого метода является игнорирование фтора и лития в составах онгонитов, которые после расчета богатых фтором онгонитов остаются в избытке.

При втором методе в расчет вводился нормативный состав лепидолита ( $KLi_2Al[Si_4O_{10}]F_2$ ), который рассчитывался перед выведением норм ортоклаза. Но и при таком расчете в богатых фтором онгонитов оставался избыток фтора.

При третьем методе в первую очередь использовался фтор, который соединялся с эквивалентным количеством лития, алюминия, кремния и

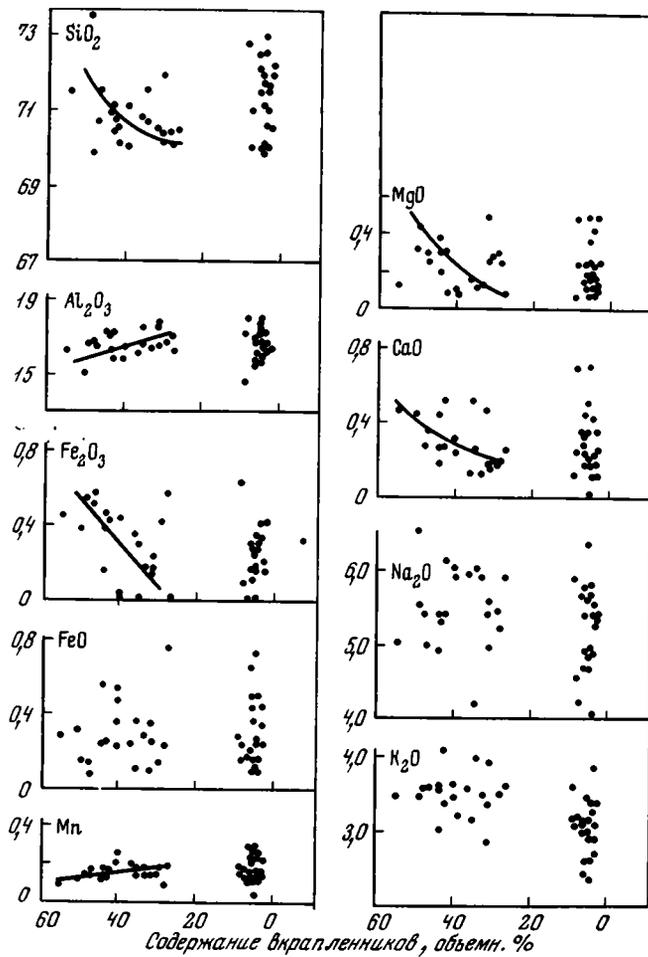


Рис. 24. Зависимость содержаний породообразующих компонентов (в вес.%) от степени закристаллизованности онгонитов (дайка Амазонитовая)

калия сначала в нормативный лепидолит, а остаток фтора — в нормативный топаз. Затем выводилась норма ортоклаза, а остаток глинозема соединялся с эквивалентными количествами натрия, алюминия и кремния в нормативный альбит. В богатых фтором онгонитах после всех этих операций, как правило, имелся остаток натрия, который соединялся с эквивалентным количеством кремния в нормативный натриевый метасиликат. При этом методе пересчета все компоненты состава даже богатых фтором онгонитов были учтены при конструировании соответствующих норм. Тем не менее результаты пересчетов различаются, и необходимы обоснования для выбора того или иного метода пересчета.

Здесь и далее мы используем для разных целей первый и третий методы пересчета. В последнем методе нормативные составы онгонитов в наибольшей степени соответствуют их модальному составу, поскольку он учитывает наличие литиевых слюд и топаза как практически единственных главных носителей лития и фтора онгонитов, что близко к действительности. Аналогом появляющегося при пересчете нормативного силиката натрия может служить отмеченный в ряде онгонитов в качестве акцессорного минерала эгирин. Этот метод пересчета необходим

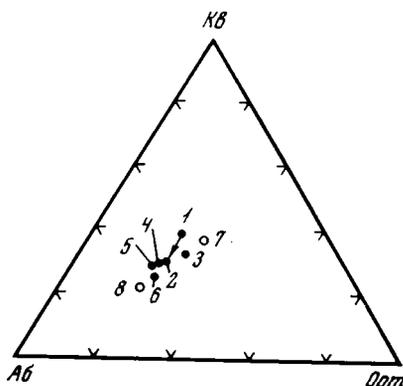
при сравнении афировых онгонитов разного состава как аналогов расплавов, для которых важно не только наиболее полно учесть изменение состава, но и выразить его в компонентах, наиболее приближающихся к реальным. Эти данные рассмотрены ниже.

При анализе изменения составов онгонитов в ходе их кристаллизации важно, по-видимому, другое. Мы должны предполагать, что в полностью раскристаллизованных онгонитах литиевые слюды и топаз, концентрирующиеся в основной массе, почти исчезнут (судя по составу фракции вкрапленников), а почти весь калий и натрий расплава будут использованы при образовании калиевого полевого шпата и альбита. Т. е. при сравнении онгонитов с полностью раскристаллизованными литий-фтористыми гранитами правильнее использовать первый метод пересчета, когда остаются после пересчета и фтор и литий, видимо, удаляющиеся в процессе кристаллизации. Об улетучивании лития и фтора свидетельствует и сравнение средних составов онгонитов разной степени закристаллизованности. Подробнее этот вопрос обсуждается в следующем разделе. В связи с этим составы онгонитов на рис. 25 рассчитаны первым методом.

Из рис. 25 следует, что все использованные средние нормативные составы онгонитов вполне укладываются в серию составов литий-фтористых гранитов от аляскитов до альбит-лепидолитовых гранитов. При

Рис. 25. Средний состав онгонитов (темные кружки) в системе  $Ab-Kfs-Opr$ — $Kfs$

- 1 — средний состав афировых онгонитов Бага-Газрынских даек;
- 2 — то же, для порфирировых разностей;
- 3 — то же, для Ары-Булакского массива;
- 4 — то же, для афировых онгонитов дайки Амазонитовой;
- 5 — то же, для порфирировых разностей;
- 6 — то же, для дайки в целом. Белыми кружками показаны средние составы крайних членов серии литий-фтористых гранитов:
- 7 — аляскиты;
- 8 — альбит-лепидолитовые граниты



этом онгониты Бага-Газрынских даек и Ары-Булакского массива оказываются ближе к начальным членам серии литий-фтористых гранитов (типа микроклин-альбитовых или амазонит-альбитовых гранитов), а онгониты дайки Амазонитовой приближаются к конечным их дифференциатам, т. е. к альбит-лепидолитовым гранитам. В процессе увеличения степени закристаллизованности онгониты из всех массивов обогащаются нормативным альбитом и обедняются нормативным кварцем. Касаясь непосредственно дайки Амазонитовой, можно указать, что с увеличением степени закристаллизованности слагающих ее онгонитов их составы за счет соответствующего обогащения нормативным альбитом и обеднения нормативным кварцем имеют отчетливую тенденцию приблизиться к составу альбит-лепидолитового гранита. Таким образом, есть все основания считать, что эти онгониты по общему химическому составу являются порфирировым аналогом альбит-лепидолитовых гранитов. В пользу этого говорит также то, что составы альбит-лепидолитовых гранитов выводятся при экстраполяции поведения главных компонентов (кремнезема, глинозема и др.) в онгонитах в случае их полной закристаллизованности.

Чтобы закончить рассмотрение влияния степени закристаллизованности онгонитов на их состав, остановимся еще на эволюции состава их

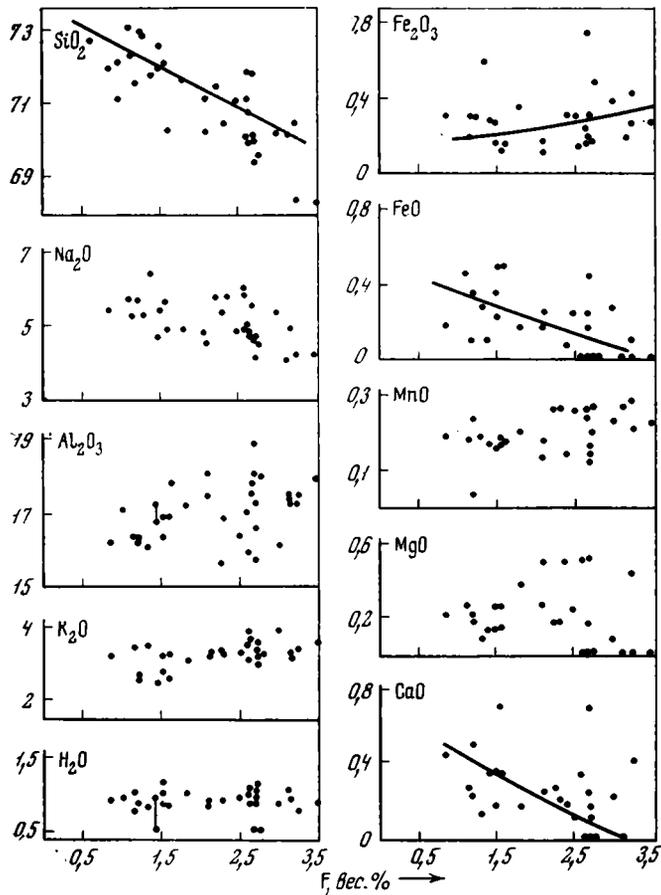


Рис. 26. Зависимость содержания породообразующих компонентов от концентрации фтора в афировых онгнитах (дайка Амазонитовая; в вес.%)

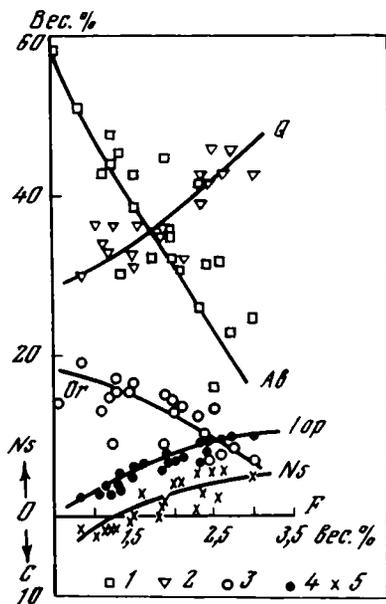


Рис. 27. Зависимость нормативных составов афировых онгнитов от содержания в них фтора

- Ab — альбит (1);
- Q — кварц (2);
- Or — ортоклаз (3);
- Top — топаз (4);
- Ns — натриевый метасиликат (5);
- C — корунд

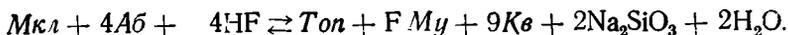
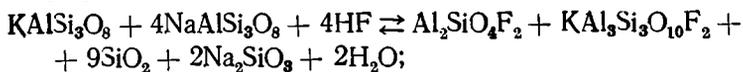
основной массы. Состав основной массы рассчитывался на основании данных табл. 2 и 7 и исходя из теоретического состава альбита, микроклина и кварца. С увеличением степени закристаллизованности онгонитов содержания кремнезема и калия в их основной массе падают, а концентрации глинозема и натрия возрастают. Содержания лития и фтора в основной массе примерно сохраняются на одном уровне.

В порфировых онгонитах Бага-Газрынских даек также отмечается некоторое обогащение основной массы глиноземом и натрием и обеднение калием и в меньшей степени кремнеземом.

Теперь рассмотрим взаимосвязь содержаний породообразующих компонентов с концентрациями фтора в онгонитах. При этом, чтобы исключить влияние степени закристаллизованности онгонитов на рассматриваемую взаимосвязь, ограничимся анализом афировых (степень закристаллизованности менее 10%) разностей пород.

Зависимость содержаний различных породообразующих компонентов в афировых онгонитах дайки Амазонитовой от концентрации фтора показана на рис. 26. Эта зависимость четко проявлена для кремния, натрия, трех- и двухвалентного железа и кальция. С ростом содержания фтора в афировых онгонитах падает концентрация кремнезема (коэффициент парной корреляции равен  $0,68 \pm 0,09$ ), натрия, двухвалентного железа и кальция. В этом же направлении несколько возрастает содержание окисного железа и, возможно, слабо увеличивается концентрация глинозема, да и то в интервале только от 0,5 до 1,5% фтора.

Зависимость состава афировых онгонитов от содержания в них фтора особенно показательна при выражении составов пород в содержаниях нормативных минералов, наиболее приближающихся к реальным. Такая зависимость с использованием норм кварца, альбита, ортоклаза, топаза и натриевого метасиликата, рассчитанных по третьему методу, показана на рис. 27. Из него следует, что при возрастании концентрации фтора в афировых онгонитах увеличиваются нормативные содержания кварца, топаза и метасиликата натрия и соответственно уменьшаются концентрации нормативных альбита и ортоклаза. Эти зависимости дают возможность связать содержания фтора и главных нормативных минералов афировых онгонитов в виде следующего уравнения [22].



Рассмотренные соотношения весьма характерны не только для онгонитов дайки Амазонитовой, но в них укладываются и имеющиеся данные по онгонитам Штокверковой дайки и, видимо, Промежуточной. Показательно, что если наиболее фтористые онгониты рассматриваемого ряда по большинству своих петрохимических показателей близки к альбит-лепидолитовым гранитам (пониженное содержание кремнезема при умеренном отношении натрия к калию), то малофтористые онгониты по составу приближаются к мусковит-альбитовым редкометальным гранитам (повышенное содержание кремнезема, умеренное содержание глинозема при значительном преобладании натрия над калием, см. табл. 7).

Но указанные соотношения между содержаниями фтора и породообразующих компонентов в онгонитах, по-видимому, не являются единственно возможными. Для подтверждения этого достаточно сравнить средние составы афировых онгонитов Бага-Газрынских даек, Ары-Булакского массива и Амазонитовой дайки. Из этого сравнения следует, что повышение содержания фтора может сопровождаться и возраста-

нием содержания глинозема и натрия в онгонитах на фоне падения в них концентрации кремнезема и калия. К сожалению, данных об этом втором типе взаимосвязи содержаний фтора и породообразующих компонентов в онгонитах пока не так много, как для первого. Поэтому мы не можем его проанализировать в деталях. Но несомненно, что такие соотношения в онгонитах существуют, и это имеет большое генетическое значение.

Подытоживая все выше сказанное, подчеркнем наиболее важные особенности химического состава онгонитов.

1. По химическому составу онгониты наиболее близки к различным видам редкометальных литий-фтористых гранитов. Порфиновые богатые фтором онгониты по составу ближе всего к альбит-лепидолитовым гранитам. Порфиновые бедные фтором онгониты Амазонитовой, Штокверковой и Промежуточной даек весьма сходны с мусковит-альбитовыми гранитами. Онгониты Бага-Газрынских даек и Ары-Булакского массива вполне сравнимы с микроклин-альбитовыми или амазонит-альбитовыми разностями литий-фтористых гранитов. Таким образом, все перечисленные выше разности редкометальных гранитов имеют порфировых аналогов в виде упомянутых онгонитов.

2. В процессе кристаллизации средние составы онгонитов почти не изменяются. Но в связи с наличием среди исходных (афировых) онгонитов разностей, заметно различающихся по составу, в процессе их кристаллизации происходит перераспределение кремния, натрия и других компонентов. Колебания составов порфировых онгонитов ограничены интервалом составов их исходных афировых разностей. В наиболее раскристаллизованных разностях онгонитов слабо повышается (в пределах колебания средних) концентрация кремния и понижается содержание глинозема. Зато в этом же направлении большая часть онгонитов резко обедняется кремнием, калием и обогащается глиноземом и натрием.

3. В афировых онгонитах намечается двоякая связь состава с содержаниями фтора. Во всех случаях в онгонитах с ростом содержаний фтора падает концентрация кремнезема. В этом же направлении содержание натрия может либо падать (дайки Амазонитовая, Штокверковая), либо несколько возрастать (дайки Амазонитовая и Бага-Газрынские). Первая тенденция соответствует реакции перехода нормативных альбита и ортоклаза в нормативные же слюду, топаз, кварц и натриевый метасиликат. Серия составов онгонитов, охватываемая данной тенденцией, включает порфировые аналоги пород от альбит-лепидолитовых до мусковит-альбитовых гранитов. Вторая тенденция включает онгониты, являющиеся порфировыми аналогами пород серии микроклин-альбитовый гранит — альбит-лепидолитовый гранит, т. е. главной серии литий-фтористых гранитов [27].

## **РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ, РУДНЫХ И ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ В ОНГОНИТАХ**

### **Общая характеристика**

Концентрации изученных элементов в онгонитах представлены в табл. 9. Средние их содержания в главнейших разновидностях онгонитов приведены в табл. 10. Уже первый обзор этих данных показывает, что онгониты резко отличаются от обычных гранитов и липаритов повышенными концентрациями фтора и многих литофильных редких элементов, приближаясь по этим показателям к редкометальным пегматитам [41], [49] и редкометальным литий-фтористым гранитам [27]. Типоморфными элементами онгонитов являются фтор, литий, рубидий, галлий, бериллий, олово, гафний, ниобий и тантал. Не менее важными геохимическими показателями онгонитов являются резко пониженные

Таблица 9

Содержание калия, натрия, фтора (в %), некоторых редких, рудных и летучих элементов (в г/т) в онгонитах дайки Амазонитовой

Степень за- кристаллизо- ванности, %	№ проб	K	Na	Li	Rb	Tl	Be	Zn	Pb	Ba	Sr	(TR+Y) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sn	Zr	Hf	Nb	Ta	WO <sub>3</sub>	F	Cl	C	K/Rb	Nb/Ta	Zr/Hf
40,2	OX655/1	3,0	4,5	1930	1620	24	46	50	35	24	32	120	19	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	4,2	2,1	He опр.	He опр.	18,5	He опр.	He опр.
55,1	OX655/2	2,9	3,7	1300	2200	14	37	125	67	21	20	110	115	»	»	»	»	4,0	2,2	»	»	13,2	»	»
49,0	OX655/3	2,9	4,1	1740	2200	12	46	100	40	15	26	110	44	»	»	»	»	5,0	2,3	»	»	13,2	»	»
8,8	OX655/4	3,0	4,3	820		11	38	30	118	26	26	100	56	»	»	»	»	5,5	1,3	»	»	—	»	»
3,8	OX655/5	3,2	4,0	3800	2880	16	11	70	70	21	35	60	35	42	15	69	120	7,8	3,0	»	»	11,1	0,57	2,80
6,3	OX655/6	2,1	4,2	1500	1380	10	6,1	60	40	36	40	80	100	43	9	40	59	5,6	1,2	360	470	15,2	0,68	4,78
33,3	OX655/7	2,9	4,3	2060	2300	17	44	100	112	18	12	100	55	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	5,9	2,3	1000	900	12,6	—	—
46,9	OX655/8	3,0	3,7	2000	2180	10	40	90	190	16	12	130	250	54	7	64	33	5,9	1,5	320	1250	13,8	1,93	7,71
44,1	OX655/9	3,0	4,2	1760	2120	12	26	112	83	14	12	110	66	He опр.	2,4	310	1600	14,2	—	—				
4,8	OX655/10	2,5	4,1	2900	2440	23	17	63	82	20	16	60	35	21	5	49	70	8,5	2,6	300	1100	10,0	0,70	4,20
2,9	OX655/11	2,6	4,3	2400	2420	He опр.	43	50	100	17	12	90	35	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	7,4	2,4	He опр.	He опр.	10,1	—	—
27,8	OX655/12	2,9	4,1	2000	2340	16	24	60	82	16	13	110	35	»	»	»	»	6,0	1,9	»	»	12,3	—	—
44,2	OX655/13	3,0	4,1	1760	2160	14	27	280	40	25	12	130	44	»	»	»	»	6,0	1,8	»	»	13,9	—	—
42,7	OX655/14	2,8	3,9	1860	2000	20	46	145	60	13	11	110	22	»	»	»	»	5,9	1,9	»	»	14,0	—	—
29,0	OX655/15	2,7	4,0	1940	2830	20	54	50	16	16	11	90	40	»	»	»	»	10,0	2,3	»	»	9,6	—	—
3,6	OX655/16	2,7	3,6	1460	2360	12	71	90	25	13	10	60	32	32	9	59	59	7,1	2,5	»	»	11,5	1,00	3,5
35,7	OX655/17	3,0	4,4	2080	2220	16	33	90	130	21	24	120	48	65	10	100	65	5,0	2,0	»	»	13,5	1,58	6,5
He опр.	OX655/18	2,7	3,7	1580	1900	22	27	160	55	20	20	120	25	60	8	77	60	8,1	1,1	»	»	14,2	1,28	7,5
»	OX655/19	3,0	4,2	1100	1800	15	22	60	55	15	10	140	35	54	11	75	51	6,9	1,6	»	»	16,7	1,47	4,9
3,6	OX655/20	2,8	4,1	3000	2560	18	15	63	25	27	24	70	40	35	10	44	77	5,6	2,7	»	»	11,0	0,57	3,6
He опр.	OX655/21*	1,2	4,1	30	440	1,0	1,8	100	8	300	340	180	1,7	He опр.	0,10**	He опр.	He опр.	270	—	—				
3,6	OX655/22	2,6	3,8	2160	2160	22	9,3	50	40	20	21	60	45	»	»	»	»	8,9	1,9	650	1700	12,0	—	—
34,3	OX655/23	2,9	4,1	1040	1680	13	18	50	54	19	14	110	30	»	»	»	»	4,7	1,3	550	930	17,3	—	—
41,8	OX655/24	3,0	4,6	1600	1600	13	40	72	145	22	16	110	38	83	28	70	120	5,0	1,3	520	1100	18,8	0,58	3,0
30,7	OX655/25	3,1	4,2	1080	1740	11	6,1	80	40	19	21	120	16	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	4,7	1,1	320	2300	17,9	—	—
6,9	OX655/26	2,7	4,7			10	4,2	50	40	36	28	80	24	32	6	46	50	7,6	1,1	680	1300	—	0,92	5,3
He опр.	OX655/27*	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	1,0	1,3	54	5,0	1300	600	130	1,6	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	Сг.	0,08**	He опр.	He опр.	—	—	—
6,2	OX655/28	2,6	4,4	500	1400	He опр.	7,7	35	35	29	40	60	35	43	9	49	85	9,1	0,8	»	»	18,6	0,58	4,8
36,1	OX655/29	3,2	4,4	740	1400	12	9,1	53	72	30	26	100	60	56	9	65	76	5,9	0,9	»	»	22,9	0,86	6,2
47,5	OX655/30	3,0	4,0	1500	2120	19	9,3	50	53	36	51	70	22	74	14	47	83	6,1	1,3	»	»	14,2	0,57	5,2
17,5	OX655/31	3,2	4,7	740	1500	7,4	4,1	38	35	40	25	90	40	73	12	73	67	7,6	1,2	»	»	21,4	1,09	6,1
6,0	OX655/32	2,6	3,5	1080	1400	8,1	4,1	35	35	28	37	80	40	47	14	45	85	4,6	1,5	»	»	18,6	0,53	3,4

Таблица 9 (продолжение)

Степень за- кристаллизо- ванности, %	№ проба	K	Na	Li	Rb	Tl	Be	Zn	Pb	Ba	Sr	(Th+Y) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sn	Zr	Hf	Nb	Ta	WO <sub>3</sub>	F	Cl	C	K/Rb	Nb/Ta	Zr/Hf	
22,1	OX655/33	3,2	4,7	1000	1500	16	4,3	38	48	32	30	90	28	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	6,3	1,7	400	1400	21,3	—	—	
He опр.	OX655/34	3,2	4,7	1000	1500	12	5,1	65	63	23	20	90	28	—	—	—	—	6,3	1,9	460	1300	21,3	—	—	
46,8	OX655/35	3,1	4,6	1180	1600	6,3	24	100	54	28	13	100	66	—	—	—	—	5,6	1,4	310	920	19,4	—	—	
29,1	OX655/36	3,2	4,1	1350	1750	13	47	65	53	13	13	100	29	—	—	—	—	5,0	1,4	390	1200	18,2	—	—	
5,6	OX655/37	3,2	4,4	2980	2000	24	17	100	12	22	20	60	35	—	—	—	—	6,9	2,3	310	2000	16,0	—	—	
22,9	OX655/38	2,2	5,0	3180	2440	18	20	50	16	26	21	80	35	63	9	23	22	6,5	1,8	—	—	9,0	1,05	9,1	
14,8	OX655/39	2,8	4,3	1280	1600	18	23	54	20	28	22	50	19	87	12	73	73	7,6	1,6	—	—	17,5	1,00	7,3	
4,6	OX655/40	3,2	4,3	2200	2000	14	31	50	24	14	14	40	33	110	9	57	97	6,5	2,4	—	—	16,0	0,59	12,3	
4,8	OX655/41	2,0	4,7	3900	2700	13	15	54	20	54	41	80	22	60	11	62	74	9,1	1,4	—	—	7,4	0,84	5,4	
39,0	OX655/42	2,0	4,4	840	1260	12	23	63	35	32	13	90	22	—	—	—	—	5,7	1,3	—	—	15,9	—	—	
44,0	OX655/43	3,0	3,9	1120	1800	10	17	50	35	24	15	100	66	56	7	53	32	5,5	1,0	—	—	16,7	1,65	8,0	
32,5	OX655/44	3,8	4,2	1060	1800	12	5,9	50	47	31	24	100	23	—	—	—	—	4,6	1,6	—	—	21,1	—	—	
3,0	OX655/45	2,2	4,0	840	1580	10	4,3	100	20	55	35	70	22	—	—	—	—	9,5	1,5	—	—	14,0	—	—	
He опр.	OX655/46*	2,6	4,7	—	—	3,2	1,8	120	5	800	400	150	1,9	66	13	78	132	Сл.	0,03	—	—	—	—	—	
4,2	OX655/47	—	—	2000	1900	—	—	—	—	—	—	80	—	66	13	78	132	1,7	—	900	1400	—	0,59	5,1	
38,0	OX655/48	3,0	4,1	2160	2000	12	13	58	76	16	12	130	43	67	12	121	120	6,0	1,8	450	1400	15,0	1,01	5,6	
40,4	OX655/49	3,3	4,5	2480	2140	13	39	180	50	12	10	110	25	46	6	49	30	6,0	1,6	410	1550	15,4	1,53	7,7	
40,4	OX655/50	3,1	4,3	1740	2000	11	29	80	40	20	13	110	16	47	8	63	53	6,5	1,3	400	750	15,5	1,19	5,5	
15,6	OX655/51	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	70	—	38	8	59	88	18,2	2,0	420	1850	—	0,67	4,7	
4,0	OX655/53	2,5	3,6	1200	1620	10	11	80	16	80	44	60	16	—	—	—	—	12,9	1,9	—	—	15,4	—	—	
39,8	OX655/54	2,7	4,0	2000	1760	12	53	102	76	32	13	110	43	—	—	—	—	5,2	1,8	—	—	15,3	—	—	
38,8	OX655/55	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	120	—	—	—	—	—	—	1,7	—	—	—	—	—	—
33,4	OX655/56	3,0	4,3	1920	2000	13	25	53	86	16	11	80	36	—	—	—	—	6,0	1,7	—	—	15,0	—	—	
He опр.	OX655/57	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	80	—	—	—	—	—	—	1,7	—	—	—	—	—	—
4,9	OX655/58	2,5	3,6	1650	2340	19	14	38	20	30	21	40	25	27	5	35	54	6,5	1,7	400	2100	10,7	0,65	5,4	
32,2	OX655/59	3,0	4,3	2000	1920	—	36	80	57	4	5	90	23	—	—	—	—	7,3	1,6	380	610	15,6	7	—	
45,0	OX655/60	3,0	3,9	1580	1780	14	47	63	22	4,3	4,4	80	19	52	7	58	36	6,9	1,2	400	820	16,8	1,61	7,4	
33,9	OX655/61	2,8	4,5	1180	1800	8	6,6	38	35	9,8	8	110	12	—	—	—	—	5,0	1,3	310	1400	15,6	—	—	
3,3	OX655/62	2,8	4,0	1080	1680	19	9,5	40	30	59	40	80	30	27	5	40	55	12,6	1,2	310	220	16,7	0,73	5,4	
6,0	OX655/63	2,9	3,4	1440	1780	26	51	45	27	26	24	50	23	—	—	—	—	6,9	1,6	—	—	16,3	—	—	
31,1	OX655/64	3,0	4,6	2080	2350	10	13	38	40	17	6,3	80	18	—	—	—	—	6,2	1,6	—	—	11,8	—	—	
36,9	OX655/65	2,7	3,7	1000	1340	—	14	100	38	22	5,7	100	43	—	—	—	—	5,9	1,8	—	—	20,1	—	—	
28,3	OX655/66	2,8	3,8	1520	1360	12	40	40	55	4,2	5,5	110	16	—	—	—	—	5,5	1,6	—	—	20,6	—	—	

Таблица 9 (продолжение)

Степень за- кристаллизо- ванности, %	№ проба	K	Na	Li	Rb	Tl	Be	Zn	Pb	Ba	Sr	(TR+Y) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sn	Zr	Hf	Nb	Ta	WO <sub>3</sub>	F	Cl	C	K/Rb	Nb/Ta	Zr/Hf
He опр.	OX655/67	2,7	4,4	1800	1380	10	25	45	30	45	25	60	23	—	—	—	—	7,0	1,4	—	—	19,7	—	—
»	OX655/68*	3,1	4,15	600	1200	8	100	60	10	1500	340	130	2	—	—	—	—	24,0	1,8	—	—	25,8	—	—
4,2	OX655/69	2,7	3,0	3420	2920	15	22	40	20	12	76	70	18	36	10	52	93	7,9	3,2	—	—	9,2	0,56	3,8
30,7	OX655/70	2,4	4,0	2540	2220	15	12	70	55	2	3	100	23	128	11	65	56	5,2	2,0	—	—	10,8	1,16	11,6
6,1	OX655/71	2,1	4,2	1080	1340	15	5,1	38	22	57	43	50	28	57	12	114	133	9,5	1,6	—	—	15,7	0,86	4,7
He опр.	OX655/72*	—	—	—	—	3,7	100	100	10	950	290	170	5,0	—	—	—	—	50	3,6	—	—	—	—	—
4,6	OX655/74	2,4	3,4	2600	1600	14	12	40	15	32	32	70	16	44	12	88	125	6,6	2,7	—	—	15,0	0,70	3,7
He опр.	OX655/75	2,6	3,9	1120	1340	—	10	45	45	10	10	90	40	67	14	110	99	6,5	2,1	—	—	19,3	1,11	4,8
31,1	OX655/76	2,8	4,1	2320	1780	22	10	45	48	22	10	120	30	60	10	77	50	3,9	1,8	—	—	15,7	1,54	6,0
22,5	OX655/77	3,0	3,7	1780	1340	—	8,4	38	20	22	30	70	24	22	5	60	69	5,3	2,6	—	—	22,4	0,87	4,4
7,7	OX655/78	2,6	3,1	2420	1900	22	11	35	20	30	51	60	36	25	6	70	107	7,1	2,7	—	—	13,7	0,65	4,2
He опр.	OX655/80	2,9	3,6	2000	1900	20	17	45	15	20	16	50	—	—	—	—	—	10,0	2,6	—	—	15,3	—	—
»	OX655/81*	5,2	2,7	550	1500	9	75	75	15	1700	230	220	4	—	—	—	—	6,2	1,8	—	—	34,6	—	—
7,2	OX655/82	2,5	4,0	1380	1100	7	7,3	50	18	32	29	50	85	—	—	—	—	7,5	1,8	320	690	22,7	—	—
33,4	OX655/83	2,5	4,0	880	1260	14	51	45	40	9,6	10	100	36	—	—	—	—	3,6	1,7	390	660	19,8	—	—
43,3	OX655/84	3,1	4,3	1380	1640	21	25	66	35	6,6	23	110	40	—	—	—	—	5,7	1,5	400	—	18,9	—	—
34,0	OX655/85	3,6	3,9	1640	1800	18	62	45	40	5,0	7,2	100	27	—	—	—	—	4,9	1,7	280	—	20,0	—	—
29,9	OX655/86	2,8	4,0	1040	1640	—	66	100	47	11	13	70	25	—	—	—	—	4,5	1,6	280	—	17,0	—	—
4,6	OX655/87	2,6	3,6	1660	1800	—	47	50	47	15	24	70	36	45	9	70	86	5,7	1,6	—	—	14,4	0,81	5,0
31,2	OX655/88	3,3	3,6	900	1720	—	71	50	85	20	44	100	55	50	8	65	45	5,0	1,0	—	—	19,2	1,44	6,2
5,0	OX655/89	2,8	4,3	1300	1600	—	8,1	45	46	41	33	80	30	42	7	67	123	8,3	1,7	—	—	17,5	0,55	6,0
32,5	OX655/90	3,0	4,4	2200	2200	—	19	85	35	13	8,7	90	26	—	—	—	—	5,9	1,8	480	—	13,6	—	—
38,7	OX655/91	3,0	4,3	1400	1700	—	9,5	40	46	5	8,4	110	23	—	—	—	—	5,7	1,5	500	—	17,6	—	—
30,4	OX655/92	3,0	4,4	2400	2400	10	56	66	27	11	7,6	90	22	—	—	—	—	7,5	1,9	320	—	12,5	—	—
6,0	OX655/93	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	40	—	83	18	47	89	—	2,2	380	—	—	0,53	4,6
5,6	OX655/94	2,6	3,6	3100	2600	—	42	45	35	8,7	8,0	50	20	83	28	70	120	5,2	2,0	300	—	13,8	0,58	3,0
34,2	OX655/95	2,6	3,1	2000	2300	9	10	74	74	6,8	8,3	90	51	78	8	120	48	6,3	1,5	260	—	11,3	2,5	9,8
29,5	OX655/96	3,1	4,5	2200	2400	—	6,8	45	83	5,6	7,6	90	56	62	12	74	60	5,1	1,5	290	—	12,9	1,23	5,1
7,8	OX655/97	2,7	3,4	2900	2500	13	11	40	16	13	20	60	30	31	7	55	92	7,7	2,1	320	—	10,8	0,60	4,4
He опр.	OX655/98	3,1	3,8	2000	1800	—	8,3	50	15	60	27	40	30	—	—	—	—	5,0	1,4	—	—	17,2	—	—
17,2	OX655/99	3,0	4,1	1800	2100	13	16	40	22	51	25	90	17	—	—	—	—	8,5	1,4	—	—	14,3	—	—
5,0	OX655/100	3,1	3,8	3400	2600	—	10	40	15	13	27	50	40	—	—	—	—	6,6	1,8	—	—	11,9	—	—
5,3	OX655/102	2,1	4,2	490	1200	6,6	5,1	38	22	79	31	40	40	—	—	—	—	8,9	1,2	270	—	17,5	—	—

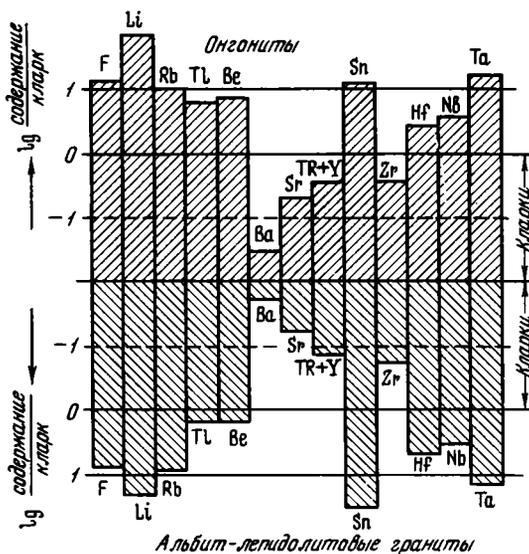
Таблица 9 (окончание)

Степень за- кристаллизо- ванности, %	№ проб	K	Na	Li	Rb	Tl	Be	Zn	Pb	Ba	Sr	(TR+Y) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sn	Zr	Hf	Nb	Ta	WO <sub>3</sub>	F	Cl	C	K/Rb	Nb/Ta	Zr/Hf
4,1	OX655/103	2,0	4,5	650	1000	10	3,1	38	16	63	39	50	22	—	—	—	—	5,2	1,2	280	—	20,0	—	—
He опр.	OX655/104	2,5	4,3	1200	1200	10	11	40	15	63	35	60	66	—	—	—	—	5,2	1,0	280	—	20,9	—	—
»	OX955	2,5	4,5	1800	1800	18	11	38	27	59	40	50	40	—	—	—	—	8,9	2,1**	—	—	13,9	—	—
He опр.	OX956	2,7	4,4	2000	2100	14	10	66	20	40	32	50	33	—	—	—	—	9,5	2,8**	—	—	12,8	—	—
»	OX957	3,2	3,9	1600	2150	19	71	35	50	11	16	110	45	—	—	—	—	6,9	2,1**	—	—	14,9	—	—
»	OX958	2,8	4,2	2200	2200	19	18	50	25	37	37	90	48	—	—	—	—	6,9	2,4**	—	—	12,7	—	—
3—5	OX1400	2,9	3,8	3330	3122	—	—	—	—	—	—	—	—	44	12	115	109	—	2,7	—	—	8,7	1,05	3,7
3—5	OX1401	3,2	3,3	3610	3130	—	—	—	—	—	—	—	—	46	18	66	88	—	3,5	—	—	10,2	0,75	2,6
3—5	OX1402	3,0	3,3	3150	2920	—	—	—	—	—	—	—	—	43	13	54	79	—	3,2	—	—	10,3	0,68	3,3
3—5	OX1403	2,9	3,7	2320	2620	—	—	—	—	—	—	—	—	40	8	52	92	—	2,7	—	—	11,1	0,56	5,0
3—5	OX1404	2,8	3,8	2390	2330	—	—	—	—	—	—	—	—	74	15	74	67	—	2,7	—	—	12,0	1,10	4,9
3—5	OX1405	2,8	3,5	3970	2230	—	—	—	—	—	—	—	—	40	10	54	94	—	2,8	—	—	12,6	0,57	4,0
3—5	OX1406	2,5	3,9	4060	2000	—	—	—	—	—	—	—	—	33	9	63	124	—	3,2	—	—	12,5	0,51	3,7
	OX584/1	2,7	4,3	2460	2000	—	48	30	30	1,5	2,5	—	20	63	17	109	114	5,7	2,5**	—	—	13,5	1,0	3,7
33,7	OX855	4,3	4,5	2210	2300	—	18	40	138	2,2	2,0	—	37	189	13	57	9,4	5,1	1,7**	—	—	18,7	6,0	14,6
6,4	OX584/7	2,9	3,8	2600	3050	—	12	30	30	2,0	2,0	—	30	192	12	128	28	5,7	2,1**	—	—	9,5	4,6	16,0
He опр.	OX585/1	2,9	3,9	3470	2650	—	58	35	40	2,7	2,2	90	50	295	24	83	14	5,5	2,7**	—	—	10,9	6,0	12,3
»	OX585/2	3,1	3,7	2070	2200	—	25	50	35	8,5	6,6	90	100	52	10	83	73	4,1	2,0**	—	—	14,1	1,1	5,2
48,3	OX856	2,7	4,1	2000	2250	—	17,4	57	105	4,3	11	—	35	63	12	63	64	4,9	1,6	—	—	12,0	1,2	5,3
35,0	OX857	3,1	3,4	2100	2200	—	14	71	82	3,3	6,4	150	66	186	12	57	7,4	28,0	1,4	—	—	14,1	7,7	15,5
He опр.	OX585/4	3,0	4,2	2200	1950	10	32	80	80	Her	Her	130	45	160	14	111	21	6,8	2,6**	—	—	15,4	5,3	11,4
6,4	OX585/5	2,5	4,6	2750	1800	—	6	30	35	27	15	80	40	112	16	91	75	7,1	2,3**	—	—	13,9	1,2	7,0
4,6	OX585/6	3,0	3,8	3000	2550	—	32	32	20	2,0	6,0	80	35	99	18	88	44	6,8	2,3**	—	—	11,8	2,0	5,5
40,3	OX585/7	2,9	3,8	2000	2400	—	42	—	—	—	—	140	—	219	11	75	17	—	1,6**	—	—	12,1	4,4	19,8
42,7	OX858/	3,1	4,0	2000	2000	—	34	35	45	7	14	160	56	84	15	90	71	7,1	1,6	—	—	14,1	1,3	5,6
34,4	OX859	2,8	4,1	2000	1950	—	33	37	50	4,4	49	160	32	—	—	—	—	37,0	2,1	—	—	14,3	—	—
He опр.	OX585/8	2,8	4,2	2400	2250	—	5,9	20	25	9,3	6,5	90	35	120	12	108	13	5,7	2,6**	—	—	12,4	8,2	10,0
52,9	OX654/1	2,7	4,3	200	1200	10	2,2	38	36	95	100	—	36	—	—	—	—	85	0,5	—	—	—	—	—
46,3	OX654/2	1,8	5,0	160	830	1,2	3,4	40	40	80	90	—	40	—	—	—	—	31	0,4	—	—	—	—	—

по сравнению со средними содержаниями в гранитах [7, 8] концентрации бария, стронция, суммы редкоземельных элементов и иттрия, а также циркония. Весьма характерны для онгонитов низкие значения калий-рубидиевого, ниобий-танталового и цирконий-гафниевого отношений.

Близки к редкометальным литий-фтористым гранитам [27] онгониты и по степени накопления либо обеднения характерных редких элементов. Для иллюстрации этого положения приводится рис. 28. На нем по вертикальной шкале отложены десятичные логарифмы отношения

Рис. 28. Степень концентрирования некоторых элементов в онгонитах и альбит-лепидолитовых гранитах по сравнению со средними содержаниями в малокальциевых гранитах



среднего содержания каждого из элементов (показаны по горизонтальной шкале) к среднему содержанию того же элемента в гранитах.

Отношение это удобно называть степенью концентрирования элементов. Вверх от средней линии отложены средние данные для онгонитов дайки Амазонитовой (см. табл. 10), а вниз — для альбит-лепидолитовых гранитов МНР [27]. Нулевые значения логарифмов рассматриваемых отношений соответствуют кларковым содержаниям элементов в породах, положительные значения — обогащенным, а отрицательные — обедненным по сравнению с кларками в гранитах содержанием. На рис. 28 видно, что степень концентрирования элементов в онгонитах настолько близка к таковой для альбит-лепидолитовых гранитов, что в геохимической идентичности этих двух пород нет никакого сомнения. Это еще одно важное подтверждение тезиса о том, что онгониты являются порфиоровыми аналогами редкометальных литий-фтористых и, в частности, альбит-лепидолитовых гранитов.

Сравнение средних содержаний редких элементов в онгонитах изученных даек показывает, что наиболее богаты фтором, редкими щелочами, ниобием, танталом и некоторыми другими редкими элементами онгониты дайки Амазонитовой. Несколько беднее этими элементами онгониты Бага-Газрынских даек и Ары-Булакского массива. Следовательно, и по распределению редких элементов, как и по общему химическому составу, последние занимают промежуточное положение между альбит-лепидолитовыми гранитами и аляскитами литий-фтористого геохимического типа. Видимо, онгониты Бага-Газрынских даек и Ары-Булакского массива являются субвулканическими аналогами ранних членов серии литий-фтористых гранитов таких, например, как аляскиты либо амазонит-альбитовые граниты. Наиболее бедны редкими ще-

Среднее содержание калия, натрия, фтора (в вес. %), некоторых редких, рудных и летучих элементов (в г/т) в онгонитах

Степень закристаллизованности, объемн. %	K	Na	Li	Rb	Tl	Be	Zn	Pb	Ba	Sr
Дайка Амазонитовая										
<10 (F>2,0%)	2,79	3,80	2780	2380	16,8	21,5	51	32	22	25
<10 (F<2,0%)	2,54	4,06	1490	1660	12,7	13,8	48	31	43	32
10—20	3,00	4,37	1270	1730	12,8	9,2	44	26	40	24
20—30	2,85	4,18	1740	1890	15,8	22,1	53	41	16	15
30—40	3,00	4,14	1645	1890	13,4	26,5	71	49	15	14
>40	2,98	4,10	1710	1995	15,8	37,6	106	63	17	17
По дайке *	2,84	4,04	1670	1876	14,2	19,2	63	41	25	20
Дайка Штокверковая										
<10	1,40	5,15	124	300	7,5	2,6	22	36	83	100
10—30	1,03	5,34	50	64	1,0	2,8	25	38	—	—
30—40	1,44	5,46	76	308	4,0	2,9	32	63	—	—
40—50	2,37	4,48	148	694	11,0	2,9	41	51	81	72
>50	2,18	4,50	182	724	10,0	2,2	35	53	72	70
По дайке	1,64	5,11	122	438	6,0	2,6	29	44	80	86
Дайка Промежуточная										
<10	2,40	4,80	39	810	9,0	2,0	33	53	90	78
10—30	2,45	4,65	—	970	—	3,0	70	25	—	—
30—40	2,96	4,28	—	887	17,0	2,9	68	44	53	70
По дайке	2,67	4,54	—	870	14,0	2,6	57	44	88	87
Дайки Бага-Газрынские										
<10	2,70	2,96	180	706	14,0	3,3	55	29	350	260
10—40	2,63	3,85	100	748	8,0	1,6	35	19	150	110
>40	3,18	3,38	274	1050	13,0	1,3	42	47	76	30
По дайке	2,85	3,42	186	842	12,0	2,0	41	35	166	115
Ары-Булакский массив										
>12	3,67	3,05	318	1870	—	7,7	—	—	—	—
<12	3,66	0,66	179	2880	—	20,7	—	—	—	—

\* С учетом площадей выходов онгонитов разной степени закристаллизованности.

лочами онгониты Штокверковой дайки. По распределению редких элементов эти породы близки к мусковит-альбитовой разности редкометалльных гранитов.

Таким образом, среди онгонитов по распределению изученных редких элементов могут быть намечены разновидности, вполне сопоставимые с главными типами редкометалльных гранитов. Другими словами, главные разности редкометалльных литий-фтористых гранитов находят своих порфировых аналогов в виде упомянутых онгонитов.

### Редкие щелочи в онгонитах

Как уже говорилось, редкие щелочи (литий, рубидий) являются типоморфными элементами онгонитов. Судя по некоторым пробам онгонитов дайки Амазонитовой и Ары-Булакского массива, к типоморфным элементам онгонитов может быть отнесен и цезий.

Распределение содержаний лития в онгонитах дайки Амазонитовой показано на рис. 29, а. Аналогичная картина для рубидия представлена на рис. 29, б. На этих рисунках приведены изоконцентраты содержаний лития и рубидия в теле дайки, которые показывают достаточно неоднородное их распределение. Если сравнить эти рисунки со схемой линий, равной степени закристаллизованности онгонитов (см. рис. 15),

(TR+ +Y), O <sub>2</sub>	Sn	Zr	Hf	Nb	Ta	WO <sub>2</sub>	F	Cl	C	K/Rb	Nb/Ta	Zr/Hf	Cs
--------------------------------	----	----	----	----	----	-----------------	---	----	---	------	-------	-------	----

Дайка Амазонитовая

63	33	60	12,4	69	88	7,3	2,60	350	1850	11,7	0,78	4,8	121
65	38	47	9,1	59	85	7,6	1,47	410	1160	15,3	0,69	5,2	—
75	25	66	11,3	68	76	10,4	1,55	—	—	17,3	0,89	5,8	—
90	29	53	10,0	67	62	6,1	1,85	370	1400	15,1	1,08	5,3	—
107	31	93	10,4	80	53	5,6	1,65	440	1130	15,9	1,51	8,9	—
111	54	76	11,2	64	54	5,8	1,62	380	1200	14,9	1,18	6,8	—
89	37	66	10,7	69	67	7,0	1,85	395	1300	15,1	1,01	6,1	—

Дайка Штокверковая

66	22	—	—	—	—	—	0,75	—	—	46,5	—	—	11,6
—	16	—	—	—	—	—	0,9	—	—	161	—	—	—
—	15	—	—	—	—	—	0,38	—	—	46,9	—	—	11,3
107	35	—	—	—	—	—	0,40	—	—	34,1	—	—	17,7
125	38	—	—	—	—	—	0,37	—	—	30,1	—	—	9,2
90	25	94	7,6	48	50	—	0,58	—	—	—	0,96	12,3	12,8

Дайка Промежуточная

—	20	—	—	—	—	—	0,72	—	—	29,6	—	—	—
—	10	—	—	—	—	—	0,75	—	—	25,2	—	—	—
—	13	—	—	—	—	—	0,6	—	—	53,3	—	—	—
87	16	138	16	39	47	—	0,67	—	—	—	0,83	8,6	—

Дайки Бага-Газрынские

—	33	—	—	—	—	—	1,1	—	—	38,3	—	—	8,0
—	58	—	—	—	—	—	0,45	—	—	35,2	—	—	3,3
—	103	—	—	—	—	—	0,58	—	—	30,3	—	—	7,0
—	101	78	11	56	22	—	0,69	—	—	33,8	2,54	7,1	6,0

Ары-Булакский массив

—	—	32	2,2	50	20	—	0,82	—	—	19,6	2,50	14,5	250,0
—	—	66	6,8	62	56	—	—	—	—	12,7	1,1	9,7	196

то можно убедиться, что эта неоднородность распространяется как на афировые, так и на порфиновые онгониты.

В афировых онгонитах содержания лития и рубидия связаны прямой пропорциональной зависимостью с концентрацией фтора (рис. 30). И, по-видимому, неравномерным распределением фтора в афировых онгонитах дайки Амазонитовой определяется только что упомянутая неоднородность содержаний в этих породах редких щелочей.

Поведение лития и рубидия в онгонитах с возрастающей степенью их закристаллизованности весьма сходно с соответствующим поведением фтора (см. рис. 30). Здесь так же, как для фтора, в направлении увеличения степени закристаллизованности происходит понижение содержаний этих элементов по сравнению с богатыми ими афировыми онгонитами и, наоборот, повышение их концентраций по сравнению с бедными литием и рубидием афировыми онгонитами. Судя по средним содержаниям лития и рубидия (см. табл. 10), это выравнивание их концентраций осуществляется уже при невысоких степенях закристаллизованности пород (10—20%). При дальнейшем увеличении степени закристаллизованности средние содержания лития остаются примерно одинаковыми, а содержания рубидия — даже слабо повышаются. В соответствии с описанным оказывается распределение максимумов и минимумов содержаний лития и рубидия в теле дайки (см. рис. 29). В тех

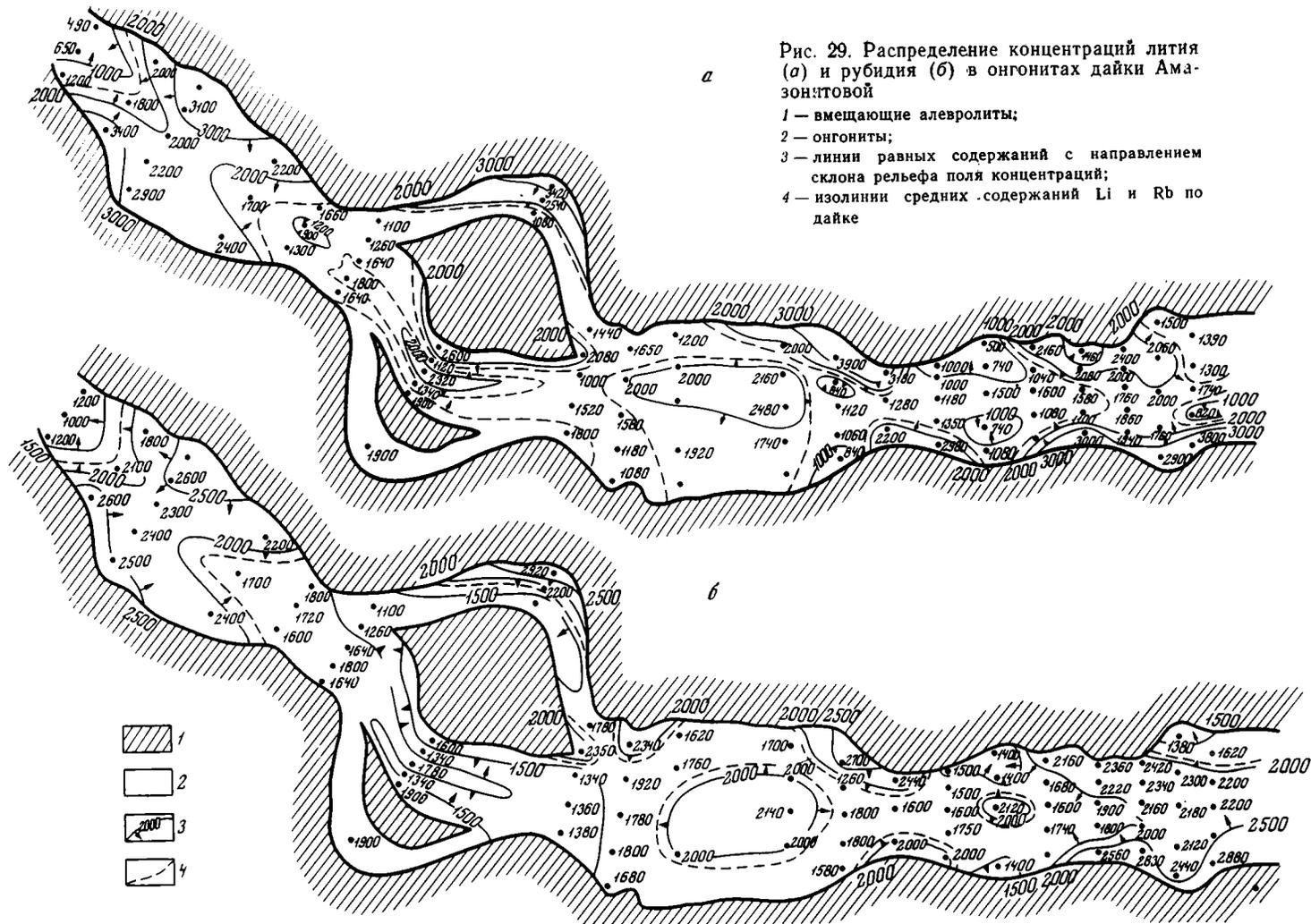


Таблица 11

Содержание калия, натрия (в вес. %) и редких элементов (в г/т) в порфиновых вкрапленниках калиевых полевых шпатов снгонитов

№ проб	Характер выделений	K	Na	Rb	Cs	Li	Pb	Sn	Be	Ba	Sr	Степень закристаллизованности пород, %	Содержание фтора в породе, вес. %
OX654/1	Из крупных вкрапленников	12,0	1,1	3724	82	20	100	2,5	1,35	280	95	52,9	0,5
	Из мелких	10,9	0,8	3340	30	26	115	2,0	1,0	390	95	—	—
OX654/2	Из крупных вкрапленников	11,2	1,0	2465	30	13	100	3,0	0,8	410	98	46,3	0,4
	Из мелких	9,2	1,4	1815	17	26	70	3,0	1,0	360	83	—	—
OX655/8	Из крупных вкрапленников	10,7	1,2	4058	86	109	125	3,0	4,9	59	16	46,9	1,5
	Из мелких	11,6	0,8	5878	122	92	30	2,5	4,0	49	16	—	—
OX655/49	Из крупных вкрапленников	11,6	1,00	4359	89	102	53	2,0	2,8	46	27	40,4	1,6
	Из мелких	10,9	0,8	5377	109	86	30	3,0	2,2	40	25	—	—
OX655/55	Из крупных вкрапленников	11,3	1,4	3958	79	119	63	2,5	6,0	51	21	38,8	1,7
	Из мелких	11,3	0,7	5828	165	82	27	3,0	2,2	35	27	—	—
OX851	Вкрапленники	10,0	2,3	4415	Не опр.	56	28	2,5	3,6	32	39	58,4	—
OX853	»	10,9	1,5	3250	»	105	91	1,5	2,2	690	190	24,2	—
OX854	»	11,7	1,1	6400	»	205	160	2,5	5,6	35	22	29,8	2,1
OX856	»	10,7	1,5	5920	»	210	145	2,7	Не опр.	Не опр.	Не опр.	48,3	1,6
OX857	»	10,6	1,9	5400	»	240	95	3,0	5,3	38	22	44,3	1,4
OX858	»	8,9	2,5	4620	40	195	107	3,2	6,3	48	43	42,7	1,6
X0859	»	11,3	1,7	4800	Не опр.	170	250	1,6	7,2	25	31	34,4	2,1

Таблица 11 (окончание)

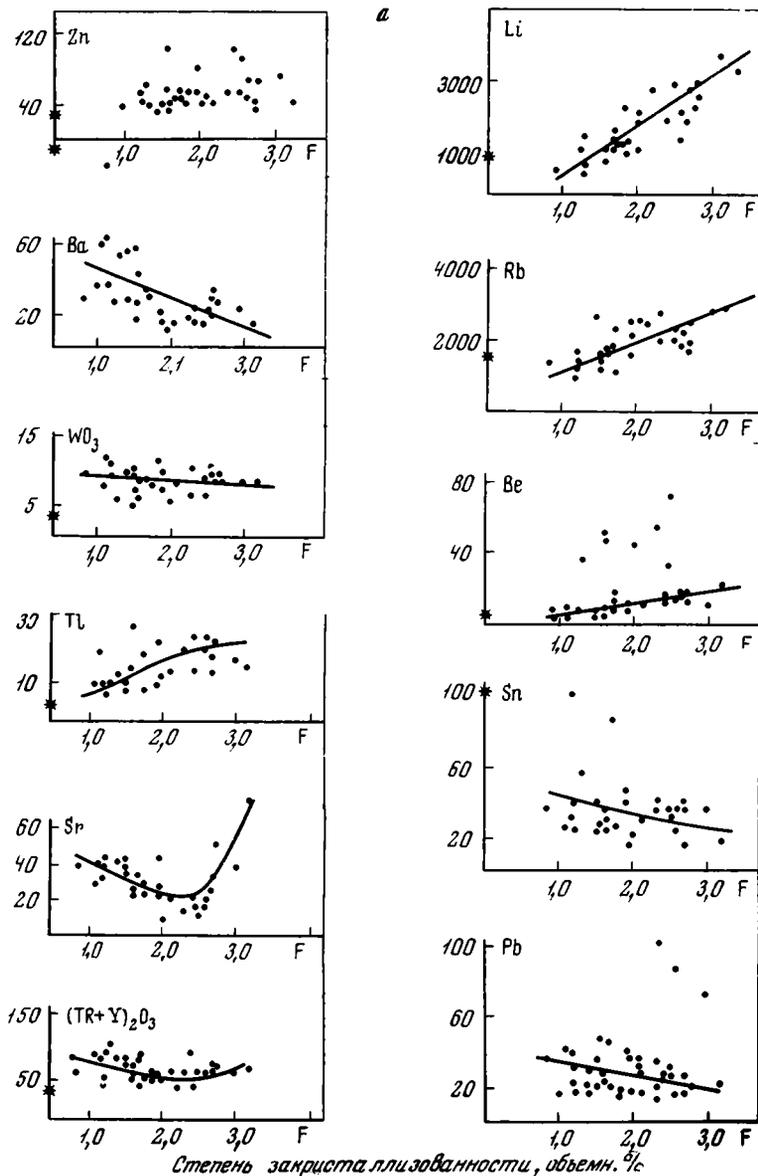
% проб	Характер выделений	K	Na	Rb	Cs	Li	Pb	Sn	Be	Ba	Sr	Степень закристал- лизованно- сти пород, %	Содержа- ние фтора в породе, вес. %
OX860	Вкрапленники	10,6	1,9	4320	He опр.	225	220	1,8	6,3	44	27	26,9	1,7
OX655/31	»	10,7	1,6	4960	125	75	57	1,8	2,5	66	24	17,5	1,2
OX655/30	»	11,7	1,6	4660	60	50	79	2,5	1,0	60	24	47,5	1,2
OX655/50	»	10,4	1,5	4630	110	130	55	1,1	2,9	42	16	40,4	1,3
OX655/56	»	10,9	1,7	4860	120	135	66	2,5	5,2	41	15	33,4	1,7
OX655/7	»	11,2	1,2	5800	150	160	55	1,4	2,8	44	17	33,3	2,3
OX655/96	»	11,0	1,4	5520	170	150	240	2,2	3,0	29	16	29,5	1,5
OX655/48	»	12,0	1,5	5340	115	180	72	1,5	4,0	31	18	38,0	1,8
OX655/29	»	10,9	1,6	4760	120	50	80	1,4	4,9	72	25	26,1	0,9
OX655/95	»	10,3	1,8	5020	165	270	80	2,6	4,0	31	16	34,2	1,5
OX655/54	»	10,9	1,6	4480	110	135	69	1,1	7,0	63	17	33,8	1,7
OX655/9	»	10,2	1,2	5020	130	170	55	1,1	4,1	36	21	44,1	2,4
OX655/88	»	10,9	1,6	4860	120	55	63	2,3	6,5	58	44	31,2	1,0
OX655/49	»	11,6	1,0	4359	90	100	53	2,0	2,8	46	27	40,4	1,6
OX841/26	»	11,2	1,6	3230	60	20	400	2,6	0,8	500	110	55,0	0,7
OX841/14	»	10,7	1,8	2950	45	20	72	1,9	1,0	200	72	46,1	0,4
OX841/15	»	10,4	1,7	2660	17	25	360	3,5	0,8	310	100	50,2	0,4

Таблица 12

Распределение лития, рубидия, свинца, бериллия и бария (в г/т) в порфириновых вкрапленниках калиевого полевого шпата (КПШ) и в основной массе (ОМ) онгонитов

№ проб	Степень закристаллизованности, объемн. %	Содержание фтора в ОМ, вес. %	Литий				Рубидий				Свинец				Бериллий				Барий			
			КПШ	ОМ	доля в КПШ, %	К = КПШ / ОМ	КПШ	ОМ	доля в КПШ, %	К = КПШ / ОМ	КПШ	ОМ	доля в КПШ, %	К = КПШ / ОМ	КПШ	ОМ	доля в КПШ, %	К = КПШ / ОМ	КПШ	ОМ	доля в КПШ, %	К = КПШ / ОМ
ОХ655/8	46,9	2,8	109	3500	0,8	0,03	4060	2800	28,1	1,47	125	320	10,0	0,39	4,9	69	1,2	0,07	59	13,3	39	4,35
ОХ655/49	40,4	2,7	102	3900	0,5	0,03	4360	2600	24,6	1,69	53	74	12,8	0,72	2,8	59	0,8	0,05	46	10,7	47	4,35
ОХ856	48,3	3,1	210	3600	1,6	0,06	5920	2300	40,0	2,56	71	44	48,7	3,23	5,0	—	—	He onp.	—	—	—	—
ОХ857	44,3	2,5	240	3400	1,7	0,07	5400	2350	37,2	2,33	95	29	48,0	3,23	4,5	17	5,7	0,31	38	4,9	18	7,69
ОХ858	42,7	2,8	195	3200	1,4	0,06	4620	2600	30,2	1,79	107	52	34,1	2,04	6,3	51	2,6	0,12	48	0,2	98	100,0
ОХ859	34,4	3,2	170	2900	1,0	0,06	4800	2100	28,4	2,33	126	17	72,0	14,29	7,2	55	2,0	0,14	25	2,1	68	11,10
ОХ655/31	17,5	1,5	75	830	0,4	0,09	4960	1540	13,2	3,23	57	40	6,6	1,43	2,5	4,1	24,4	0,63	66	45,2	6,5	1,47
ОХ655/30	47,5	2,5	50	2300	0,5	0,02	4660	2300	36,2	2,04	79	76	24,5	1,04	1,0	10	2,1	0,10	60	49,5	27	1,21
ОХ655/50	40,4	2,2	130	2500	0,9	0,09	4630	2200	29,0	2,13	55	53	20,5	1,04	2,9	41	2,1	0,07	42	25,0	25	1,69
ОХ655/56	33,4	2,5	135	2200	0,4	0,09	4860	3000	11,1	1,61	66	24	17,5	2,70	5,2	15	21,3	0,36	41	41,8	7,3	0,98
ОХ655/7	33,3	3,4	160	2900	0,7	0,06	5800	2600	23,1	2,22	55	180	4,0	0,31	2,8	82	0,5	0,03	44	21,0	22	2,13
ОХ655/96	29,5	2,1	150	2900	0,5	0,05	5520	2700	17,9	2,04	84	12	69,0	20,00	3,0	5,1	2,9	0,59	29	4,7	41	6,25
ОХ655/48	38,0	2,9	180	3200	0,8	0,06	5340	2250	26,7	2,38	72	69	14,4	1,04	4,0	14,3	3,1	0,28	31	20,7	19	1,49
ОХ655/29	26,1	1,4	50	820	0,8	0,06	4760	1000	41,6	4,76	80	13	49,0	6,25	4,9	6,6	6,6	0,80	72	27,8	30	2,63
ОХ655/95	34,2	2,3	270	2900	1,9	0,09	5020	2400	30,3	2,08	64	30	35,4	2,63	4,0	9,7	6,0	0,42	31	3,8	63	8,33
ОХ655/54	39,8	2,9	135	3300	0,6	0,04	4480	2250	20,7	2,00	69	48	16,0	1,25	7,0	81,3	1,1	0,09	63	44,5	16	1,43
ОХ655/9	44,1	4,3	170	3000	1,4	0,06	5020	2400	34,8	2,08	55	222	4,8	0,19	4,1	92,5	1,1	0,04	36	15,5	38	2,33
ОХ655/88	31,2	1,4	55	1200	0,6	0,05	4860	1840	24,4	2,63	69	83	9,3	0,83	6,5	97,3	1,0	0,07	58	21,8	25	2,63
ОХ841/14	46,1	0,7	20	290	1,8	0,07	2950	163	83,7	16,70	72	He onp.	He onp.	He onp.	1,0	2,7	6,5	0,37	200	He onp.	He onp.	He onp.
ОХ841/15	50,2	0,6	25	196	3,1	0,13	2660	84	89,0	33,30	360	»	»	»	0,8	2,7	6,0	0,29	310	»	»	»
ОХ654/1	52,9	1,1	20	348	1,2	0,06	3724	1500	38,5	2,50	100	51	34,4	1,96	1,3	3,3	7,3	0,38	280	127,0	37	2,22
ОХ654/2	46,3	0,7	13	244	0,7	0,05	2465	1080	28,3	2,27	100	74	23,7	1,35	0,8	5,2	2,3	0,15	410	76,3	49	5,26

участках дайки, в которых содержание рассматриваемых элементов в эндоконтактных слабо закристаллизованных онгонитах высокое, в центральных зонах их или в зонах остаточной кристаллизации фиксируются минимумы или участки пониженных концентраций лития и рубидия. И, наоборот, в центральных зонах остаточной кристаллизации фиксируется максимум их концентраций восточные крупных ксенолитов (см. рис. 15, 16), где афировые онгониты сравнительно бедны литием и рубидием. Имеются и более сложные случаи поведения лития и рубидия в онгонитах этой дайки с асимметричным распределением их концентраций по отношению к осевой линии дайки, когда афировые разности, с одной стороны, богаты литием и рубидием, а с другой — бедны. Отмечаются также более мелкие частные максимумы и минимумы содержаний лития и рубидия, накладывающиеся на более крупные структуры линий изосодержаний рассматриваемых элементов.



В целом же следует отметить, что эволюция содержаний редких щелочей при увеличении степени закристаллизованности онгонитов, по-видимому, направлена в сторону достижения концентраций лития и рубидия в альбит-лепидолитовых гранитах (см. рис. 30).

В онгонитах других даек имеется много общего в распределении лития и рубидия с только что рассмотренной дайкой Амазонитовой, но имеются и отличия. Во-первых, онгониты всех других даек и Ары-Булакского массива значительно беднее литием и рубидием онгонитов дайки Амазонитовой (см. табл. 10). Во-вторых, с увеличением степени закристаллизованности онгонитов дайки Штокверковой и Бага-Газрынских даек происходит сначала падение средних содержаний лития и иногда рубидия (Штокверковая дайка), как и в онгонитах дайки Амазонитовой, а потом их возрастание. В онгонитах Ары-Булакского массива отмечено уменьшение среднего содержания лития и увеличение среднего содержания рубидия в порфирировых разностях по сравнению с афировыми.

Концентрации лития и рубидия в афировых онгонитах этих даек также связаны прямой пропорциональной зависимостью с содержаниями в них фтора, которая для относительно высоких содержаний редких щелочей укладывается в зависимость рис. 30, но имеет отклонения от нее для наиболее бедных литием и рубидием онгонитов.

В табл. 11 представлены данные по распределению редких щелочей во вкрапленниках калиевого полевого шпата онгонитов. Сравнение этих данных с содержаниями тех же элементов в онгонитах показывает, что рубидий концентрируется во вкрапленниках калиевого полевого шпата. На его долю приходится от 11 (в слабо закристаллизованных породах) до 89% всего рубидия онгонитов (табл. 12). Большая доля остальной части рубидия сконцентрирована в основной массе онгонитов, но содержание рубидия в ней не превышает концентрации этого элемента в афировых онгонитах (см. табл. 10). Роль вкрапленников слюды в балансе рубидия в онгонитах весьма мала. С увеличением степени закристаллизованности все большая доля рубидия перераспределяется из основной массы во вкрапленники калиевого полевого шпата.

В то же время главным носителем лития онгонитов является основная масса, хотя этот элемент может концентрироваться в

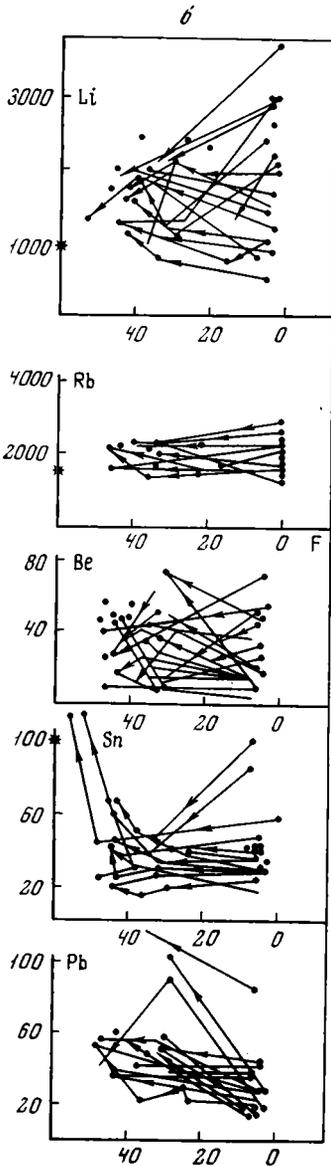


Рис. 30. Зависимость содержания (в г/т) лития, рубидия, бериллия, олова, свинца, цинка, таллия, бария, стронция, оксидов вольфрама и р. з. э. от содержания фтора (в вес.%) в афировых онгонитах (а). С правой стороны рисунка (б) стрелками показано изменение концентраций (в г/т) некоторых из перечисленных элементов в зависимости от степени закристаллизованности онгонитов. Звездочкой обозначены средние содержания в альбит-лепидолитовых гранитах Жанчивланского массива

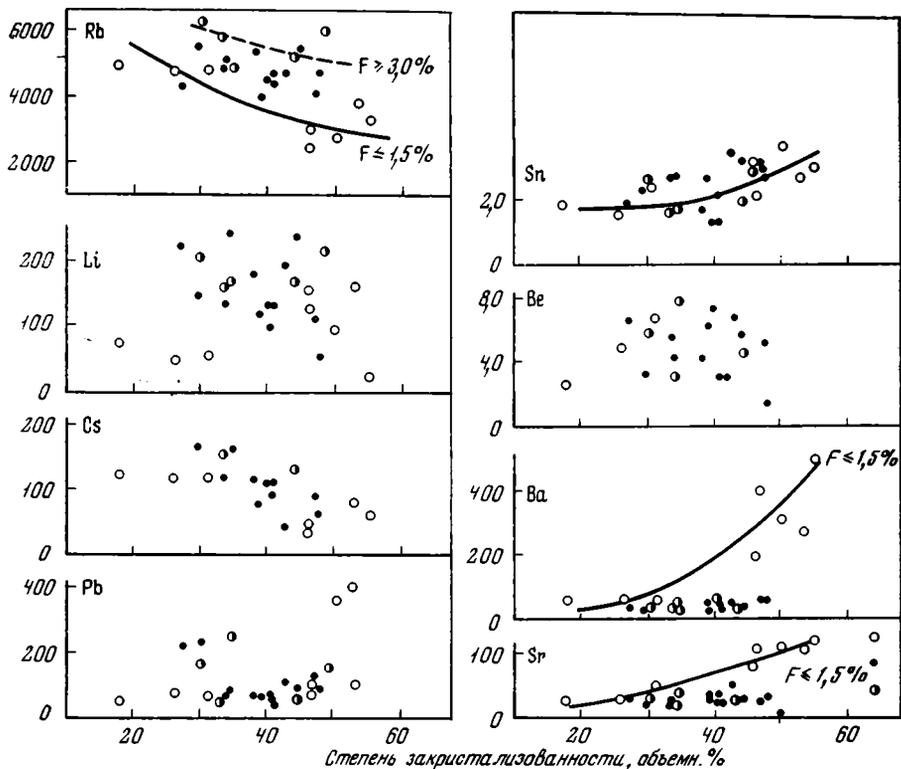


Рис. 31. Зависимость содержания (в г/т) рубидия, лития, цезия, свинца, олова, бериллия, бария и стронция во вкрапленниках калиевого полевого шпата от степени закристаллизованности онгонитов

- — онгониты, содержащие менее 1,5% фтора в основной массе; ● — онгониты с содержанием фтора в основной массе больше 3%  
 ● — онгониты с содержанием фтора в основной массе, равным 2—3%;

литиевых фенгитах (до 3,3%, окиси лития, см. табл. 5). Но даже с учетом вкрапленников наиболее литиевой слюды и максимально богатого литием альбита (100 г/т) доля основной массы в 5—20 раз превышает долю лития, сконцентрированную во фракции вкрапленников. На вкрапленники калиевого полевого шпата приходится не более чем 3% лития породы (см. табл. 12).

Содержание лития, рубидия и цезия во вкрапленниках калиевого полевого шпата зависит от содержания фтора в основной массе онгонита (рис. 31). При этом в онгонитах с богатой фтором (более 3%) основной массой уровень содержания редких щелочей в целом наиболее высокий, а в бедных фтором (менее 1,5%) онгонитах — наиболее низок. В связи с этим приведенные на рис. 31 данные не дают возможности однозначно судить о влиянии степени закристаллизованности онгонитов на содержание редких щелочей во вкрапленниках калиевого полевого шпата. Если учесть, что с увеличением степени закристаллизованности онгонитов содержание фтора в их основной массе чаще всего либо растет, либо сохраняется примерно на постоянном уровне (см. рис. 31), то можно предполагать, что при увеличении степени закристаллизованности онгонитов с ростом содержания фтора в их основной массе содержания рубидия и лития во вкрапленниках калиевого полевого шпата могут возрастать. При понижении содержания фтора в основной массе концентрации лития и рубидия во вкрапленниках калиевого полевого шпата онгонитов будут падать.

Коэффициент распределения лития между калиевым полевым шпатом вкрапленников и основной массой онгонитов значительно меньше единицы (0,03—0,15), в то время как для рубидия эта величина больше единицы (табл. 12 и 13). Содержание редких щелочей в основной массе рассчитывалось, исходя из баланса их количеств с учетом содержаний во вкрапленниках калиевого полевого шпата (см. табл. 11) и количеств вкрапленников в них (см. табл. 2). При этом для альбита вкрапленников онгонитов дайки Амазонитовой принято содержание лития 100 г/т, которое близко к максимальному для литий-фтористых гранитов, а для альбитов дайки Штокверковой — 30 г/т. Результаты таких пересчетов представлены в табл. 12.

Кроме того, из некоторых проб онгонитов под биноклем были отобраны фракции основной массы и также проанализированы. К сожалению, в этих фракциях не удалось избавиться от вкрапленников альбита, которые слишком мелки для механического отделения. Поэтому полученные содержания (см. табл. 13) характеризуют смесь основной массы и альбита. Исходя из количественных соотношений альбита и основной массы для анализированных проб, были вычислены содержания лития и рубидия в основной массе, а также интересные нас коэффициенты распределения (см. табл. 13). Полученные этими двумя методами коэффициенты распределения оказались вполне сопоставимы.

Таблица 13

Распределение лития и рубидия в основной массе и вкрапленниках калиевого полевого шпата онгонитов (в г/т)

№ проб	Литий				Рубидий			
	ОМ с альбитом	ОМ	КПШ	$K = \frac{КПШ}{ОМ}$	ОМ с альбитом	ОМ	КПШ	$K = \frac{КПШ}{ОМ}$
ОХ851	130	190	56	0,29	257	370	4415	12,5
ОХ853	1300	1570	105	0,07	1550	1970	3250	1,67
ОХ857	1980	2700	240	0,09	1880	2600	5400	2,08

### Таллий в онгонитах

Поведение таллия в онгонитах во многом сходно с поведением рубидия и лития. На эту особенность геохимии таллия в гранитах обращал внимание, в частности, Л. В. Таусон (50). Однако отличительной особенностью онгонитов является то, что они, видимо, являются наиболее богатой таллием гранитоидной породой. Среднее содержание таллия в онгонитах в 5—10 раз превышает его средние концентрации в гранитах [8].

В афировых онгонитах отмечается прямая пропорциональная зависимость между содержанием таллия и фтора (см. табл. 10, рис. 30). При увеличении степени закристаллизованности онгонитов происходит понижение средних концентраций таллия по сравнению с богатыми этим элементом афировыми разностями и повышение по сравнению с бедными таллием слабо закристаллизованными породами.

### Бериллий в онгонитах

Бериллий, как и все перечисленные выше редкие элементы, является типоморфным компонентом онгонитов. На примере онгонитов выявляется тесная геохимическая связь бериллия с фтором, о которой неоднократно писалось в литературе [46].

Распределение бериллия в онгонитах дайки Амазонитовой представлено на рис. 32, а. Так же, как и для лития и рубидия, для бериллия характерно неравномерное распределение как в афировых, так и в порфиловых разностях онгонитов. Большая часть составов афировых

онгонитов характеризуется прямой пропорциональной зависимостью содержаний бериллия и фтора (см. рис. 30), но имеются и резкие отклонения от нее в области высоких содержаний бериллия.

С увеличением степени закристаллизованности онгонитов содержания бериллия в них обычно растут (см. рис. 30). И именно в связи с этим максимумы содержания бериллия тяготеют к осевым частям дайки, часто совмещаясь с зонами «остаточной кристаллизации» онгонитов. Но имеются и случаи уменьшения содержания бериллия при увеличении степени закристаллизованности онгонитов. Они проявляются почти исключительно для тех участков дайки, в которых имеются афировые онгониты с резко повышенными содержаниями бериллия, обычно отклоняющимся от корреляционной зависимости рис. 30. В этом отношении для бериллия также намечается тенденция к выравниванию содержаний, проявленная в исходных афировых онгонитах.

С увеличением степени закристаллизованности онгонитов средние содержания бериллия в них сначала падают (10—20% закристаллизованности), а затем монотонно растут. В отличие от лития и рубидия среднее содержание бериллия в альбит-лепидолитовых гранитах отклоняется от этой тенденции в область более низких его содержаний.

В соответствии с указанной выше пропорциональной зависимостью, между содержаниями бериллия и фтора в онгонитах (см. рис. 30) находятся его концентрации в онгонитах дайки Штокверковой (см. табл. 10). В этих сравнительно бедных фтором онгонитах оказываются достаточно низкими и содержания бериллия. С увеличением степени закристаллизованности этих онгонитов среднее содержание бериллия в них сначала падает, а затем несколько возрастает.

В табл. 11 приведены концентрации бериллия во вкрапленниках калиевого полевого шпата из различных онгонитов. Содержание бериллия в них колеблется от 0,8 до 7,3 г/т и зависит как от степени закристаллизованности онгонитов, так и от концентрации фтора в их основной массе (см. рис. 31). С возрастанием степени закристаллизованности концентрация бериллия в калиевом полевоом шпате в целом падает. Общий уровень содержаний бериллия оказывается ниже для малофтористых онгонитов ( $\leq 1,5\%$ ) по сравнению с онгонитами, богатыми фтором. В связи с этим могут быть различные тенденции поведения содержаний бериллия во вкрапленниках калиевого полевого шпата в зависимости от поведения фтора в основной массе онгонитов. При увеличении степени закристаллизованности онгонитов содержание бериллия во вкрапленниках калиевого полевого шпата может возрастать, если содержание фтора в основной массе будет увеличиваться. Если концентрация фтора в основной массе сохраняется постоянной или даже падает, то содержания бериллия во вкрапленниках калиевого полевого шпата могут уменьшаться или оставаться приблизительно постоянными.

В табл. 12 представлены содержания бериллия в основной массе онгонитов и коэффициенты его распределения между вкрапленниками калиевого полевого шпата и основной массой. Эти величины рассчитаны так же, как и для лития с рубидием при допущении, что альбит из богатых фтором онгонитов содержит максимально известное для этого минерала количество бериллия, равное 16 г/т [46], а содержание бериллия в альбите бедных фтором онгонитов 2 г/т. Полученные данные показывают, что доля калиевого полевого шпата в балансе бериллия мала и составляет от 0,8 до 7,2% всего бериллия породы. Чаще всего главным носителем бериллия онгонитов является их основная масса. Значительно реже (при низких содержаниях бериллия в породе) заметную роль в балансе бериллия, по-видимому, играет альбит, но практически всегда соотношение долей бериллия в основной массе и во фракции вкрапленников больше единицы, а часто значительно больше. Это соотношение колеблется от 1 до 47. Следовательно, можно говорить,

что в онгонитах комбинированный коэффициент распределения бериллия между вкрапленниками и основной массой, как правило,  $< 1$ .

Тем более низко значение коэффициента распределения бериллия между вкрапленниками калиевого полевого шпата и основной массой (см. табл. 12), которое не превышает 0,8.

### Цинк и свинец в онгонитах

Средние содержания свинца и цинка в онгонитах дайки Амазонитовой в 1,5—2 раза превышают их средние концентрации для малокальциевых гранитов, по Ведеполу и Турекьяну [8]. Следовательно, эти элементы также рассматриваются как типоморфные для онгонитов.

Распределение содержаний цинка в онгонитах дайки Амазонитовой представлено на рис. 32, б. Для свинца аналогичная картина изображена на рис. 32, в. Пожалуй, для этих двух элементов намечается наиболее правильная картина в распределении, когда от контактов к центру дайки отмечается последовательное возрастание их содержаний. «Правильность» в данном случае предполагает наименьшее по сравнению с рассмотренными выше элементами количество отклонений от главной тенденции. Максимумы содержаний свинца и цинка четко тяготеют к зонам остаточной кристаллизации в дайке.

Тем не менее несмотря на выдержанность тенденции возрастания содержаний свинца и цинка от периферии к центру дайки, по крайней мере для цинка имеются участки в дайке, в афировых онгонитах которых отмечаются и достаточно высокие и низкие содержания. При высоких содержаниях цинка (до 100  $г/т$ ) в этих участках намечается сначала некоторое понижение содержания по направлению к центру дайки, а затем снова возрастание. Таким образом, иногда проявляются локальные минимумы содержаний цинка в онгонитах, тяготеющие к промежуточным между центральными и периферическими зонами онгонитов.

Судя по средним содержаниям цинка и свинца в богатых и бедных фтором афировых онгонитах (см. табл. 10, рис. 32, б, в), их концентрации не зависят от содержаний в них фтора. Для цинка этот факт четко подтверждается и распределением его содержаний в афировых онгонитах разной фтористости (см. рис. 30). В то же время для большей части проб афировых онгонитов намечается слабая обратная корреляционная связь между содержанием фтора и свинца (см. рис. 30).

Как уже говорилось при рассмотрении общей структуры поля концентраций в онгонитах, с увеличением степени закристаллизованности пород отмечается общее повышение содержаний и свинца и цинка. При этом средние содержания цинка и свинца проходят через минимумы в онгонитах слабой степени закристаллизованности (10—20%).

В табл. 11 приведены содержания свинца во вкрапленниках калиевого полевого шпата, а в табл. 14 — содержания свинца и цинка в основной массе (вместе с альбитом), во вкрапленниках кварца и калиевого полевого шпата. В отличие от рубидия и лития содержания свинца во вкрапленниках калиевого полевого шпата не зависят от содержания фтора в основной массе онгонитов (см. рис. 31). С увеличением степени закристаллизованности онгонитов возрастают содержания свинца во вкрапленниках калиевого полевого шпата, в особенности в области 40—55% закристаллизованности.

Наибольшая доля свинца и цинка породы приходится на основную массу онгонитов (см. табл. 12). По-видимому, в основной массе и вкрапленниках калиевого полевого шпата сконцентрирован практически весь свинец породы (см. табл. 14). Цинк может концентрироваться в основной массе так, что его доля здесь достигает 90%. Это и следовало ожидать, поскольку обычно носителем этого элемента в гранитах являются

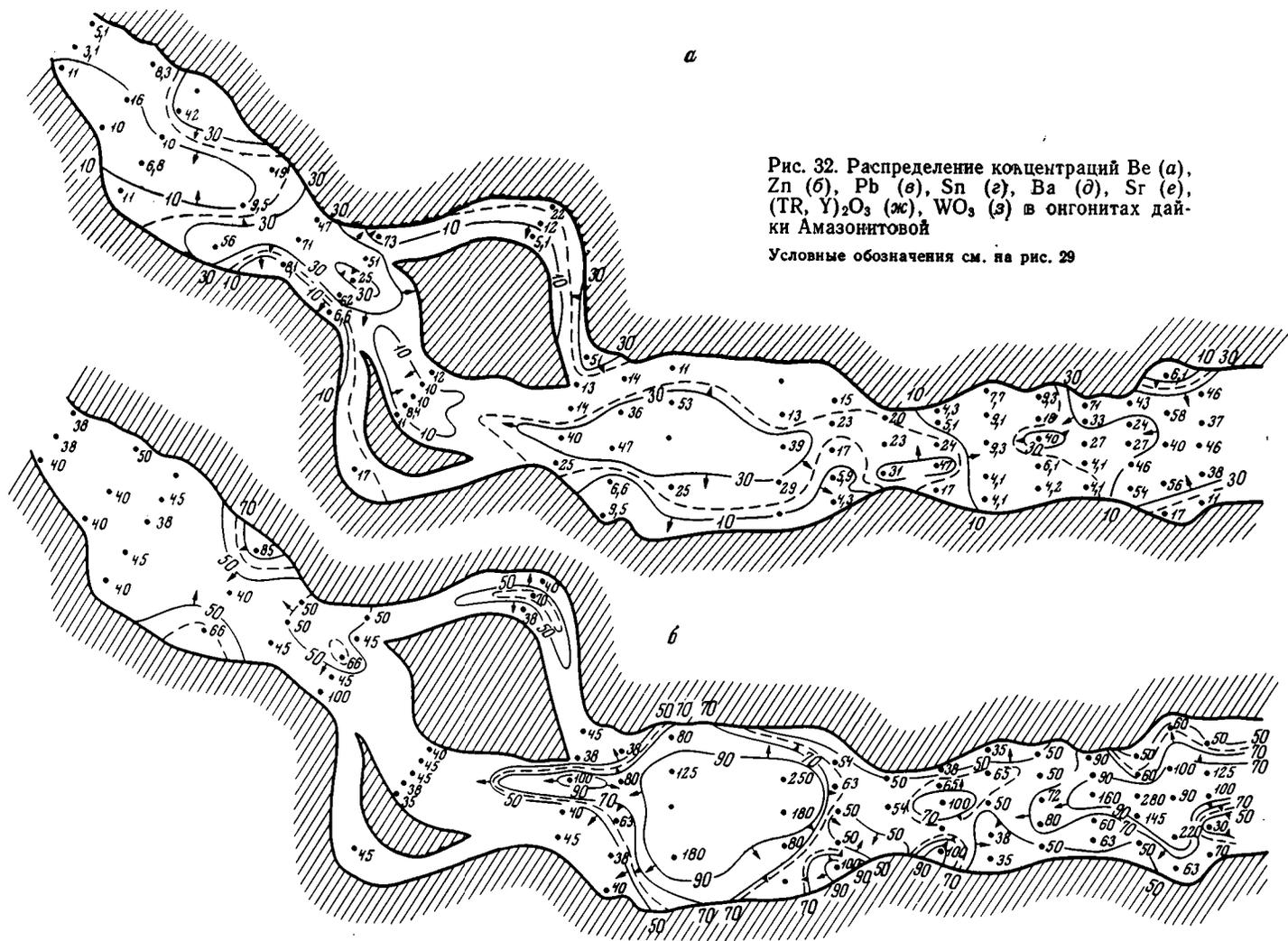


Рис. 32. Распределение концентраций Be (а), Zn (б), Pb (в), Sn (г), Ва (д), Sr (е),  $(\text{TR}, \text{Y})_2\text{O}_3$  (ж),  $\text{WO}_3$  (з) в онгонитах дайки Амазонитовой

Условные обозначения см. на рис. 29

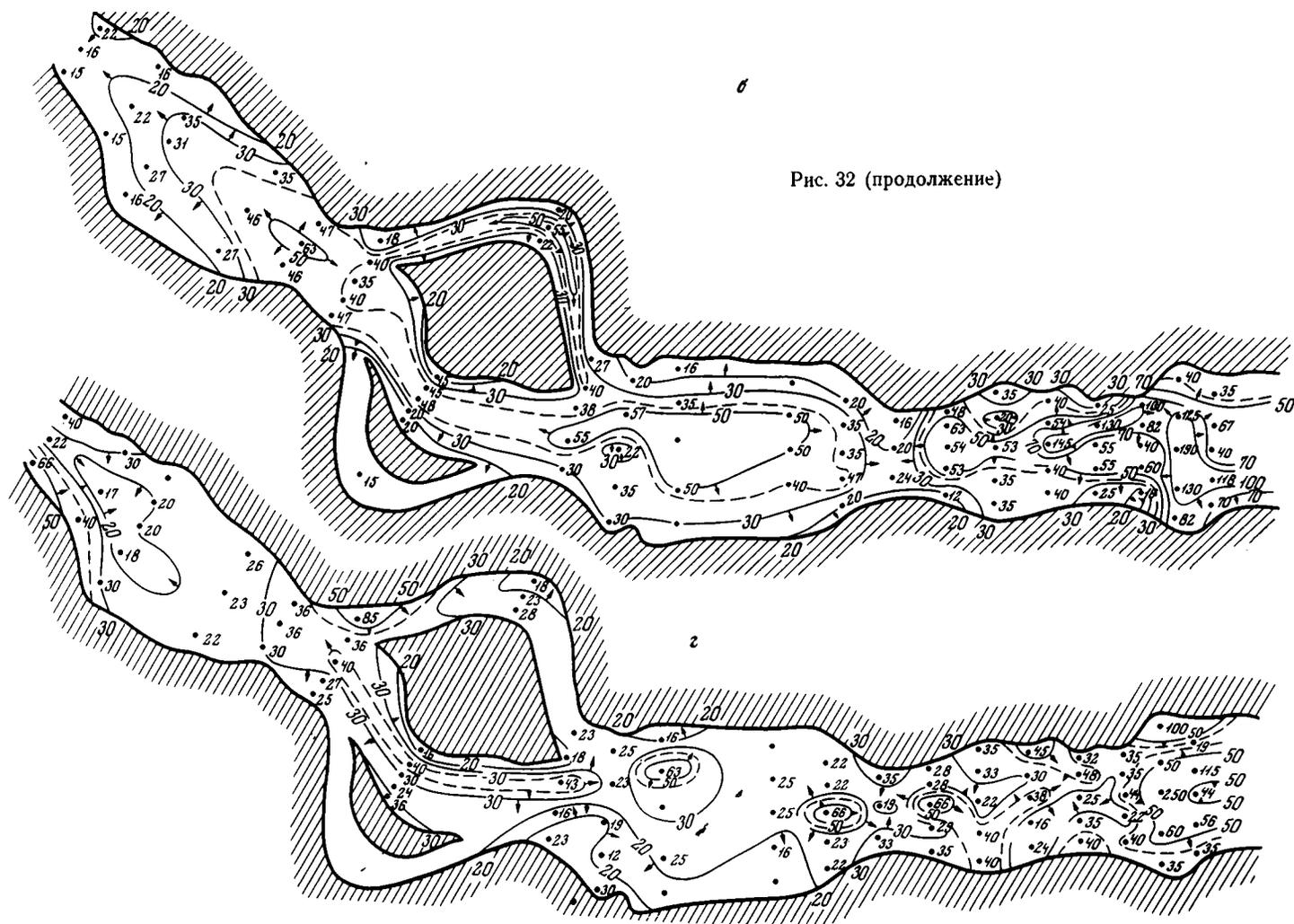
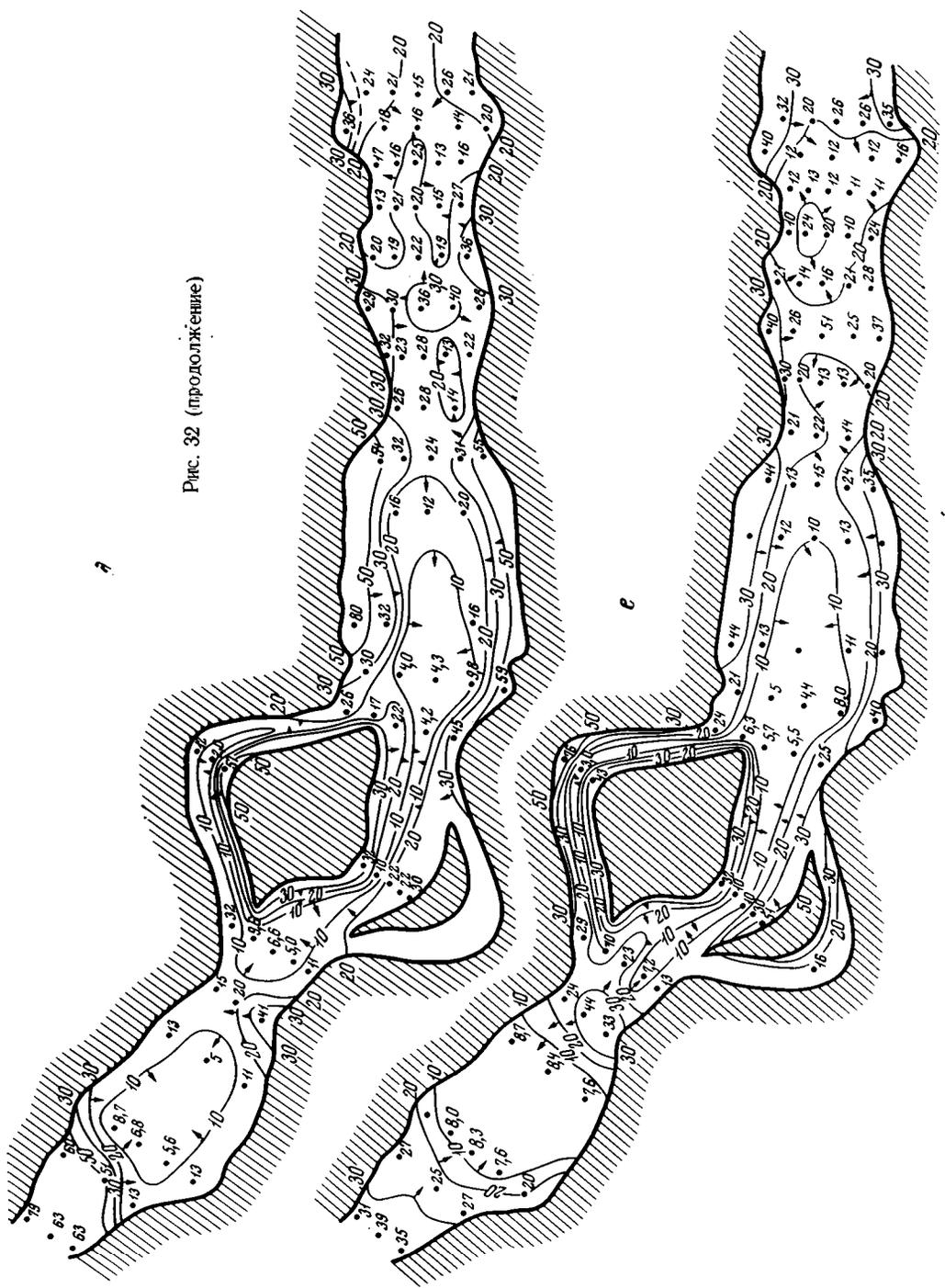


Рис. 32 (продолжение)

Рис. 32 (продолжение)





Распределение свинца, олова и цинка в онгонитах

№ проб	Порода, минералы	Содержание фракций, объемн. %	Содержание, г/т			Доля, %			* К <sub>Pb</sub> = $\frac{КПШ}{ОМ}$
			Pb	Sn	Zn	Pb	Sn	Zn	
OX851	Онгонит	—	28	38	40	—	—	—	—
	Основная масса Вкрапленники калиевого полевого шпата	43,3	28	14	33	43,3	16,0	35,7	0,67
		9,9	28	2,5	20	9,9	0,6	4,9	—
OX852	Онгонит	—	54	60	40	—	—	—	—
	Основная масса	55,0	30	17	33	30,6	15,6	45,4	—
OX853	Онгонит	—	26	16	40	—	—	—	3,12
	Основная масса	76,0	24	8,5	16	70,0	40,3	87,5	—
	Кварц из вкрапленников	0,2	5,5	1,0	30	—	—	—	—
	Вкрапленники калиевого полевого шпата	6,4	91	1,5	—	22,4	0,6	—	—
OX855	Онгонит	—	57	21	40	—	—	—	—
	Основная масса	66,3	60	14	55	79,5	44,0	91,0	—
OX857	Онгонит	—	50	40	50	—	—	—	—
	Основная масса	55,7	40	—	40	44,6	—	44,6	1,75
	Кварц из вкрапленников	4,7	5	1,1	Нет	5,0	0,1	—	—
	Вкрапленники калиевого полевого шпата	15,2	95	3,0	—	28,9	1,1	—	—
OX858	Онгонит	—	45	30	100	—	—	—	—
	Основная масса	56,3	46	17,5	80	57,5	32,9	44,8	1,72
	Вкрапленники калиевого полевого шпата	14,4	107	3,2	—	34,2	1,6	—	—
OX859	Онгонит	—	50	20	90	—	—	—	—
	Основная масса	65,7	48	17,5	100	63,0	57,5	72,8	4,0
	Кварц из вкрапленников	3,9	5	6	63	0,8	1,2	2,7	—
	Вкрапленники калиевого полевого шпата	11,5	250	1,6	—	57,5	0,9	—	—
OX860	Онгонит	—	35	19,5	40	—	—	—	—
	Основная масса	73,2	34	15	46	71,1	56,2	84,0	5,0
	Вкрапленники калиевого полевого шпата	6,6	220	1,8	—	41,4	0,6	—	—

\* Коэффициент распределения свинца рассчитан с учетом примеси вкрапленников альбита в основной массе.

слюды [50], тем более, что в слюдах литий-фтористых гранитов содержание цинка достигает десятых долей процента. А, как уже говорилось в петрографической части книги, слюды резко обогащают основную массу онгонитов.

В табл. 12 и 14 приведены коэффициенты распределения свинца между калиевым полевым шпатом и основной массой вкрапленников онго-

нитов. Коэффициенты рассчитаны без учета влияния на баланс свинца кварца, слюды и альбита из фракции вкрапленников. Справедливость этого допущения обосновывается распределением свинца главным образом между калиевым полевым шпатом и основной массой (см. табл. 14).

До концентрации 3,0% фтора в основной массе коэффициент распределения свинца несколько больше единицы, и во всем этом интервале содержания фтора он сохраняется постоянным на уровне 0,5—1,0.

### Олово в онгонитах

Олово, как уже говорилось, является типоморфным элементом онгонитов, среднее содержание которого в онгонитах дайки Амазонитовой более чем в десять раз превышает среднее его содержание в бедных кальцием гранитах [8].

Общая структура распределения олова в дайке представлена на рис. 32, г. Можно говорить, что структура поля концентраций олова в онгонитах определяется поперечными (к простиранию дайки) и продольными элементами. Поперечные элементы обусловлены неоднородным распределением концентраций олова в эндоконтактовых афировых онгонитах, в которых чередуются участки, богатые и бедные оловом. Границы между этими участками располагаются поперек простирания дайки. К продольным элементам структуры поля концентраций олова в дайке могут быть отнесены многочисленные максимумы их, тяготеющие к осевой части дайки и в первую очередь к зонам остаточной кристаллизации онгонитов. Эти максимумы ориентированы вдоль простирания дайки. Иногда такие главные максимумы осложнены более мелкими минимумами концентраций, а в областях с богатыми оловом эндоконтактовыми афировыми разностями эти максимумы нередко контактируют с минимумами содержания.

Большая часть содержания олова в афировых онгонитах находится в обратной пропорциональной зависимости от содержания в них фтора (см. рис. 30). Но имеются и отклонения от этой зависимости в сторону резко повышенных содержания олова. Судя как по частным разрезам через дайку (см. рис. 32, г), так и по средним содержаниям олова, концентрация этого элемента слабо увеличивается при возрастании степени закристаллизованности онгонитов в интервале 15—35%. Для афировых онгонитов с наиболее высокими концентрациями олова в данном интервале отмечается даже их понижение, т. е., как и для многих других редких элементов, для олова намечается процесс выравнивания концентраций в онгонитах с увеличением их степени закристаллизованности. В целом же по мере усиления закристаллизованности онгонитов средние содержания в них падают при содержании вкрапленников 10—20%, а затем возрастают и особенно резко в интервале 35—45%. В соответствии с этой тенденцией увеличения средних содержания олова в онгонитах находится среднее содержание этого элемента в альбит-лепидолитовых гранитах, которого должны были бы достигнуть онгониты при их полной закристаллизованности.

Олово не концентрируется в калиевом полево шпате вкрапленников, содержание в которых колеблется от 1,1 до 3,5 г/т. Это составляет не более 1,6% всего олова породы (см. табл. 14). С увеличением степени закристаллизованности содержание олова в калиевом полево шпате в целом растет, причем влияния содержания фтора в основной массе на эту зависимость как будто бы нет (см. рис. 31). Значительная часть олова (до 57,5%) онгонитов концентрируется в основной массе (с альбитом), причем содержание олова в ней несколько ниже концентрации олова в онгонитах (см. табл. 14). Видимо, носителем остального олова онгонитов являются, с одной стороны, касситерит, крайне редкие ранние вкрапленники которого иногда отмечались в наиболее закристаллизованных онгонитах, а с другой, — вкрапленники слюды.

## Барий и стронций в онгонитах

Типоморфизм этих элементов в онгонитах проявляется в поразительно низких их содержаниях по сравнению даже с бедными кальцевыми гранитами [8]. Содержания бария и стронция в онгонитах соизмеримы только с концентрациями для пород, образовавшихся при глубоком фракционировании первичных магм (комендиты, натриевые риолиты).

Общая структура распределения концентраций бария и стронция в онгонитах дайки Амазонитовой представлена соответственно на рис. 32, *д*, и 32, *е*. В целом для обоих рассматриваемых элементов намечается достаточно симметричная относительно осевой линии дайки картина поля концентраций, когда от эндоконтактов к центру дайки последовательно понижаются содержания и бария, и стронция. Особенно глубоким такое понижение оказывается в зонах остаточной кристаллизации, в которых проявлены наиболее закристаллизованные онгониты. Нарушают эту тенденцию, как и в отношении многих других редких элементов, поперечные структуры поля концентраций, появление которых обусловлено наличием среди эндоконтактовых афировых онгонитов участков со сравнительно низкими содержаниями стронция и бария. В таких участках по направлению к центру дайки содержания бария и стронция иногда не изменяются, а местами даже могут возрастать.

Неоднородное распределение бария и стронция в афировых онгонитах оказывается тесно связанным с содержаниями в них фтора (см. рис. 30). С увеличением содержания фтора концентрация бария в онгонитах падает. А для стронция такая зависимость имеет экстремальный характер, когда с повышением содержания фтора до концентрации 2,0—2,5% содержание стронция падает, а при дальнейшем возрастании содержания фтора концентрация стронция начинает увеличиваться.

По мере увеличения степени закристаллизованности онгонитов средние содержания бария и стронция падают, а затем, в интервале 35% — 45% закристаллизованности сохраняются постоянными. В то же время поведение этих элементов во вкрапленниках калиевого полевого шпата из онгонитов разной степени закристаллизованности отличается некоторым своеобразием (см. табл. 11, рис. 31). Если для онгонитов с высоким содержанием фтора в основной массе ( $\geq 2,0\%$ ), содержания бария и стронция в калиевых полевых шпатах также постоянны, то для бедных фтором онгонитов, во-первых, отмечается более высокий общий уровень содержаний стронция и бария, а, во-вторых, намечается рост их содержаний во вкрапленниках калиевых полевых шпатов при увеличении степени закристаллизованности онгонитов.

На долю калиевого полевого шпата приходится обычно от 6 до 63% бария и от 1 до 44% стронция. Остальная часть бария концентрируется, видимо, в основной массе онгонитов, а в балансе стронция определенную роль может играть альбит. Коэффициент распределения бария между вкрапленниками калиевого полевого шпата и основной массой обычно выше единицы (см. табл. 12). С увеличением содержания фтора в основной массе значение этого коэффициента падает.

## Редкоземельные элементы (р. з. э.) в онгонитах

Эта группа элементов, как и стронций с барием, характеризуется резко пониженными по сравнению с малокальцевыми гранитами, по Турекьяну и Ведеполю [8], концентрациями в онгонитах. Распределение содержаний р. з. э. в онгонитах дайки Амазонитовой характеризуется симметричностью, когда от периферии дайки к ее центру, в особенности к зонам остаточной кристаллизации, происходит последовательное повышение концентраций р. з. э. (рис. 32, *ж*). Эта симметрия несколько нарушается неравномерным распределением р. з. э. в эндоконтактовых

афировых онгонитах, в связи с чем линии изосодержаний р. з. э. нередко утыкаются в контакты дайки.

Средние содержания р. з. э. в богатых и бедных фтором афировых онгонитах довольно близки между собой (см. табл. 10). Тем не менее намечается зависимость между концентрациями р. з. э. и фтора в афировых онгонитах, которая, как и для стронция, характеризуется минимумом содержания р. з. э., приходящимся на интервал концентраций фтора 2,0—2,5% (см. рис. 30).

Средние содержания р. з. э. монотонно возрастают в онгонитах с увеличивающейся степенью закристаллизованности. Среднее содержание р. з. э. в альбит-лепидолитовых гранитах значительно ниже, чем в наиболее закристаллизованных онгонитах. Средние содержания р. з. э. в онгонитах дайки Штокверковой также возрастают по мере увеличения степени закристаллизованности (см. табл. 10).

Спектр концентраций индивидуальных р. з. э. имеет цериевую специфику. С увеличением степени закристаллизованности онгонитов намечается слабое возрастание содержаний р. з. э. иттриевой группы и уменьшение концентраций р. з. э. цериевой группы [27].

### Вольфрам в онгонитах

Среднее содержание вольфрама в онгонитах дайки Амазонитовой (5,5 г/т в виде металлического вольфрама) более чем в два раза превышает среднюю концентрацию W в малокальциевых гранитах [8].

Поле концентраций вольфрама в онгонитах дайки Амазонитовой характеризуется общим понижением «рельефа» от эндоконтактов к центру дайки (рис. 32, з). В целом этот факт хорошо согласуется с понижением средних содержаний вольфрама в онгонитах с возрастающей степенью их закристаллизованности. Однако эта общая тенденция нарушается как неравномерным распределением вольфрама в исходных афировых онгонитах, так и наличием максимумов концентраций более мелкого порядка в центральных частях дайки. С увеличением содержания F в афировых онгонитах концентрация W<sup>1</sup> слабо понижается.

### Ниобий, тантал, цирконий и гафний в онгонитах

Ниобий, тантал и гафний являются типоморфными элементами онгонитов (см. рис. 28). В то же время среднее содержание циркония в этих породах в три раза ниже среднего содержания его в малокальциевых гранитах, по Турекьяну и Ведеполю [8].

Отмечаются большие колебания содержаний рассматриваемых элементов как в афировых, так и в порфириновых разностях онгонитов. В афировых онгонитах, несмотря на большой разброс значений концентраций тантала, ниобия, гафния, циркония и их отношений, намечается увеличение содержаний тантала, гафния, в меньшей степени ниобия при возрастании в онгонитах содержаний фтора (рис. 33). Похоже, что содержания циркония при этом проходят через максимум, приходящийся на онгониты с 2—2,5% фтора. В этом же направлении в афировых онгонитах несколько понижаются отношения ниобия к танталу и циркония к гафнию, хотя эти величины и так весьма малы по сравнению с гранитами во всех разностях онгонитов.

С увеличением степени закристаллизованности онгонитов среднее содержание ниобия сначала несколько возрастает, а в наиболее закристаллизованных онгонитах падает. Содержание тантала в этом же направлении падает, сохраняясь на постоянном уровне в наиболее за-

<sup>1</sup> Концентрации вольфрама в настоящей работе рассматриваются в виде его трехоксида (WO<sub>3</sub>).

кристаллизованных онгонитах. Концентрации циркония и гафния изменяются более сложным способом, образуя минимумы в области 20—30% закристаллизованности. Отношения ниобия к танталу и циркония к гафнию в онгонитах с увеличивающейся степенью закристаллизованности возрастают до онгонитов с 35% вкрапленников, а затем падают.

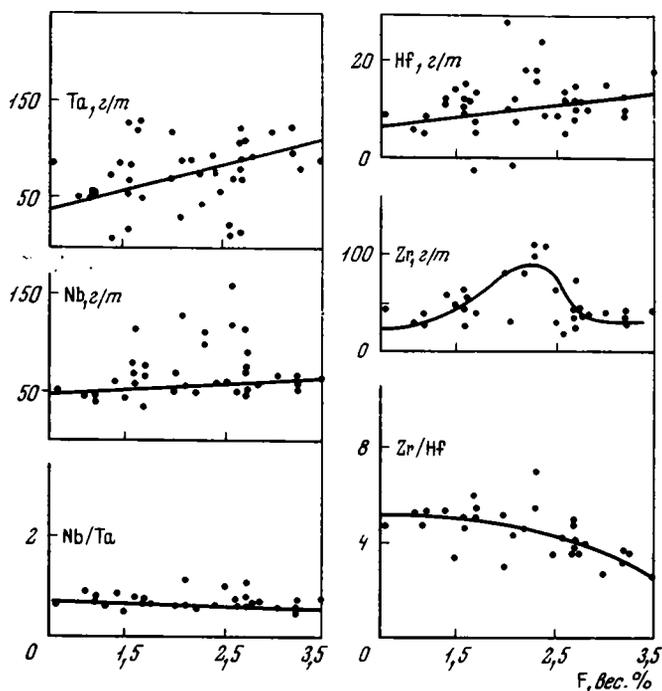


Рис. 33. Зависимость содержаний тантала, ниобия, гафния, циркония и отношений ниобия к танталу и циркония к гафнию от концентрации фтора в афировых онгонитах

Средние содержания рассматриваемых элементов в онгонитах даек Штокверковой и Промежуточной несколько ниже, чем в онгонитах дайки Амазонитовой (см. табл. 10), хотя отношение ниобия к танталу в тех и других близко. В онгонитах Бага-Газрынских даек и Ары-Булакского массива содержания тантала еще более низкие и несколько повышено отношение ниобия к танталу. По этим показателям данные разности онгонитов близки к ранним членам серии литий-фтористых гранитов (аляскиты, амазонит-альбитовые граниты). В афировых онгонитах Ары-Булакского массива содержание тантала выше, чем в порфировых онгонитах, и соответственно более низким оказывается отношение ниобия к танталу.

### Хлор и углерод в онгонитах

Хлор не концентрируется в онгонитах, оставаясь примерно на уровне кларка для кислых пород, по А. П. Виноградову [8]. Значимых различий содержания хлора в онгонитах разного состава и разной степени закристаллизованности также не отмечено.

Средние концентрации углерода в онгонитах примерно в шесть раз превышают его средние содержания в кислых породах, по А. П. Виноградову [8]. Намечается обогащение углеродом более богатых фтором афировых онгонитов (см. табл. 10).

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОНГОНИТОВ

При обсуждении генезиса онгонитов проведем рассмотрение признаков их магматического происхождения, причин их своеобразного химического и минерального состава, а также ряда таких их особенностей, которые имеют общее значение для генезиса гранитов и, в частности, редкометальных гранитоидов.

### МАГМА ОНГОНИТОВ И ЕЕ ТЕМПЕРАТУРА

Описанию признаков магматического происхождения онгонитов посвящены практически все предыдущие разделы книги. Здесь их можно только кратко суммировать. Все особенности геологического положения тел онгонитов с резкими и секущими контактами и апофизами, с разнообразными ксенолитами, с практическим отсутствием метасоматического воздействия не только на вмещающие породы, но даже и на мелкие их ксенолиты, со следами течения вещества онгонитов в виде флюидальности вдоль контактов даек, с многочисленными признаками перемещения ксенолитов в онгонитах свидетельствуют об образовании этих пород из сравнительно вязкого силикатного расплава, т. е. из магмы. На это же указывает наличие закаленных афанитовых иногда стекловатых эндоконтактовых пород в телах онгонитов, а также увеличение степени закристаллизованности онгонитов от эндоконтактов к центру слагаемых ими тел. Петрографическое исследование онгонитов показало, что эти породы имеют эффузивный облик [5], характеризующийся наличием порфирового или афирового строения, иногда с участием в основной массе стекла той или иной степени раскристаллизованности. Содержания вкрапленников альбита, калиевого полевого шпата и кварца растут по мере уменьшения содержания основной массы, т. е. ведут себя так же, как и кристаллизующиеся из расплава фазы. Послемагматические изменения, проявленные после затвердевания основной массы, имеют крайне небольшое распространение в онгонитах и не оказывают существенного влияния ни на их состав, ни на структуру. Наличие порфировых структур с микрозернистой или даже стекловатой основной массой, а также других особенностей эффузивного облика онгонитов четко указывают на условия быстрого охлаждения их расплавов, характерные для приповерхностных магматических тел. В связи с этим онгониты считаются субвулканическими образованиями.

Важным доказательством магматического происхождения онгонитов является наличие стекла в их составе. Частичная неоднородность его состава и возможная раскристаллизация его включений, обнаруженная только при тонких исследованиях на рентгеновском микрозонде, по-видимому, не уменьшают значения этого факта.

С помощью первичных включений стекла во вкрапленниках топаза, по составу близких к самим онгонитам, удастся оценить температуру онгонитового расплава [44]. В петрографической части уже говорилось о фазовом и приблизительном химическом составе этих включений и о методах их исследований. Здесь же еще раз напомним, что плавление

стекла из рассматриваемых включений происходит уже с  $520^{\circ}\text{C}$ . Очевидно, можно говорить, что по крайней мере до этой температуры (а может быть, и ниже, поскольку мы имеем дело со стеклом, а не с кристаллическими фазами) существовал расплав при кристаллизации онгонитов. Это значение температуры находится в согласии с экспериментальными данными по началу плавления гранита с растворами  $\text{HF}$ ,  $\text{LiOH}$ , литиевого пегматита, по температуре солидуса системы «альбит—сподумен—кварц—вода», на основе которых нами было высказано предположение, что температура солидуса альбит-лепидолитового гранита не выше  $550\text{--}600^{\circ}\text{C}$  [23, 24, 27]. Ясно, что полученное значение температуры онгонитового расплава значительно ниже критической точки щелочно-полевошпатового субсолидуса, и, следовательно, в ассоциации с таким низкотемпературным расплавом могут сосуществовать два щелочных полевых шпата (альбит и калиевый полевой шпат). Нами также было показано в только что цитировавшейся работе, что и другие минералы литий-фтористых гранитов должны быть устойчивы в равновесии с данным низкотемпературным расплавом.

Исследование включений стекла из вкрапленников топаза в онгонитах, кроме того, показало, что процесс их гетерогенизации после гомогенизации происходит значительно легче, чем в расплаве обычного кварцевого порфира [44]. Отсюда можно сделать вывод, что вязкость онгонитового расплава значительно ниже, чем для обычного гранитного (или расплава нормальных кварцевых порфиров).

Детальное петрографическое изучение афировых онгонитов и основной массы порфировых их разностей дало возможность считать, что иголки топаза, являющегося главным концентратором и носителем фтора афировых участков онгонитов, распределены и ориентированы в соответствии с первичными текстурами течения онгонитов, обтекаемых вкрапленники, ксенолиты и другие препятствия, т. е. они являются микролитами. В связи с этим появление иголок топаза в основной массе онгонитов нельзя связывать с вторичными процессами гидратации и последующей раскристаллизации первичных онгонитовых стекол, при которых отмечается потеря фтора [56]. Видимо, они возникли еще из расплава, но при быстром его охлаждении (закалке). Тогда, очевидно, фтор расплава при такой закалке преимущественно связывался в микролитах топаза, а не улетучивался из него, а следовательно, и сохранился в онгонитах. В пользу этого предположения говорит также наличие явно неравновесной ассоциации топаза с эгирином в основной массе, которая возникает при быстрой реакции фтора с расплавом в соответствии с уравнением (1) на стр. 65, когда продукты реакции не успевают удаляться из системы.

Близость содержания фтора в афировых онгонитах с исходной его концентрацией в расплаве подтверждается экспериментальными исследованиями, изложенными в следующем разделе, которые показывают, что максимальные содержания фтора в расплавах (стеклах) онгонитов не превышают максимальных его концентраций в афировых онгонитах. Что касается более низких его содержаний, то, во-первых, их колебания сопровождаются примерно одинаковыми изменениями концентраций многих других компонентов как в онгонитах, так и в их стеклах, а во-вторых, нет различий в степени раскристаллизованности основной массы онгонитов любого состава. Следовательно, колебания содержания фтора в афировых онгонитах не могут быть связаны с проявлением вторичных процессов девитрификации онгонитовых стекол, а отражают их исходные содержания в онгонитовых расплавах.

Учитывая все выше сказанное, можно с определенной долей условности, конечно, принять, что составы афировых онгонитов отвечают составам онгонитовых расплавов, а составы основных масс — составам остаточных расплавов. Тогда все, что говорилось в предыдущем разделе

о составах афировых онгонитов или основных масс порфириновых разновидностей, может быть распространено на составы соответствующих расплавов. Напомним, что в этом случае мы имеем возможность судить о расплавах онгонитов разного состава, из которых могут кристаллизоваться породы почти всей серии литий-фтористых гранитов, а также мусковит-альбитовые граниты.

Наиболее заметные отличия в онгонитах отмечаются для содержаний фтора, с которыми связаны концентрации и большинства других породообразующих и редких элементов. В связи с этим в первую очередь остановимся на некоторых вопросах распределения фтора в онгонитовых расплавах.

#### **РАСТВОРИМОСТЬ ФТОРА В ОНГОНИТОВЫХ И ГРАНИТНЫХ РАСПЛАВАХ И ЕЕ ВЗАИМОСВЯЗЬ С ХИМИЧЕСКИМ СОСТАВОМ МАГМ**

Для оценки растворимости фтора в онгонитовом расплаве [22], рассмотрим его поведение в онгонитах с увеличивающейся степенью закристаллизованности (или в процессе кристаллизации онгонитового расплава). Начнем с онгонитов дайки Амазонитовой.

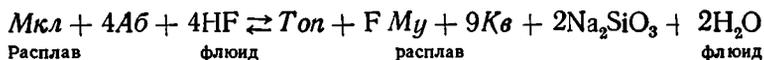
Процесс кристаллизации расплава онгонита здесь, как уже говорилось, приводит либо к понижению содержания фтора в породе, либо сохраняет концентрацию фтора в породе постоянной или даже в среднем несколько увеличивает ее (см. табл. 10). Первая тенденция в поведении фтора проявляется при содержании фтора в исходном расплаве, большем 2%, вторая — при содержании фтора, меньшем 2%. Такое поведение фтора хорошо объяснимо с позиции его растворимости в расплаве. При насыщении расплава фтором в виде какого-либо летучего или подвижного соединения, способного сравнительно быстро перемещаться в расплаве, кристаллизация такого расплава будет приводить к понижению его содержания в породе. Если расплав недосыщен подвижным соединением фтора, то кристаллизация расплава будет приводить к сохранению постоянной концентрации фтора в породе вплоть до момента насыщения фтором остаточного расплава. С этих позиций критическая концентрация фтора в 2% в афировых онгонитах должна рассматриваться как минимальная концентрация насыщения расплава фтором. На рис. 22 показано, что поведение фтора при кристаллизации онгонита дайки Амазонитовой вполне укладывается в интервал концентраций насыщения в 2,0—3,3%. По-видимому, не случайно, что максимальные концентрации фтора в исходном расплаве (3,2%) и в остаточном расплаве (3,5% — за исключением проб ОХ655/2 и ОХ655/3) близки, поскольку они соответствуют максимальной для условий кристаллизации онгонитов концентрации насыщения расплава фтором. Наличие же интервала концентрации насыщения расплава фтором (2,0—3,2%), видимо, свидетельствует о переменности условий, влияющих на растворимость фтора в расплаве, в частности, возможно, о различии давления по крайней мере в начале кристаллизации магмы и после затвердевания некоторой ее части, либо о различии химического состава онгонитового расплава.

Воспользуемся этим же способом для оценки растворимости фтора в онгонитовых расплавах других даек. Оказывается, что сходное поведение фтора проявляется и во всех других их телах. Например, в дайке Штокверковой при содержаниях фтора в онгонитах, превышающих 0,8—1,0%, содержания фтора в процессе кристаллизации онгонитов падают, а при более низких концентрациях фтора — остаются сравнительно постоянными или даже несколько растут. Сходная картина наблюдается и в онгонитах Бага-Газрынских даек (см. рис. 23). Здесь критическим содержанием фтора в онгонитах, при котором происходит инвер-

сия его поведения в процессе кристаллизации расплава, является 0,4—0,7%, что соответствует 1,1—1,3% фтора в основной массе или в остаточном расплаве онгонита. Следовательно, концентрации фтора, близкие к 0,8—1,0%, могут рассматриваться в качестве концентраций насыщения онгонитового расплава Штокверковой и Бага-Газрынских даек.

Возникает вопрос о причинах разных значений концентраций насыщения фтором онгонитовых расплавов в различных дайках. По-видимому, причина этого — в разном составе онгонитов даек Амазонитовой, Штокверковой и Бага-Газрынских. Поскольку существует корреляционная связь между содержанием фтора и концентрациями кремнезема и натрия в афировых онгонитах или же в расплавах онгонитов (см. рис. 26), можно полагать, что растворимость фтора зависит в первую очередь от содержания кремнезема в расплаве, а состав расплава в свою очередь определяется растворимостью в нем фтора. По-видимому, само наличие обсуждаемой корреляционной связи есть результат строго определенных соотношений между составом расплава и растворимостью в нем фтора. Как уже говорилось ранее, можно наметить две серии составов гранитоидных расплавов с переменной концентрацией фтора в них: 1) серия составов, в которых уменьшение содержания фтора приводит к возрастанию в нем концентраций кремнезема и натрия; 2) серия составов, в которых при уменьшении содержания фтора содержание кремнезема в них также возрастает, но увеличения концентрации натрия не отмечается, и в этом случае может быть намечен переход от онгонитовых расплавов к гранитным. Остановимся на этих двух сериях.

В первой серии расплавов изменение нормативного и модального минерального состава афанитовых онгонитов (или же их расплавов) при уменьшении содержания фтора происходит в сторону увеличения содержания альбита и микроклина и уменьшения таковых для топаза, мусковита и натриевого силиката (см. рис. 27). Если учесть, что по современным представлениям существует определенный параллелизм между структурой расплавов и структурой твердых веществ, можно ожидать в расплавах наличия таких же кристаллохимических радикалов, как и в реальном составе афанитовых онгонитов. Тогда связь рассматриваемых компонентов может реализоваться, если в расплаве осуществляется равновесие, которое уже приводилось:



В соответствии с ней повышение концентрации фтора в расплаве приводит к возрастанию в системе концентрации растворимого в воде силиката натрия и возможности потери части его через флюид. Наоборот, понижение концентрации фтора в расплаве приводит к смещению рассматриваемого равновесия влево и переходу его в собственную подвижную фазу. Такое смещение равновесия влево равносильно повышению кислотности системы, так как при этом понижается концентрация силиката натрия и повышается концентрация HF.

В целом рассматриваемое схематическое равновесие, выведенное на основе корреляционных связей концентраций породообразующих компонентов и нормативных и модальных содержаний минералов с фтором в стекловатых онгонитах подтверждает высказанное в общей форме Д. С. Коржинским [38], а также И. Д. Рябчиковым и Л. Н. Когарко [48] положение о влиянии повышения активности кислотных компонентов на кислотность — щелочность магм.

Равновесие (1) дает возможность предположительно оценить структурное положение фтора в расплаве онгонита. Судя по тому, что в рас-

плаве должны существовать кремнекислородные группировки, соответствующие структурам топаза и мусковита, можно предположить, что фтор будет связан в таком расплаве либо с алюминием в октаэдрах вместе с кислородом, либо с кремнием и алюминием, соединяя слой кремнекислородных тетраэдров и бруситовый слой, как это бывает в структуре слюд. В этом случае, по-видимому, не реализуются по крайней мере непосредственные связи фтора с щелочами, предполагаемые для агпайтовых расплавов [37]. Повышение растворимости фтора в расплаве онгонита приводит к частичному разрушению полевошпатовых каркасных радикалов в нем и замене их на островные и слоистые радикалы топаза и слюды, т. е. приводит к частичному разрыву связей  $\text{Si} - \text{O} - \text{Si}$  и соответственно к деполимеризации расплава в этих участках. Правда, одновременно с этим в соответствии с уравнением (1) в расплаве должны возникать радикалы кварца, которые, наоборот, являются признаком высокой степени полимеризации расплава. Возможно, что в богатых фтором онгонитовых расплавах сосуществовали участки с низкой и высокой степенью полимеризации, что приводило к суммарному эффекту понижения его температуры солидуса, вязкости и т. п. В целом же влияние фтора на структуру гранитного расплава сходно с влиянием растворения воды в нем. По-видимому, с этим связано качественно одинаковое воздействие на состав эвтектики в системе  $\text{Ab} - \text{Ort} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  повышения давления воды и повышения активности фтора [24]. Количественно же эффект их различен. Давление воды в 10 кбар оказывает такое же воздействие на смещение состава гранитной эвтектики, как и концентрация фтора в расплаве онгонита, равная 2—3%.

Рассматриваемая тенденция характерна для онгонитов даек Амазонитовой, Штокверковой и Промежуточной и в меньшей степени для даек Бага-Газрынских. Особенно показательна, что она имеет место в некоторых участках Амазонитовой дайки, и это дает основание предполагать возможность ее проявления в первоначально богатых фтором расплавах онгонитов. Поскольку в последних средняя концентрация фтора наиболее высокая по сравнению с онгонитовыми расплавами других тел, можно допустить, что более низкие содержания фтора в них связаны исключительно с потерей его. Тогда рассматриваемую серию онгонитовых расплавов удобно назвать серией дегазации и связывать ее с исходной онгонитовой магмой, богатой фтором.

В отличие от нее ряд составов расплавов, включающих средние составы Амазонитовой дайки, Бага-Газрынских даек и порфировых онгонитов Ары-Булакского массива, отнесенных нами ко второй серии, имеет непосредственный переход к расплавам, близким к обычным гранитным. В этом случае есть основание предполагать, что богатые фтором онгонитовые расплавы могут возникать из обычных гранитных при постепенном накоплении в последних фтора. Тогда эту серию составов можно условно назвать серией концентрирования фтора. Она отвечает составам расплавов — дифференциатов литий-фтористых гранитов. В отличие от серии дегазации здесь увеличение концентрации фтора в расплаве приводит к возрастанию содержания натрия и соответственно нормативного альбита (см. табл. 8), хотя содержание кремнезема в нем, как и прежде, падает. Причина такого отличия в воздействии фтора на гранитный расплав, по-видимому, связано как с буферующим воздействием самого исходного гранитного расплава, сравнительно бедного натрием, так и в смещении состава эвтектического расплава в граните, о чем сказано ниже.

По-видимому, наиболее показательным для демонстрации корреляции концентрации насыщения фтора в расплаве с его составом является взаимосвязь между фтором и кремнеземом, проявляющаяся в обоих обсуждаемых выше сериях (см. рис. 26).

Весьма характерно, что причины обогащенности одними редкими элементами (литий, рубидий, цезий, таллий, бериллий) и обедненности другими (стронций, барий, р. з. э.) редкометалльных литий-фтористых гранитов вполне объяснимы с позиции воздействия на гранитные расплавы растворяющегося в них фтора. Здесь в обеих рассмотренных сериях пород с повышением содержания фтора расплавы обогащаются литием, рубидием, танталом, гафнием и рядом других элементов (см. рис. 30 и табл. 10) и обедняются стронцием, барием и р. з. э. Следовательно, все главные петрохимические и геохимические особенности редкометалльных литий-фтористых гранитов вытекают из изменения состава гранитного расплава при увеличении содержания в нем фтора.

Наличие вполне определенной зависимости между содержанием фтора и концентрациями редких элементов в расплавах онгонитов позволяет оценить формы их отделения от последних. В соответствии с уравниванием (1) отделение фтора при дегазации онгонитового расплава осуществляется в форме кислотного соединения. Следовательно, литий, рубидий, тантал, гафний и бериллий, концентрации которых в расплавах прямо коррелируются с содержаниями фтора, уходят во флюидную фазу вместе с этим же соединением. Наоборот, концентрации бария, олова, свинца, вольфрама в этом случае должны отделяться вместе с условным метасиликатом натрия, т. е. в более щелочных флюидах, поскольку при растворении фтора в расплаве от последнего отщепляются именно флюиды с соединениями типа метасиликата натрия.

Наконец, следует остановиться на возможных причинах последовательного повышения содержания фтора в гранитных расплавах, приводящего к образованию онгонитовых магм. В связи с этим напомним, что аляскиты литий-фтористого типа содержат 0,3—0,5% фтора [27]. Судя по имеющимся данным по распределению фтора между основной массой и вкрапленниками онгонитов, фтор резко концентрируется в остаточном расплаве, в котором его доля значительно превышает количество фтора, приходящееся на твердые фазы. Следовательно, приведенные концентрации заведомо ниже, чем в расплаве, из которого образовались эти аляскиты. Но даже если считать, что столько фтора и было в исходной аляскитовой магме, необходимо признать, что эта концентрация достаточно близка к концентрации насыщения аляскитовой магмы (72—74% кремнезема) фтором в соответствии с рис. 26 (~0,5% фтора). Если рассматриваемые аляскитовые магмы были близки к насыщению фтором, то кристаллизация такой магмы должна приводить к выделению во флюидную фазу больших количеств фтора. Судя по пространственному положению литий-фтористых гранитов и пегматитов, обогащающийся фтором флюид может концентрироваться либо в апикальных частях магматических камер, либо в замкнутых пустотах, в которых, например, образуются шлировые пегматиты. Изохорическая кристаллизация насыщенного фтором расплава может приводить как к росту общего давления флюида в таких участках, так и к повышению парциального давления фтора в нем. Тогда в апикальных частях магматических камер, например, возможно образование более низкоплавкого по сравнению с аляскитовым расплава, находящегося под давлением флюида с возрастающей фугитивностью в нем фтора. Как только парциальное давление фтора над таким расплавом превысит таковое для исходного аляскитового расплава, состав последнего будет изменяться в соответствии с закономерностями, изложенными выше (серия расплавов, концентрирующих фтор), в сторону онгонита, растворяющего до 3—3,5% фтора. Естественно, что при кристаллизации таких сложно дифференцированных магматических очагов высокофтористые расплавы в апикальных частях их в силу низкоплавкости будут сохраняться наиболее долго и приводить к образованию как литий-фтористых гранитов, так и онгонитов. Очевидно, таким образом могли образоваться

зональные массивы литий-фтористых гранитов, в апикальных частях которых отмечаются альбит-лепидолитовые или амазонит-альбитовые граниты. Кристаллизация их протекала в условиях прогрессивного повышения активности фтора по направлению к апикальным частям.

В заключение необходимо еще подчеркнуть, что сам акт внедрения образовавшегося в любой стадии концентрирования фтора онгонитового расплава должен сопровождаться дегазацией его, поскольку внедрение происходит в зоны пониженного давления (трещины, пустоты и т. п.). В этом случае образуется серия дегазированных расплавов со всеми закономерностями, вытекающими из рис. 26 и 30. Но, по-видимому, следует иметь в виду, что дегазация возможна только в насыщенных фтором расплавах, интервал составов которых колеблется от аляскитов до онгонитов.

### КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ОНГОНИТОВЫХ РАСПЛАВОВ И МЕТАМАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

О кристаллизации онгонитовых расплавов можно судить по сопоставлению зависимостей содержания вкрапленников различных минералов от степеней закристаллизованности пород (см. рис. 17, 18), с химическим составом кристаллизующихся расплавов (см. табл. 8, рис. 26).

Сначала рассмотрим наиболее общие пути кристаллизации таких расплавов, ограничиваясь анализом составов онгонитов в тройной системе  $Ab - Ort - Kfs$ , поскольку эти минералы являются главными в онгонитах. Конечно, эта система только в первом приближении описывает кристаллизацию онгонитов, так как не учитывает в ней участия таких типоморфных минералов, как топаз, слюды. В дальнейшем мы попытаемся оценить и их роль в кристаллизации онгонитов.

На рис. 34 (1—6) показаны пути кристаллизации гранитных расплавов (1) по данным Таттла и Боуэна [60], а также онгонитовых магм с различными содержаниями фтора. Из сопоставления представленных диаграмм ясно, что кристаллизация онгонитов не могла осуществляться в гаплогранитной системе, поскольку в ней одновременная кристаллизация альбита, ортоклаза и кварца может осуществляться только при давлениях воды, превышающих 4 *кбар*. Такое давление воды трудно допустить для субвулканических условий формирования онгонитов. Ряд других особенностей кристаллизации онгонитов также показывает на существенное отличие ее от кристаллизации гранитов, что обусловлено, по-видимому, влиянием фтора в онгонитовом расплаве.

В расплавах онгонитов, наиболее близких к гранитным (Бага-Газрынские дайки, Ары-Булакский массив), кристаллизация альбита (или кислого плагиоклаза), калиевого полевого шпата и кварца во всем изученном интервале осуществляется примерно при одинаковом соотношении перечисленных минералов (см. рис. 34). В этих условиях состав остаточного расплава мало отличается от состава исходного расплава и от состава фракции вкрапленников. Это свидетельствует о том, что данные онгонитовые расплавы близки к анхизвтектическим в рассматриваемой упрощенной тройной системе. Именно такие соотношения показаны на рис. 34 (2, 3), построенном с учетом реальных средних химических составов онгонитов и составов основных масс и фракции вкрапленников. При этом для онгонитов Бага-Газрынских даек (см. рис. 34, 2) показано некоторое поле составов тройной эвтектики в связи с небольшим колебанием соотношения кристаллизующихся вкрапленников альбита и калиевого полевого шпата (см. рис. 17).

На рассматриваемых диаграммах видно, что состав эвтектики онгонитов, наиболее близких к гранитам, но отличающихся от последних содержанием фтора (1,1—1,3%), смещается в сторону альбитового угла диаграммы. Это указывает на подкисленный характер онгонитового рас-

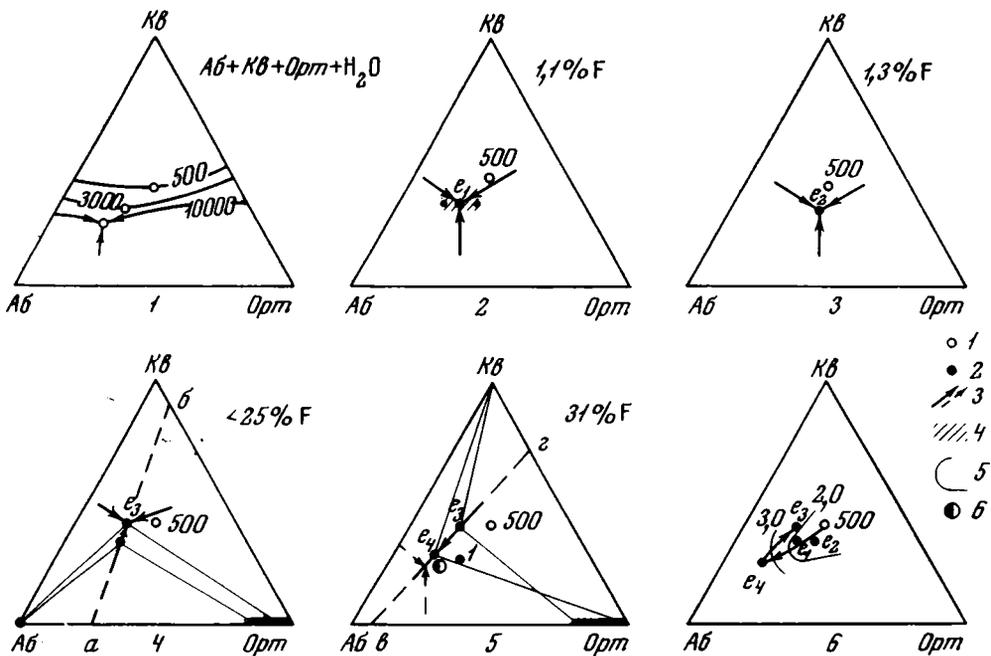


Рис. 34. Пути кристаллизации гранитных и онгонитовых расплавов с разным содержанием фтора

Пояснения к каждой диаграмме — в тексте. Усл. обозначения см. на диаграммах:

1 — составы минимумов и эвтектики в системе Аб—Орт—Кв—вода (Tuttle, Bowen, 1958) при разных давлениях воды (500—10 000 бар);

- 2 — средние составы онгонитов разной степени закристаллизованности;
- 3 — котектические линии (пунктир — предполагаемые линии);
- 4 — интервал колебаний составов;
- 5 — линии изосодержаний фтора;
- 6 — средний состав альбит-лепидолитовых гранитов

плава по сравнению с гранитным [27], в связи с чем в этих онгонитах расширяется поле кристаллизации кварца.

Кристаллизация онгонитов с более высокими содержаниями фтора (дайка Амазонитовая) осуществляется по более сложной схеме в связи с постепенным насыщением фтором онгонитового расплава по мере его кристаллизации (см. рис. 34, 4, 5). В начале кристаллизации этого расплава (до 30% вкрапленников, рис. 17) из него выделяются в одинаковой пропорции практически только альбит и калиевый полевой шпат. При этом состав остаточного расплава постепенно обогащается кремнеземом (или нормативным кварцем) до тех пор, пока не начнет кристаллизоваться кварц. Этот период кристаллизации, таким образом, осуществляется по пути котектического выделения альбита и калиевого полевого шпата с достижением в конце периода тройной эвтектической точки  $e_3$  (см. рис. 34, 4). К этому же моменту концентрация фтора в расплаве достигает насыщения. Дальнейшая кристаллизация онгонитов характеризуется обильным выпадением вкрапленников кварца и замедлением кристаллизации альбита (см. рис. 17). Поскольку перед этим состав онгонитового расплава достиг точки тройной эвтектики  $e_3$ , резкое увеличение содержания кристаллизующегося кварца невозможно без допущения такого смещения состава тройной эвтектики, при котором состав  $e_3$  будет уже пересыщен кварцем. Следовательно, для объяснения такого резкого изменения характера кристаллизации онгонитового расплава допускается перемещение эвтектической точки, которое невозможно без изменения внешних условий в системе. Обратим внимание, что расплав при этом достиг состояния насыщения фтором и дальнейшая его кристаллизация в изохорической системе сопровождается по-

вышением фугитивности фтора во флюиде, которое, по-видимому, и вызывает смещение состава тройной эвтектики. Направление изменения эвтектического состава в этот период кристаллизации может быть оценено по направлению изменения остаточного расплава, который стремится к составу эвтектики. Это направление показано на рис. 34, 5, которое проходит от состава  $e_3$  через состав остаточного расплава онгонитов с наиболее высокой степенью закристаллизованности (вычисленного вычитанием из среднего состава онгонита с закристаллизованностью более 40% состава фракции вкрапленников). Отрезок линии  $e_3$ — $e_4$  на диаграмме рис. 34, 5, есть геометрическое место точек тройных эвтектик по мере возрастания фугитивности фтора во флюиде. Крайний состав  $e_4$  показан несколько дальше, чем состав остаточного расплава онгонита при максимальной изученной степени его закристаллизованности, поскольку в изученном интервале кристаллизации точка крайней эвтектики  $e_4$  не достигнута.

В целом, как и для онгонитов даек Бага-Газрынских и Ары-Булакского массива, повышение содержания фтора в данном расплаве, вызванное возрастанием его фугитивности во флюиде, приводит к смещению эвтектической точки по направлению к альбитовому углу диаграммы, т. е. с расширением поля кристаллизации кварца. Характерно, что близким по составу к  $e_4$  оказывается и средний состав альбит-лепидолитовых гранитов (апогранитов), что может служить указанием на его анхивтектический характер [24]. Обращаясь к рис. 34, 6, можно заметить существование прямой зависимости между содержанием фтора в онгонитовом расплаве и концентрацией нормативного альбита в его эвтектическом расплаве. При этом, как уже говорилось, последовательно расширяется поле кристаллизации кварца, что указывает на общий подкисленный характер кристаллизации онгонитов. На рис. 34, 6 стрелками показаны две тенденции в изменении состава эвтектического расплава: 1) при переходе от обычных гранитных магм к онгонитовым с возрастанием содержания фтора, 2) при переходе от богатых фтором онгонитовых магм к расплавам, бедным фтором, т. е. серия дегазированных онгонитовых расплавов. В случае этой последней тенденции потеря фтора расплавом приводит к противоположному эффекту, т. е. к расширению поля кристаллизации щелочных полевых шпатов по отношению к кварцу, к соответствующему подщелачиванию магмы и к смещению состава ее эвтектики по направлению к точке  $e_3$ . По-видимому, накопление фтора в гранитной магме и ее эволюция в сторону онгонитового расплава, а также дегазация последнего не является одним и тем же процессом, протекающим в прямом и обратном направлениях, поскольку изменение состава онгонитового расплава в процессе дегазации осуществляется в области более высоких содержаний нормативного альбита по сравнению с переходом от гранитного расплава к онгонитовому. Поскольку дегазация расплавов легче всего осуществляется в процессе их внедрения, то все онгонитовые расплавы сразу после их внедрения оказываются в той или иной степени дегазированными. Очевидно, крайней степенью дегазации будет образование расплава мусковит-альбитовых гранитов, аналогом которых являются онгониты дайки Штокверковой. Ясно также, что чем интенсивнее дегазация расплава, тем меньшие объемы богатых фтором онгонитовых магм могут возникнуть в качестве остаточных при кристаллизации исходного расплава. Но возникать они все же могут. Этим может объясняться наличие в некоторых массивах мусковит-альбитовых гранитов редких тел альбит-лепидолитовых гранитов или пегматитов.

В связи с обсуждаемыми вопросами возникает ряд проблем, которые требуют специального изучения. Во-первых, каков смысл точки  $e_4$  (рис. 34, 5), и существует ли она в данной системе как предельный состав тройной эвтектики при продолжающемся прогрессивном возра-

станции фугитивности фтора во флюиде? Ответ на этот вопрос мы получаем уже из экспериментальных исследований. Эта точка реально существует и близка к намеченной на рис. 4, 5. При достижении ее в системе образуются либо еще один расплав (кремнефторидный, богатый алюминием и кальцием) типа описанного выше позднего стекла, либо топаз, которые за счет увеличения своего количества могут буферировать постоянное содержание фтора в расплаве при накоплении его во флюиде. Точка  $e_4$  в таком случае может рассматриваться как эвтектическая и в более многокомпонентной системе с участием топаза, флюида и других фторсодержащих фаз. В конкретном случае изученных онгонитов такое высокое значение фугитивности фтора достигалось главным образом при закалке их расплавов, в результате чего образовалось позднее богатое кальцием кремнефторидное стекло. Реже второй расплав, видимо, может возникнуть при ассимиляции онгонитовой магмой кальцита, что должно способствовать обильному образованию богатой кальцием и алюминием второй жидкости.

Во-вторых, в связи с изменением эвтектического состава онгонитов в зависимости от активности в них фтора возникает проблема петрологической значимости вообще систем с переменными значениями внешних условий. К ним могут быть отнесены системы с переменным общим давлением, парциальным давлением воды и активностей вполне подвижных компонентов, которые уже неплохо изучены экспериментально. К ним же относятся и онгониты. В данном случае изменение состава эвтектики онгонитов должно приводить к взаимодействию ранее выделившихся кристаллов с эвтектическим расплавом, изменившим свой состав, к расширению полей кристаллизации одних фаз и сужению других, т. е. к непрерывному взаимодействию расплавов и твердых фаз с флюидами, независимо изменяющими свой состав. Такой характер кристаллизации резко отличается от кристаллизации эвтектических или других типов систем при постоянных внешних условиях. Процессы, проявляющиеся при эволюции расплавов онгонитов и их кристаллизации, весьма сходны с теми, которые Д. С. Коржинский назвал метаматическими [40]. По его весьма обоснованному мнению, трансмагматические растворы, проходящие через магматические очаги, в процессе температурной эволюции достигают максимума кислотности, что вызывает дебазификацию гранитоидных магм, их подкисление и расширение полей кристаллизации наиболее кислотных минералов. По-видимому, сходную с потоками трансмагматических растворов сущность имеют потоки флюидов, отделяющиеся от кристаллизующейся аляскитовой магмы, насыщенной фтором, и перемещающиеся в апикальные части камер или к их центру. По мере кристаллизации аляскитовой магмы будет возрастать фугитивность фтора в скапливаемом флюиде и повышаться кислотность магмы в месте их взаимодействия, а также начнут смещаться эвтектические составы расплава, понижаться температура его солидуса и т. п. В итоге такого взаимодействия магмы и флюида, в совокупности названного метаматическим явлением, образуются онгонитовые расплавы. О проявлении метаматизма при кристаллизации непосредственно онгонитовых магм уже подробно говорилось.

Имея в виду, что кристаллизация литий-фтористых гранитов протекает чаще всего в гипабиссальных либо приповерхностных условиях, при которых вероятно неоднократное взламывание кровли над магматическим очагом и соответствующее падение давления, можно полагать, что кристаллизация расплава будет иметь многократное изменение составов эвтектик (между  $e_3$  и  $e_4$ , рис. 34), в связи с чем будут неоднократно изменяться составы закристаллизовавшихся пород. Возникнет характерная для массивов редкометалльных гранитов неоднородность строения и состава.

При кристаллизации онгонитовых магм остаточные расплавы обо-

гащаются литием, бериллием, видимо, оловом и рядом других редких элементов. Это способствует, в частности, образованию литиевых слюд из них, последовательному повышению содержаний лития, олова, свинца, цинка в наиболее закристаллизованных онгонитах. Тем не менее, судя по составу альбит-лепидолитовых гранитов как полностью закристаллизованных аналогов богатых фтором онгонитов, дальнейшая кристаллизация рассматриваемых расплавов должна приводить к резкому падению в расплавах и переходу во флюид таких элементов, как бериллий, вольфрам, свинец, цинк. Следовательно, концентрированная минерализация бериллия скорее всего может проявиться при воздействии таких флюидов на породы разного состава (по известнякам — проявления фенакит-бертрандитовой формации, по некоторым альбит-мусковитовым гранитам — бериллоносные грейзены и граниты и т. п.). Видимо, не случайно, что с такой минерализацией бериллия очень часто ассоциируют проявления вольфрама.

Стронций, барий и р. з. э. в процессе всей кристаллизации онгонитов интенсивно рассеивались во фракции вкрапленников, и остаточные расплавы обеднялись этими элементами.

Судя по тому, что содержания ниобия, тантала и гафния достаточно близки в онгонитах и в альбит-лепидолитовых гранитах, кристаллизация онгонитовых магм, хотя и сопровождалась колебаниями концентрации этих элементов, в общем итоге не приводила к их заметному фракционированию в расплаве или вкрапленниках.

Наконец, отметим, что состав остаточного флюида после кристаллизации онгонитового расплава должен быть обогащен в первую очередь фтором, литием, кремнеземом (не считая, конечно, воды), т. е. теми компонентами, которые вызывают грейзенизацию гранитов. Следовательно, наиболее ранний послемагматический характер автоматоматической грейзенизации в онгонитах и в литий-фтористых гранитах вообще является естественным следствием, вытекающим из особенностей кристаллизации онгонитового расплава.

### **Общая схема возникновения онгонитовых расплавов, их внедрения и кристаллизации**

Подводя итоги всему сказанному о генезисе онгонитов, кратко повторим основные моменты в их происхождении, воспользовавшись обобщенной схемой рис. 35.

1. Допускается, что исходной магмой для онгонитовых расплавов является аляскитовая, близкая к насыщению фтором (0,3—0,5%).

2. Допускается, что при кристаллизации этой магмы в силу уменьшения ее объема фтор образует собственную флюидную фазу (в виде пузырьков, например), способную к перемещению к верхние горизонты магматического очага (см. рис. 35, б). Если магма до кристаллизации уже была насыщена водой, то выделяющийся фтор мог перемещаться вместе с пузырьками воды. Считается, что фторсодержащий флюид мог скапливаться в апикальной части камеры. Поскольку фугитивность фтора во флюиде здесь по мере кристаллизации расплава прогрессивно растет, она воздействует на состав прилегающей части расплава, изменяя его в сторону более низкоплавкого онгонитового. В нижней части камеры за счет большего объема аляскитовой магмы содержание фтора сохраняется на уровне ее насыщения.

3. Этот процесс может продолжаться в принципе до начала кристаллизации топаза или до образования второй фторидной жидкости, буферизирующей фугитивность фтора во флюиде (см. рис. 35, в). С образованием все более богатых фтором онгонитовых расплавов в них возрастают содержания лития, рубидия, таллия, бериллия, тантала, гафния, уменьшаются отношения ниобия к танталу и циркония к гафнию, а также уменьшаются концентрации Pb, Ba, W, Sn, Sr, TR.

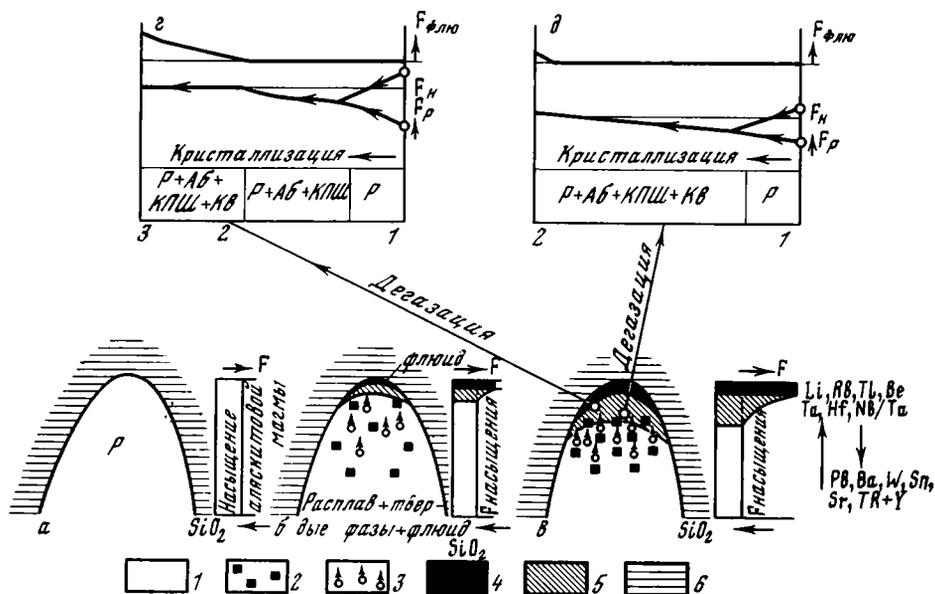


Рис. 35. Генерализованная схема формирования онгонитовых расплавов, их внедрения и кристаллизации

- 1 — аляскитовый расплав, насыщенный фтором;  
 2 — кристаллы минералов в расплаве;  
 3 — пузыри флюида с фтором в расплаве;  
 4 — флюид над расплавом;  
 5 — онгонитовый расплав.

- Сокращения:  
 P — расплав;  
 Аб — альбит;  
 КПШ — калиевый полевой шпат;  
 Кв — кварц;

$F_p$ ,  $F_n$ ,  $F_{\text{флю}}$  — концентрации фтора соответственно в расплаве, насыщения в нем и во флюиде

4. Предполагается, что из разных уровней такого раздифференцированного очага отдельные порции магмы могут интродуцироваться через трещины в более высокие горизонты (см. рис. 35, г). При этом происходит неизбежная дегазация магмы, в том числе с потерей части фтора. Кристаллизация такой порции магмы из верхнего уровня дифференцированной камеры должна протекать по типу дайки Амазонитовой: сначала как ненасыщенной фтором магмы (участок 1—2), а затем как из насыщенной с прогрессивным подкислением (участок 2—3) за счет возрастания фугитивности фтора во флюиде. При особенно высокой степени дегазации магмы образуются онгониты типа дайки Штокверковой.

5. Аналогично себя ведет и расплав с более низких горизонтов дифференцированной камеры, но общий уровень характерных концентраций фтора здесь ниже, и практически только в конце кристаллизации расплава (дайки Бага-Газрынские) он достигает концентрации насыщения.

6. Настоящая схема предполагает, что понижение температуры солидуса гранитного расплава за счет повышения фугитивности фтора во флюиде происходит быстрее, чем понижение температуры за счет естественного охлаждения камеры.

7. Несомненно возможны и другие схемы дифференциации гранитных магм с обогащением их фтором. Но соотношения между растворимостью фтора и составом магм, между содержанием фтора и концентрациями изученных редких элементов, а также влияние фтора на пути кристаллизации магм, видимо, имеют общее значение и должны быть в основе и других схем дифференциации.

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СИСТЕМЫ ОНГОНИТ — $H_2O$ , ОНГОНИТ — $H_2O$ — $HF$

Как показано в предыдущих главах, онгониты представляют собой субвулканические аналоги литий-фтористых редкометалльных гранитов, сохранившие в силу быстрой закалки их расплава большую часть летучих и редких элементов. Поэтому они, на наш взгляд, являются крайне важным и интересным объектом для экспериментального исследования происхождения природных литий-фтористых гранитов.

В настоящей главе приведены результаты экспериментов по изучению режима плавления и кристаллизации онгонитов, условий стабильности слагающих их минералов, приводятся данные по эволюции химического состава онгонитов при их плавлении в условиях задаваемых температур и давлений, обсуждаются вопросы распределения фтора, кремнезема и натрия и растворимости фтора и воды в онгонитовых расплавах, оценивается состав флюидной фазы, равновесной с расплавами онгонитов и кристаллизующимися из них минералами. Химический состав онгонитов, выбранных для изучения, приведен в табл. 15. Нормативный состав изучаемых пород укладывается в эволюционный ряд составов серии литий-фтористых гранитов [24].

### ТЕХНИКА И МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Опыты проводили на установках с внешней поддержкой давления, смонтированной на базе экзоклава Сыромятникова [2]. Автоклав конструкции СКБ Института кристаллографии АН СССР объемом 180—200  $см^3$  соединен гибкой трубкой высокого давления с прессом системы Сыромятникова, с помощью которого создавалось и поддерживалось давление до 1000 *атм*. Измерение давления производили жидкостными манометрами с точностью  $\pm 20$   $кг/см^2$ . Автоклав помещали в электропечь с нихромовым нагревателем. Температуру регулировали потенциометрами ЭПВ2-11А с точностью  $\pm 5^\circ C$ . Измерение температуры осуществляли двумя хромель-алюмелевыми термопарами, укрепленными в крайних точках по высоте рабочего пространства автоклава. Термопары были предварительно проградуированы по Zn, Al, NaCl. В качестве регистрирующего прибора использовали КСП и ЭПП-09-М, контролировали измерения потенциометром ПП-63.

Опыты проводили при давлении 500 и 1000 *атм* в интервале температур 550—800° C с промежутками в 50°. Шихта онгонитов помещалась в золотые ампулы объемом 3,1 и 5,5  $см^3$ . Вес твердой фазы составлял 100, реже 200 *мг*. В качестве шихты использовали фракцию онгонитов крупностью 0,05—0,16 *мм*. Взвешивание производили на аналитических весах ВЛМ — 20 — М с точностью до 0,00001 *г*. Опыты вели с дистиллированной водой, 1%- и 4%-ным водными растворами HF, приготовленными методами разбавления до определенной плотности концентрированной HF марки ОСЧ. Дистиллированную воду отмеряли микробюреткой с точностью до 0,05 *мл*, раствор HF взвешивали на технических весах с точностью до 0,01 *г*. Отношение веса шихты к весу раствора брали равным 1 : 5. Количество раствора брали таким, чтобы давление

Химический состав исходных онгонитов (в вес. %)

№ проб	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	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O
0—1	71,95	0,08	16,02	0,21	0,28	0,07	0,12	0,70	5,88
0—2	70,46	—	17,18	0,42	0,1	0,22	0,43	0,42	4,75
0—3	70,10	—	16,06	0,38	0,28	0,23	0,08	0,23	5,40

Аналитик В. А. Писарская, Институт геохимии СО АН СССР.

внутри ампулы согласно Р—Т—V диаграмме [55] не превышало 1000 кг/см<sup>2</sup> при температуре опыта.

Затем заполненная и запаянная ампула снова взвешивалась. Готовые ампулы поэтапно (через разделительное кольцо из нержавеющей стали) загружали в автоклав, после чего автоклав заполняли водой и закрывали. Ввод опыта в режим осуществляли в течение 5—8 часов. Время выдержки опытов при заданных условиях составляло от 96 часов при высоких температурах до 528 часов при низких температурах. Оно было достаточным для достижения равновесия между расплавом, твердыми фазами и флюидом. Стабильность фазовых отношений проверяли подходом к исследуемой точке «снизу» и «сверху». После опыта «закаленные» ампулы высушивали и снова взвешивали. Если расхождение в весе превышало 0,001—0,002 г, опыт переделывали.

Изучение полученных в опытах фаз проводили оптически в иммерсионных средах и рентгенографическим методом на установке ДРОН-1 (Си-излучение). Состав альбита также определяли рентгеновским методом (аналитик Л. А. Белых). После фазового анализа спеки, состоящие из кристаллических фаз и стекла, были подвергнуты полумикрохимическому силикатному анализу. Навески для химического анализа (100—300 мг) составляли из нескольких опытов, количественные соотношения фаз в которых и показатели преломления стекол, если они присутствовали, были достаточно близки. Содержания SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> определяли дифференциально-фотометрическим методом. Точность определения ±0,5% абсолютных. Щелочи определяли методом фотометрии пламени с точностью ±5% относительных.

Фтор анализировали фотометрическим методом, вода определялась методом сплавления навески с бурой с доведением до постоянного веса, точность определения ±4,5 относ. % [12]. Для оценки состава стекол (в первую очередь содержания фтора в них) в исследуемой системе были приготовлены стекла известного состава путем плавления онгонитов разной фтористости в атмосферных условиях. Состав стекол, как правило, оставался практически идентичным составам исходных онгонитов [22].

Зависимость показателя преломления стекла от содержания в них фтора показана на рис. 36. В эту зависимость укладываются и составы стекол онгонитов, полученных в опытах

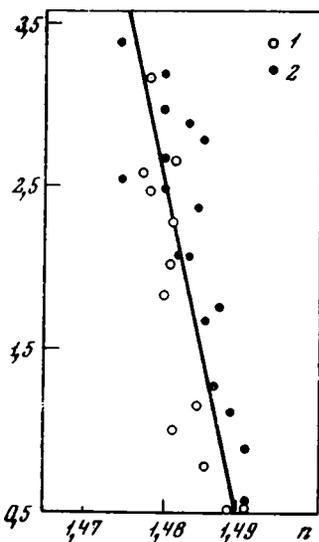


Рис. 36. Зависимость между показателями преломления стекол и содержаниями в них фтора (вес. %)

1 — стекла из «сухих» систем;  
2 — стекла из систем с водой

K <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	Rb <sub>2</sub> O	Cs <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	F	Сумма	F—O	Сумма
2,93	0,20	0,16	0,005	0,82	0,72	100,14	0,30	99,84
3,08	0,62	0,29	—	1,15	3,25	102,37	1,36	101,01
3,85	0,82	0,31	—	0,80	2,98	101,52	1,25	100,27

с водой и с растворами плавиковой кислоты. Зависимость использовалась нами наряду с общим химическим анализом спека для оценки состава стекол в смеси с кристаллическими фазами. Следует иметь в виду, что между содержаниями фтора и главных породообразующих компонентов (Si и Na) существует обратно пропорциональная зависимость.

Следовательно, при построении данного графика мы учитывали изменения содержаний не только фтора, но и связанных с ним элементов. Подсчет количества фаз в спеках проводили на интеграционном столике. Составы остаточных расплавов (стекол) определяли расчетным путем по разнице между валовым содержанием элементов в спеках и общим содержанием этих элементов в смеси кристаллических фаз альбита, микроклина, кварца, топаза, состав которых принимался равным теоретическому [14]. Эти составы контролировались показателями преломления стекол в соответствии с рис. 36. Составы равновесной флюидной фазы вычисляли по разнице между исходным составом шихты и составом полученного после опытов спека, который анализировался. Измерение рН растворов, полученных после опыта, производили универсальной индикаторной бумагой (рН=1—10).

В опытах с 4%-ными растворами HF образуются кристаллические продукты закалки флюидной фазы. Для того чтобы проверить, не относятся ли эти кристаллические фазы к основному спеку, мы сделали специальные опыты с использованием перфорированной ампулы. Метод предложен В. Н. Анфиловым и др. [4]. Перфорированная золотая ампула с помещенной в нее шихтой онгонита подвешивается в основной ампуле, в нижней части которой находится исходная жидкая фаза (в данном случае 4%-ный раствор HF). Края ампул завариваются вместе. В условиях опыта разделенные перфорированной ампулой шихта онгонита и водная фаза начинают взаимодействовать. Если бы интересующая нас кристаллическая фаза образовывалась в спеке в условиях опыта, мы бы не встретили ее в основной ампуле, где находилась большая часть флюида, так как после опыта весь спек остался на дне перфорированной ампулы. Мы же, напротив, наблюдаем 90% указанной фазы вместе с раствором в объеме основной ампулы. Таким образом было выявлено, что интересующая нас фаза принадлежит флюиду и выпадает из него в момент закалки. Всего было проделано более 130 опытов, результаты которых сведены в табл. 16.

#### ОПИСАНИЕ ФАЗ

В продуктах опытов выявлены следующие фазы: кварц (*Kв*), альбит (*Аб*), калиевый полевой шпат (*КПШ*), топаз (*Топ*), расплав (*Ж*), флюидная фаза-водный раствор, иногда с продуктами закалки (*Ф*).

К в а р ц — ( $n_e = 1,546 \pm 0,003$ ,  $n_o = 1,542 \pm 0,003$ ), образует формы, приближающиеся к гексагональным дипирамидам. Оптические свойства его близки к приводимым в справочниках. Специально вопросами полиморфных превращений кварца мы не занимались, но судя по

№ опытов	Состав исходного раствора	Температура, °С	Давление, атм	Время опыта, час	Количество опытов	pH раствора после опыта	Фазы
Шихта 0-1							
8/81	H <sub>2</sub> O	550	1000	384	3	5-6	Кв, Аб, КПШ, Тон *
5/64	H <sub>2</sub> O	600	1000	240	2	3	Кв, Аб, КПШ, Тон *
15/24	H <sub>2</sub> O	650	1000	264	1	2-3	Кв, Аб, КПШ, Смл
5/82	H <sub>2</sub> O	700	1000	240	6	1-2	Кв, Аб, КПШ, Смл
6/78	H <sub>2</sub> O	800	1000	144	4	1-2	Аб, Смл
12/26	1%-ный раствор HF	550	1000	240	4	3-4	Кв, Аб, КПШ, Тон
17/1	То же	600	1000	336	1	5-6	Кв, Аб, КПШ, Тон, Смл
15/25	»	650	1000	264	1	2	Кв, Аб, Смл
18/9	»	700	1000	96	1	2	Кв, Смл
13/56	»	750	1000	96	1	1-2	Кв, Смл
6/83	»	800	1000	144	1	2	Смл
8/85	4%-ный раствор HF	550	1000	144	3	<1	Кв, Тон
5/68	То же	600	1000	240	1	<1	Кв, Тон
15/26	»	650	1000	264	1	<1	Кв, Тон,
5/68	»	700	1000	168	1	<1	Кв, Тон, Смл, СмлI
13/57	»	750	1000	96	1	<1	Кв, Тон, Смл, СмлI
6/82	»	800	1000	144	1	<1	Смл, СмлI
7/95	H <sub>2</sub> O	650	500	288	1	3	Кв, Аб, КПШ, Тон
10/12	H <sub>2</sub> O	700	500	360	1	2-3	Кв, Аб, КПШ, Смл
Шихта 0-2							
8/39	H <sub>2</sub> O	550	1000	384	5	5-6	Кв, Аб, КПШ, Тон *
5/71	H <sub>2</sub> O	600	1000	240	10	3	Кв, Аб, КПШ, Тон Смл
1/33	H <sub>2</sub> O	650	1000	120	1	—	Кв, Аб, КПШ, Смл
5/78	H <sub>2</sub> O	700	1000	240	6	1-2	Аб, Смл
13/46	H <sub>2</sub> O	750	1000	96	4	1-2	Аб, Смл
6/87	H <sub>2</sub> O	800	1000	144	5	1-2	Смл
8/79	1%-ный раствор HF	550	1000	384	5	3-4	Кв, Аб, КПШ, Тон
15/23	То же	650	1000	264	1	2,5	Кв, Тон, Смл
13/41	»	750	1000	96	1	1,2	Смл
6/85	»	800	1000	144	1	1-2	Смл
8/80	4%-ный раствор HF	550	1000	384	5	<1	Кв, Тон
2/36	То же	600	1000	168	4	<1	Кв, Тон
1/36	»	650	1000	120	1	<1	Кв, Тон
4/67	»	700	1000	168	1	<1	Кв, Тон
13/51	»	750	1000	96	1	<1	Кв, Тон, Смл, СмлI
6/84	»	800	1000	144	1	<1	Смл, СмлI
9/1	H <sub>2</sub> O	600	500	528	1	3	Кв, Аб, КПШ, Тон, Сл
7/90	H <sub>2</sub> O	650	500	288	1	3	Кв, Аб, КПШ, Смл
10/9	H <sub>2</sub> O	700	500	360	1	1-2	Кв, Аб, Смл
Шихта 0-3							
8/88	H <sub>2</sub> O	550	1000	384	6	4-6	Аб, КПШ, Кв, Тон *
17/3	H <sub>2</sub> O	600	1000	336	1	6	Аб, КПШ, Кв, Тон, Смл
15/27	H <sub>2</sub> O	650	1000	264	1	2-3	Аб, Смл
18/11	H <sub>2</sub> O	700	1000	96	2	2	Аб, Смл
13/52	H <sub>2</sub> O	750	1000	96	1	1-2	Аб, Смл
14/21	1%-ный раствор HF	550	1000	384	3	3-4	Кв, Аб, КПШ, Тон
17/4	То же	600	1000	336	1	5-6	Кв, Тон, Аб, КПШ, Смл
15/28	»	650	1000	264	1	3	Кв, Тон, Смл
18/12	»	700	1000	96	1	1-2	Кв, Смл
13/53	»	750	1000	96	1	1-2	Смл
19/20	»	800	1000	96	2	1	Смл
14/22	4%-ный раствор HF	550	1000	384	1	<1	Кв, Тон
17/5	То же	600	1000	336	1	<1	Кв, Тон
15/29	»	650	1000	264	1	<1	Кв, Тон
13/35	»	700	1000	96	1	<1	Кв, Тон, Смл, СмлI

\* Возможно присутствие небольшого количества тончайших пластинок бесцветной слюды.

формам кристаллов и по данным рентгеноструктурного анализа, в опытах с температурой выше  $600^{\circ}\text{C}$  образуется его высокотемпературная модификация —  $\alpha$ -кварц. Однако при комнатных условиях она быстро переходит в свою низкотемпературную модификацию ( $\beta$ -кварц), что подтверждается повторной рентгенограммой, снятой на том же образце по истечении некоторого времени. В опытах с температурами ниже  $600^{\circ}\text{C}$ , очевидно, образуется  $\beta$ -кварц. Содержание кварца в продуктах опыта и верхний температурный предел его стабильности возрастают с ростом концентрации HF в исходном растворе. В опытах с 4%-ными растворами HF кварц по количеству становится ведущим минералом. При возрастании концентрации HF в исходном растворе формы кристаллов кварца становятся все более правильными, а также образуются сростки его кристаллов в виде четких гексагональных дипирамид.

А л ь б и т — ( $97$ — $100\%$  альбитовой составляющей,  $n_g=1,542\pm 0,003$ ,  $n_p=1,538\pm 0,003$ ,  $c:n_p=0$ — $10^{\circ}$ ), образует кристаллы удлиненнотабличатого облика. Часты полисинтетические двойники. В противоположность кварцу максимальные количества альбита отмечаются в опытах с водой. С увеличением концентрации HF поле кристаллизации альбита сужается.

Калиевый полевой шпат — ( $n_g=1,530\pm 0,003$ ,  $n_p=1,523\pm 0,003$ ), имеет табличатую, иногда неправильную форму зерен, в табличках калиевого полевого шпата в виде включений встречаются кристаллы альбита. Калиевый полевой шпат устойчив до температур  $650^{\circ}\text{C}$ . При более высоких температурах его количество становится незначительным.

Т о п а з — ( $n_g=1,615\pm 0,003$ ) образует игольчатые и длиннопризматические кристаллы с продольной штриховкой. В опытах с водой топаз неустойчив выше температур  $600$ — $650^{\circ}\text{C}$ . С ростом концентрации HF в исходном растворе количество его в продуктах опыта возрастает, а также повышается температура его устойчивости.

С л ю д а — ( $n'_m=1,5925$ ,  $2V_{n_p}=35^{\circ}$ ). Единичные кристаллы слюды гексагональной формы диагностированы в опытах при медленной кристаллизации расплава сверху от  $800$  до  $600^{\circ}\text{C}$ .

Стекло I (*Ст I*) с показателем преломления  $1,481$ — $1,487$  появляется уже при температуре  $575\pm 25^{\circ}\text{C}$  в опытах, где в качестве жидкой фазы брали воду. По составу это силикатное стекло, близкое к составу онгонитов. В опытах с 1%-ным раствором HF показатель преломления стекла уменьшается до  $1,475\pm 0,003$  в связи с увеличением содержания фтора в них (см. рис. 36).

В опытах с 4%-ным раствором плавиковой кислоты при температуре  $725\pm 25^{\circ}\text{C}$  в ассоциации с топазом и кварцем появляются два расплава (*Ст I* и *Ст II*). Выше температуры ликвидуса стекло I составляет по количеству  $60$ — $70\%$  и имеет показатель преломления, близкий к  $1,439$ .

Стекло II (*Ст II*), распределенное в виде мелких шарообразных выделений в массе стекла I, по показателю преломления ниже  $1,408$ , но выше показателя преломления дистиллированной воды ( $n=1,333$ ). Состав его определен с помощью рентгеновского микроанализатора. По сравнению с силикатным стеклом I оно оказалось богатым алюминием, кальцием, фтором, калием и натрием и обедненным кремнием (рис. 37). Содержание алюминия в нем значительно выше, чем в альбите, а концентрации калия и натрия близки к концентрациям этих элементов, соответственно, в калиевом полевоом шпате и альбите. В целом это стекло можно назвать кальциевым алюмокремнефторидным.

Ф л ю и д н а я фаза. Состав флюидной фазы ( $\Phi$ ) в связи с малым ее количеством химически не анализировался. Его вычисляли, как было сказано выше, по разнице между исходным составом шихты и составом, полученного после опытов спека. Значения pH растворов, измеренные после опыта, показали, что водные флюиды (без добавок HF),

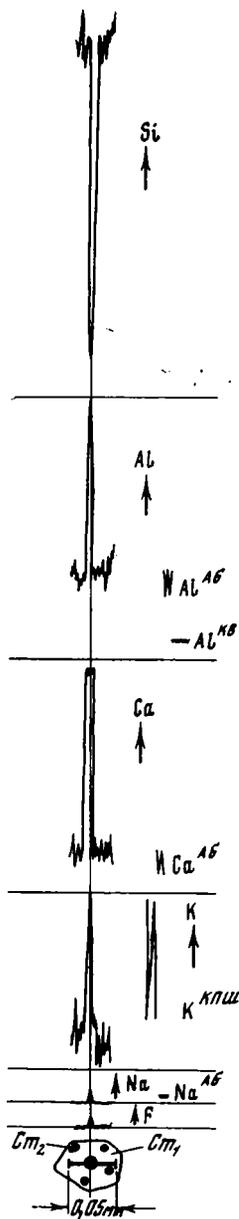


Рис. 37. Распределение кремния, алюминия, кальция, натрия, калия и фтора в силикатном (Ст I) и алюмокремнефторидном (Ст II) стеклах

Условные обозначения см. на рис. 6

находящиеся при температурах опыта в равновесии с онгонитом любого состава (0—1, 0—2, 0—3), становятся кислыми. На рис. 38 показано, что с увеличением температуры опыта от 550° до 800° С рН водных растворов, полученных после опытов с онгонитами разной фтористости, уменьшается от 5 при 550° С до 1—2 при 800° С. В опытах, где в качестве исходной жидкой фазы брали 1%-ные растворы HF, (рН=1—2), при температурах до 600° С наблюдается резкое увеличение рН исходного раствора до 5 единиц у онгонита 0—1 и увеличение до 3—4 единиц у онгонитов 0—2 и 0—3, а затем с дальнейшим повышением температуры опыта до 800° С — постепенное уменьшение рН до 1—2.

В опытах, где в качестве исходной жидкой фазы брали 4%-ный раствор HF, полученные после опыта растворы, так же как и исходные, имеют рН значительно меньше единицы.

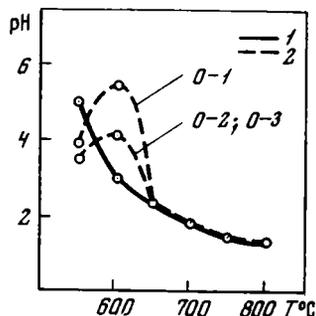
Здесь вплоть до температур 700—750° С расплав отсутствует и равновесие флюидной фазы осуществляется не с расплавом, а с твердофазовым продуктом реакции, состоящим из кварца и топаза.

Как указывалось выше, в этих опытах появляются кристаллические продукты закалки флюидной фазы. Макроскопически они представляют собой белый хлопьевидный материал. Исследование его было проведено оптически и с помощью рентгеновского микроанализатора. В опытах с температурами до 700—750° С в продуктах закалки флюида существенно преобладают труднорастворимые соли кремнефтористоводородной кислоты в виде шестиугольных базальных пластинок малладрита ( $\text{Na}_2\text{SiF}_6$ ), которые присутствуют в подавляющем количестве, и небольшого количества кристаллов гьератита ( $\text{K}_2\text{SiF}_6$ ).

Показатели преломления обеих фаз меньше 1,333 (дистиллированная вода). В подчиненном количестве присутствуют бурые сферические скопления кристаллов, которые по результатам анализа на микрозонде состоят в основном из кремния, алюминия и фтора. Аналогичные продукты закалки были отмечены при изучении системы гранит —  $\text{H}_2\text{O}$ —HF [11]. Однако в наших экспериментах дополнительно удалось зафиксировать изменение состава продуктов закалки флюидной фазы с температурой, а именно, при температурах выше 700° С, когда появляются первые порции фторидного и силикатного расплавов, в продуктах закалки полностью исчезают калиевые и натриевые кремнефториды и появляются гелеобразные аморфные соединения кремнезема (до 80%  $\text{SiO}_2$ ) со сравнительно небольшой примесью алюминия (~12%), фтора (8—9%) и натрия.

Рис. 38. Значения pH растворов после опыта

- 1 — онгониты 0-1, 0-2, 0-3 с водой;  
 2 — онгониты 0-1, 0-2, 0-3 с 1%-ным раствором HF



Т. е. с появлением двух расплавов щелочи из флюидной фазы экстрагируются в кремнефторидный расплав, обедняя, таким образом, флюидную фазу. Обогащение фторидного расплава щелочами подтверждается данными рентгеновского микроанализатора (см. рис. 37), которые были приведены выше.

### ТЕМПЕРАТУРЫ СОЛИДУСА И ЛИКВИДУСА ОНГОНИТОВЫХ РАСПЛАВОВ И ФАЗОВЫЕ ОТНОШЕНИЯ В СИСТЕМЕ ОНГОНИТ—H<sub>2</sub>O—HF

Данные по фазовым соотношениям в системе онгонит—H<sub>2</sub>O—HF приведены в табл. 16. Сводная диаграмма фазовых соотношений в изученной системе при давлении 1000 атм представлена на рис. 39. Фактически диаграмма представляет собой изобарическое сечение типа  $T-X$  через многокомпонентную систему в плоскости температура — содержания фтора. Содержания фтора приведены в расчете как на твердую фазу, так и на систему в целом. На диаграмме выделяется двенадцать полей сосуществующих фаз. В первом поле присутствуют все минералы онгонитов: альбит, калиевый полевой шпат, кварц, топаз, слюда и флюид. Не исключено, что слюда имеется и при более высоких температурах, как это было установлено в некоторых опытах сверху, но в связи с малыми размерами листочков и крайне незначительным количеством ее в продуктах опыта вопрос о температурном пределе ее стабильности требует дополнительных исследований. Во втором поле является расплав, сосуществующий со всеми минералами онгонитов. В третьем поле увеличивается количество расплава и исчезает топаз. С увеличением содержания фтора в системе третье поле постепенно выклинивается, сменяясь равновесием с участием топаза. В четвертом поле присутствует только расплав и альбит.

В направлении увеличения содержания фтора в системе поле альбита с расплавом сменяется пятым полем кварца с расплавом. Это согласуется с данными по системе альбит—HF—H<sub>2</sub>O, гранит HF—H<sub>2</sub>O [61, 3]. В шестом поле равновесны альбит, кварц и расплав, в седьмом поле — кварц, топаз и расплав, а в восьмом — кварц, альбит, топаз и расплав. Девятое поле представляет собой область существования гомогенного силикатного расплава (Ст I). Поля десятое, одиннадцатое, двенадцатое появляются лишь при значительных содержаниях фтора в системе (более 4% в наших опытах). В десятом поле сосуществуют кварц, топаз, флюид, в одиннадцатом — кварц, топаз и два расплава (Ст I и Ст II), а в двенадцатом — силикатный (Ст I) и кремнефторидный расплав (Ст II). Пунктирными линиями на диаграмме обозначены те границы фазовых полей, положение которых требует некоторого уточнения при исследовании системы через более узкие, чем выбраны нами, интервалы температур и содержаний фтора.

Характерной особенностью рассматриваемой диаграммы является понижение температуры солидуса в системе при повышении в ней

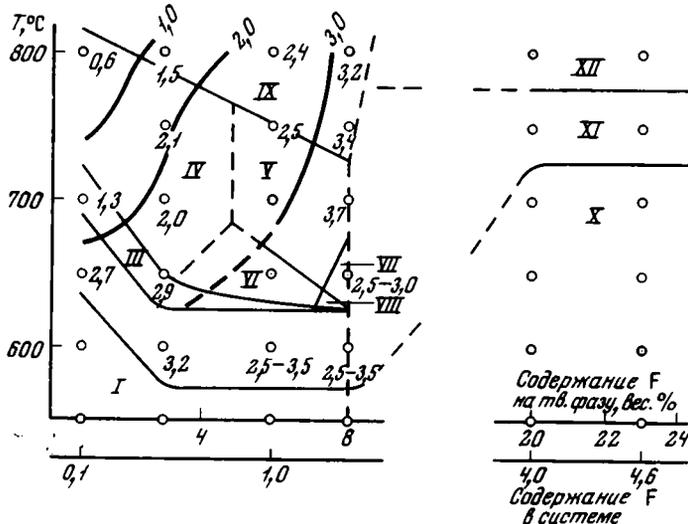


Рис. 39. Схематическая диаграмма фазовых соотношений в системе онгонит —  $H_2O$  —  $HF$  с изоконцентрами фтора в расплавах

- |  |  |  |
|--|--|--|
| I — $Ab + KPl + K\theta + Top + Cl + \Phi$ ;         | V — $K\theta + P + \Phi$ ;               | IX — $P + \Phi$ ;                            |
| II — $Ab + KPl + K\theta + Top + Cl(?) + P + \Phi$ ; | VI — $Ab + K\theta + P + \Phi$ ;         | X — $K\theta + Top + \Phi$ ;                 |
| III — $Ab + KPl + K\theta + P + \Phi$ ;              | VII — $K\theta + Top + P + \Phi$ ;       | XI — $K\theta + Top + P_I + P_{II} + \Phi$ ; |
| IV — $Ab + P + \Phi$ ;                               | VIII — $K\theta + Top + Ab + P + \Phi$ ; | XII — $P_I + P_2 + \Phi$                     |

содержания фтора до 0,5% (в системе). Дальнейшее повышение его содержания не меняет этой температуры вплоть до концентраций 1,3%. При 4% фтора в системе температура солидуса резко повышается. Намечающийся пологий минимум кривой солидуса находится в соответствии с данными по системе гранит —  $H_2O$  —  $HF$  [11], в которой в интервале содержаний фтора 1,3—2% также отмечается минимум температур начала плавления.

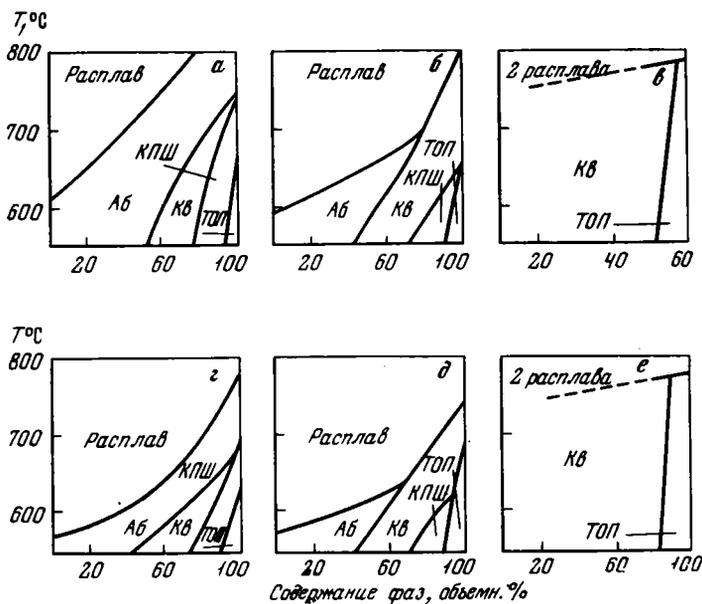
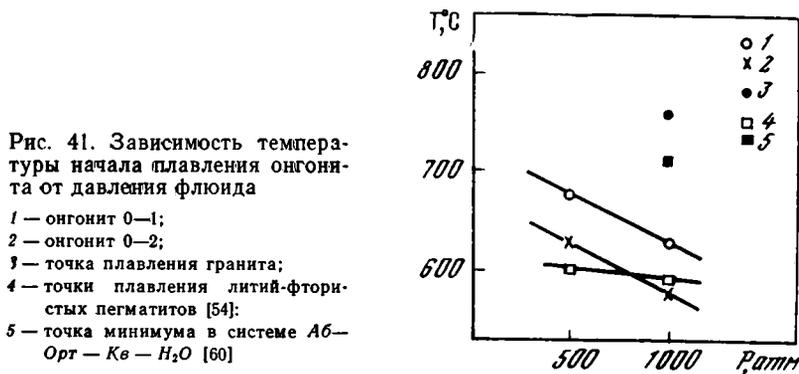


Рис. 40. Диаграмма последовательности кристаллизации минералов в онгонитах с водой и водными растворами  $HF$

- |                                       |                                       |
|---------------------------------------|---------------------------------------|
| a — онгонит 0—1+ $H_2O$ ;             | г — онгонит 0—2+ $H_2O$ ;             |
| б — онгонит 0—1+1%-ный раствор $HF$ ; | д — онгонит 0—2+1%-ный раствор $HF$ ; |
| в — онгонит 0—1+4%-ный раствор $HF$ ; | е — онгонит 0—2+4%-ный раствор $HF$   |

С повышением содержания фтора в изученной нами системе, как и в системе альбит —  $H_2O$  —  $HF$  [61], понижается также температура ликвидуса. При концентрации фтора, близкой к 1,3—1,5%, линия ликвидуса пересекается с линией расслоения расплава (*Ст I+Ст II*). В этой точке проявляется минимум температуры полного плавления онгонитов.

На рис. 40 показан характер плавления и кристаллизации изученных нами онгонитов с учетом количественного соотношения фаз при разных содержаниях  $HF$  в исходном растворе [31]. При возрастании концентрации плавиковой кислоты во флюиде растет количество кварца



и топаза в продуктах кристаллизации и соответственно уменьшается содержание альбита и калиевого полевого шпата.

Каждая из представленных на рис. 40 (*a, e*), диаграмм демонстрирует порядок кристаллизации фаз из расплавов различного состава с учетом изменения количества фаз в процессе их кристаллизации.

В заключение подчеркнем, что, во-первых, температура начала плавления онгонитов значительно ниже температуры плавления гранита и прогрессивно уменьшается с ростом содержания в онгонитах фтора даже в опытах с водой. Во-вторых, увеличение давления воды от 500 до 1000 атм также уменьшает температуру начала плавления онгонитов (рис. 41).

### ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОНГОНИТОВ ПРИ ИХ ПЛАВЛЕНИИ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Изменение фазовых соотношений в онгонитах в соответствии с диаграммой рис. 39 сопровождается изменением химического состава образующихся в опытах спеков, т. е. перераспределением вещества между конденсированными фазами и флюидом. Результаты химических анализов спеков онгонитов представлены на рис. 42. Из данных, приведенных на рис. 42, следует, что с повышением температуры опыта наибольшему изменению подвергались содержания фтора, кремния, натрия, лития и рубидия в онгонитах. Содержания калия и алюминия при всех температурах сохраняются примерно равными исходным. Анализируя поведение всех перечисленных компонентов в процессе плавления онгонитов с водой в качестве исходной жидкой фазы, можно отметить, что флюид, равновесный с менее фтористым онгонитом (0—1), в наибольшей степени обогащается кремнеземом. При этом с повышением температуры отношение кремния к фтору повышается. Исходя из постоянства состава системы в запаянной ампуле (неизменность веса ампулы до и после опыта) и предполагая неизменным заданное соотношение между твердой и жидкой фазами, содержание фтора во флюиде в интервале температур 600—800°С — сотые доли процента, а кремнезема от 0,2 до 0,6 вес.%. Судя по анализам, натрий, литий и рубидий

в опытах с температурами до 600° С частично переходят в флюид, а с повышением температуры опыта постепенно возвращаются в образующийся расплав.

Флюид, равновесный с более фтористым онгонитом (0—2, 0—3) с повышением температуры опыта также обогащается кремнием и фтором. Концентрация фтора во флюиде может достигать десятых долей процента, кремнезема — нескольких процентов. Поведение натрия, лития и рубидия в данном случае сходно с описанным выше. В обоих случаях распределение фтора между флюидом и сосуществующим расплавом резко смещено в сторону расплава. Для состава 0—1 коэффициент распределения фтора между расплавом и флюидом, по-видимому, растет от 10 при 800° С до 45 при 650° С. Для более фтористых составов (0—2, 0—3) эта величина колеблется от 3—5 при 800° С до 10 при 600° С. Эта оценка коэффициента распределения фтора близка к данным Бэрнема [6], по которым коэффициент распределения фтора между расплавом пегматита Хардинг и водной фазой равен трем. Таким образом, в опытах с водой для онгонитов всех составов во флюидной фазе присутствуют фтор, кремний и натрий, причем, если фтор и кремнезем отделяются во флюид равномерно при различных температурах, то натрий — преимущественно при температурах до 600° С, а с дальнейшим увеличением температуры или очень незначительно уходит во флюид, или даже возвращается из него в образующийся расплав. Постепенное обогащение флюидной фазы фтором находит свое выражение в монотонном уменьшении рН растворов с увеличением температуры опыта.

В опытах при 550—600° С, где в качестве исходной жидкой фазы брали 1%-ный раствор HF, малофтористый онгонит 0—1, приходя в равновесие с кислым исходным раствором (рН=1—2), поглощает из него значительную часть фтора, увеличивая тем самым щелочность раствора до 5—6.

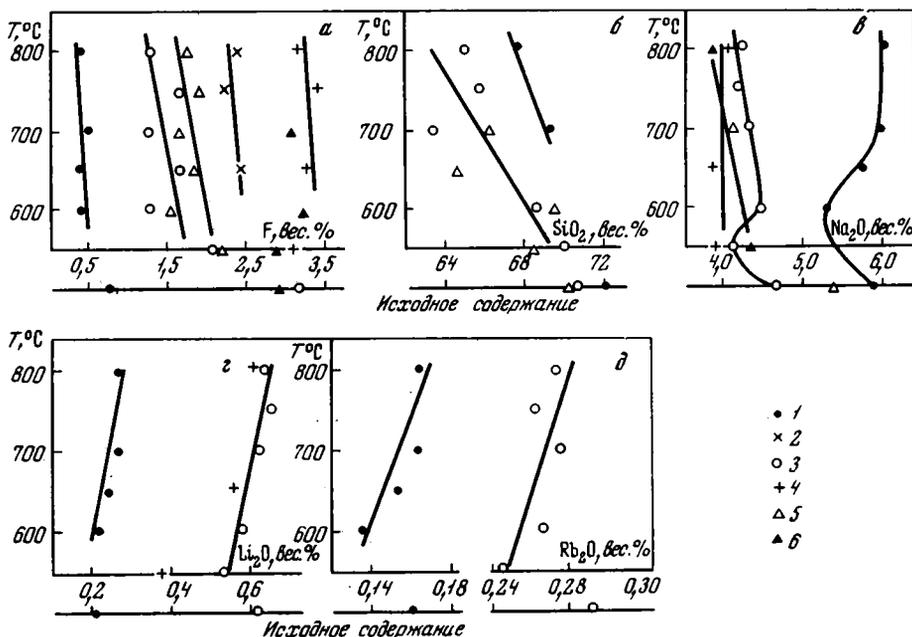


Рис. 42. Зависимость содержания фтора (а), кремнезема (б), окисей натрия (в), лития (г), рубидия (д) в спеклах онгонитов от температуры опыта

1 — онгонит 0—1+H<sub>2</sub>O;

2 — онгонит 0—1+1%-ный раствор HF;

3 — онгонит 0—2+H<sub>2</sub>O;

4 — онгонит 0—2+1%-ный раствор HF;

5 — онгонит 0—3+H<sub>2</sub>O;

6 — онгонит 0—3+1%-ный раствор HF

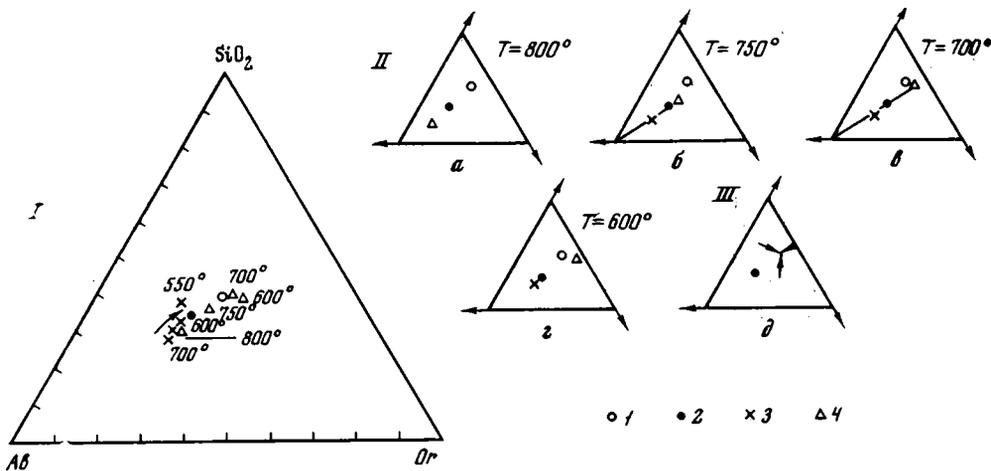


Рис. 43. Относительные содержания нормативных альбита, ортоклаза и кварца в спеках и остаточных расплавах при температурах 550—800° С (I); II — изотермические сечения; III — предполагаемый тип диаграммы плавкости для онгонита с водой

1 — состав гранитного минимума; 3 — состав спека;  
2 — состав онгонитовой шихты; 4 — состав остаточного расплава

Онгониты 0—2 и 0—3, содержащие 3 процента F в своем составе, оказываются ближе к равновесию с выбранным составом флюида, в связи с чем содержания фтора во флюиде и pH растворов после опыта изменяются в более узком интервале (см. рис. 38), чем для состава 0—1.

По-видимому, содержание около 1% HF в растворе является той концентрацией, при которой силикатный расплав насыщается фтором, и появляется либо кремнефторидный расплав (Ст II), либо топаз.

Единичные данные по содержаниям  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$  во флюидной фазе в опытах с 1%-ным растворами HF не противоречат замеченному в опытах с водой факту отделения натрия при низких температурах и равномерному отделению кремния во флюидную фазу на всем температурном интервале.

Как описывалось ранее, в опытах с 4%-ным раствором HF при низких температурах мы имеем в продуктах закалики флюидной фазы в основном кремнефториды натрия и калия, а при температурах выше 700° С — гелеобразные аморфные соединения кремнезема с примесью алюминия и натрия. Все эти факты в совокупности свидетельствуют о том, что при низких температурах фтор во флюиде существует вместе с кремнием и натрием, а при высоких температурах в большей степени с кремнием. Можно предполагать, что при высоких температурах осуществляется связь фтора с кремнием, а при низких — и с кремнием, и с натрием.

При рассмотрении процессов кристаллизации онгонитовых расплавов с водой [33, 34] видно, что с понижением температуры опыта все большая доля кремнезема из флюида начинает участвовать в формировании как расплава, так и кристаллизующихся из него минералов (см. рис. 42). Эта же тенденция отчетливо проявляется при сопоставлении составов онгонитов, их расплавов и составов кристаллизующихся из них фаз. На рис. 43 в упрощенной для онгонита тройной системе  $\text{Ab} - \text{Ort} - \text{Kv}$  проследим кристаллизацию онгонитового состава на примере онгонита 0—2 с водой в качестве исходной жидкой фазы. При 800° С существует один расплав, состав которого обогащен нормативным альбитом по отношению к исходному составу (см. рис. 43, а). При 750° С (см. рис. 43, б) кристаллизуется альбит, а остаточный расплав обога-

щается нормативным ортоклазом и кварцем как за счет накопления  $\text{SiO}_2$  в расплаве, так и за счет перехода его из флюидной фазы. С дальнейшим понижением температуры состав остаточного расплава продолжает обогащаться этими компонентами вплоть до температуры около  $650^\circ\text{C}$ , когда начинают одновременно кристаллизоваться все три фазы (см. рис. 43, *г*). Эта картина близка к кристаллизации в тройной системе с эвтектикой, когда исходный (онгонитовый) состав обогащен альбитом по отношению к составу эвтектики (см. рис. 43, *д*). Состав тройной эвтектики близок к составу гранитного минимума при давлении воды  $1000 \text{ кг/см}^2$  [60]. Однако температура кристаллизации этого состава весьма низка и достигает  $575 \pm 25^\circ\text{C}$ . По-видимому, состав остаточного расплава в системах с 1%-ным раствором HF в противоположность рассмотренному будет обогащен нормативным альбитом. Об этом свидетельствует ранняя кристаллизация кварца в таких системах при общем составе спека, близком к составу исходного онгонита. Если учесть, что в опытах с водой при кристаллизации онгонитов наблюдается прогрессивное накопление фтора в остаточном расплаве, его содержание может достигнуть здесь концентраций насыщения. Тогда, видимо, в интервале  $650\text{—}575^\circ\text{C}$  можно ожидать, что процесс кристаллизации пойдет, как в опытах с однопроцентной HF во флюиде, т. е. с выпадением избыточного кварца и обогащением остаточного расплава альбитом. В этом случае состав тройной эвтектики изменится в сторону обогащения альбитом (расширение поля кристаллизации кварца).

#### РАСТВОРИМОСТЬ ФТОРА И ВОДЫ В ОНГОНИТОВЫХ РАСПЛАВАХ

Растворимость фтора в онгонитовом и гранитном расплавах на основе его распределения в онгонитах разной степени закристаллизованности была количественно оценена ранее (стр. 95).

На рис. 39, схематически изображающем поля кристаллизации в изученных составах онгонитов, нанесены содержания фтора в остаточных расплавах. Содержание фтора в них повышается с понижением температуры опыта и с повышением концентрации фтора в системе. Наиболее высокие концентрации фтора (2,5—3,5 вес.%) отмечаются либо для остаточных расплавов в ассоциации с топазом при низких температурах, либо вблизи кривой разделения расплава на силикатную и фторидную жидкости. По-видимому, в этих случаях концентрация фтора в расплаве близка к концентрации насыщения для данного общего давления и практически не зависит от температуры. Дальнейшее увеличение содержания фтора в системе, очевидно, вызовет лишь возрастание количества топаза или фторидной жидкости при постоянной концентрации фтора в расплаве. Наблюдаемую тенденцию повышения содержания фтора в расплаве можно было бы связывать с постепенным насыщением фтором расплава с увеличением его концентрации в системе, а при одинаковом содержании фтора в системе — с понижением температуры, поскольку при этом уменьшается объем расплава. Однако имеющаяся взаимосвязь между содержанием фтора и кремния и фтора и натрия в расплавах (рис. 44), которая оказалась качественно сходной с взаимосвязью этих же компонентов в природных онгонитах, накладывает ограничение на растворимость фтора в расплаве.

Очевидно, изоконцентраты фтора в расплаве, показанные на рис. 39, отвечают концентрациям насыщения расплава фтором при строго фиксированном в соответствии с зависимостью рис. 44 составе расплава и активности фтора во флюиде. В соответствии со сказанным, повышение концентрации фтора в системе (или повышение его фугитивности во флюиде) будет приводить не только к повышению содержания фтора в расплаве, но и к снижению содержания кремнезема и натрия в нем

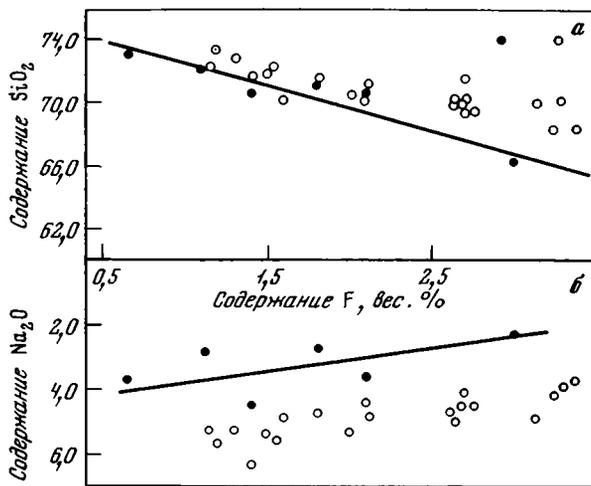


Рис. 44. Зависимость между содержаниями кремния и фтора (а), натрия и фтора (б) в расплавах онгонитов (1) и в природных афировых разностях (2)

вплоть до достижения расплавом составов онгонитов, наиболее богатых фтором. Характерной чертой таких расплавов является пониженное содержание кремнезема и натрия, что также типично для природных высокофтористых онгонитов. В соответствии с рис. 39 менее кремнистых онгонитов, чем те, которые содержат 2,5—3,5 вес. % фтора, по-видимому, не существует. В связи с этим заметим, что образование щелочных пород (недосыщенных кремнеземом), по-видимому, невозможно за счет беспредельного повышения активности кислотных летучих компонентов и соответствующего расширения поля кристаллизации кварца в системе  $Ab - Ort - Kfs$ , как это предполагалось в работе Рябчикова и др. [48].

В некоторых стеклах и спеках онгонитов были определены содержания воды. В опытах при температурах ликвидуса это были прямые определения растворенной воды. При температурах ниже ликвидуса содержание воды, полученное для смеси стекла и равновесных с ним кристаллических фаз, пересчитывалось на расплав из условия, что вся вода принадлежит расплаву (содержащий воду топаз или отсутствовал в условиях опыта или содержания его не превышали 1%). Так как все опыты были сделаны в условиях избытка воды, можно считать полученные цифры, представленные в табл. 17, ориентировочными данными по растворимости воды в онгонитовых расплавах (составы расплавов см. на рис. 43).

Таблица 17

Содержание воды в расплавах онгонитов при давлении 1000 атм  
в условиях избытка воды

Исходный онгонит	Исходная водная фаза	Температура опыта °С	Содержание F в спеке, вес. %	Содержание $H_2O^+$ в спеке, вес. %	F в стекле, вес. %	$H_2O^+$ в стекле, вес. %
0-1	$H_2O$	700	0,47	3,56	1,13	8,9
0-1	$H_2O$	800	0,42	5,11	0,6	7,3
0-2	$H_2O$	600	1,23	3,54	3,0	7,8
0-2	$H_2O$	700	1,26	5,64	1,7	7,0
0-2	$H_2O$	800	1,3	5,26	1,3	5,26

Полученные значения превосходят значения растворимости  $H_2O$  для бесфтористых гранитных расплавов<sup>1</sup> [19]. С повышением температуры наблюдается уменьшение растворимости воды (одновременно с уменьшением содержаний фтора) в онгонитовых расплавах.

## ГЛАВНЫЕ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКЛЮЧЕНИЯ

Проведенные эксперименты показали возможность кристаллизации из расплава онгонитов ведущих и типоморфных минералов литий-фтористых гранитов: альбита, микроклина, кварца, топаза, слюды. Кристаллизация онгонитового расплава заканчивается при весьма низкой температуре  $-575 \pm 25^\circ C$ . Это указывает на низкоплавкий характер онгонитов по сравнению с известными температурами начала плавления гранитов (см. рис. 41). Температура плавления богатых фтором онгонитов сравнима только с таковой для литий-фтористого пегматита [54]. В связи с этим расплавы онгонитов вполне могут рассматриваться как остаточные при кристаллизации богатых фтором гранитных магм. В этом отношении важно подчеркнуть, что онгониты, как и вообще альбит-лепидолитовые граниты, по составу смещены в сторону обогащения альбитом на диаграмме «альбит — ортоклаз — кварц» по сравнению с тройным минимумом. Поскольку эти онгонитовые составы характеризуются более низкой температурой начала плавления, можно предположить, что гранитная магма при наличии в ней высоких концентраций фтора не заканчивает кристаллизацию в точке, по составу отвечающей гранитному минимуму, как это характерно для системы  $Ab - Ort - Kfs - H_2O$ , а продолжает ее вплоть до достижения остаточным расплавом состава наиболее низкотемпературного онгонита.

Другими словами, кристаллизация богатых фтором онгонитовых расплавов осуществляется в условиях расширенного поля кварца так, что наиболее низкотемпературным оказывается состав, обедненный кварцем. В этом отношении онгонитовые расплавы могут рассматриваться как апоэвтектические подкисленные [39].

Судя по количественным соотношениям кристаллизующихся в экспериментах фаз (см. рис. 40), онгонитовый расплав с водой оказывается несколько более щелочным, чем он был в природных условиях. Об этом свидетельствует повышенное содержание кристаллов альбита в соответствующих опытах (см. рис. 40, а, в). При концентрации HF в исходном растворе 4% кислотность системы превышает таковую для природного онгонитового расплава, так как кристаллизуются исключительно кварц и топаз (см. рис. 40, в, е). Ближе всего к кристаллизации природных онгонитов оказываются опыты с 1%-ной HF в исходном растворе. При этой концентрации HF в исходном растворе ( $\sim 1,3\%$  F в системе) на кривых солидуса и ликвидуса имеются минимумы температуры. В связи с этим кристаллизация всех гранитных расплавов, в которых происходит накопление фтора, должна приводить к образованию остаточного расплава, по составу близкого к составу указанного минимума. Положением этого минимума регулируется предельный состав не только онгонитов, но и поздних дифференциатов в массивах литий-фтористых гранитов.

Состав расплава, отвечающего обсуждаемому минимуму, характеризуется предельным содержанием фтора (3—3,5%), близким к концентрации насыщения. Растворимость фтора в расплаве находится в

<sup>1</sup> Пузырей захороненной воды в полученных стеклах не наблюдалось. Кроме того, пробы были предварительно прокалены при температуре  $105^\circ C$ .

строгом соответствии с его составом: уменьшению содержания кремнезема и натрия в расплаве отвечает увеличение растворимости фтора. В равновесии с онгонитами и их расплавами находится кислотный флюид с  $pH=2-3$ . Максимальные содержания фтора во флюиде, находящемся в равновесии с насыщенным фтором расплавом онгонита, близки к 1%. Распределение фтора между расплавом и флюидом всегда осуществляется в пользу расплава. Коэффициент распределения фтора всегда значительно больше единицы.

В целом с позиций полученных экспериментальных данных, основные положения рассмотренной в предыдущем разделе гипотезы образования онгонитовых магм и их эволюция получают свое экспериментальное подтверждение. Экспериментальные данные также объясняют выдержанность состава альбит-лепидолитовых гранитов и онгонитов близостью их состава к составу минимумов на кривых солидуса и ликвидуса и кристаллизацией из насыщенного фтором расплава.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе систематизирован весь имеющийся и практически совершенно новый материал по топазсодержащим кварцевым кератофирам (онгонитам), впервые обнаруженным на территории Монгольской Народной Республики. Эти породы являются порфировыми аналогами различных редкометальных литий-фтористых гранитов (от аляскитов до альбит-лепидолитовых гранитов), что указывает на вероятность происхождения последних за счет кристаллизации расплава типа онгонитовых, т. е. магматическим путем. Как будто бы все геологические, петрографические и геохимические данные, суммированные в различных главах настоящей книги, подтверждают эту точку зрения. Достоверность ее и физическая реальность проверены и экспериментально по плавлению и кристаллизации онгонитов.

Наряду с вопросами генезиса непосредственно онгонитов в книге удалось рассмотреть проблемы растворимости фтора и воды (частично) в гранитных расплавах, взаимосвязи растворимости фтора и состава расплава, характера кристаллизации магм в условиях повышенной активности фтора, реальности метамагматических явлений по Д. С. Коржинскому.

Если свести все генетические соображения в последних двух разделах книги к самой упрощенной схеме, то процесс образования богатых фтором гранитных расплавов можно изобразить на диаграмме силикатные компоненты — фтор — вода (рис. 45). В этом случае кристаллизация любой гранитной магмы (точка 1) должна привести к образованию остаточного расплава, насыщенного водным флюидом с фтором

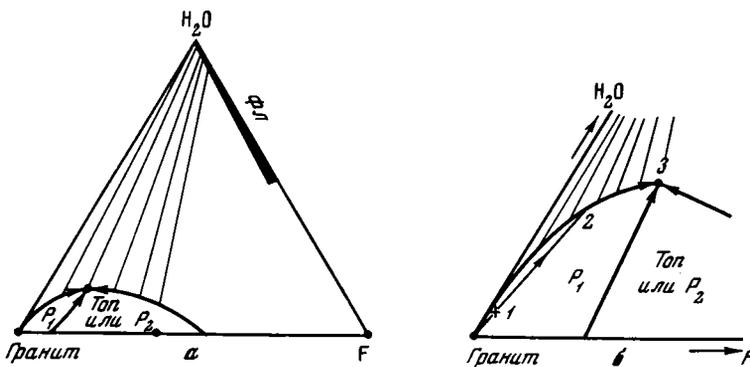


Рис. 45. Схематическая диаграмма полей устойчивости силикатного расплава ( $P_1$ ), кремнефторидного расплава ( $P_2$ ) или топаза ( $Топ$ ) и флюида ( $Фл$ ) в системе гранит (или онгонит) — вода — фтор (а). На увеличенной части гранитного угла диаграммы (б) крестиком показан кристаллизующийся расплав (точка 1), стрелкой — состав насыщенного флюидом  $P_1$  (точка 2) и точкой 3 — состав  $P_1$ , насыщенного фтором. Тонкими линиями изображены вероятные конноды, соединяющие сосуществующие расплавы и флюиды

(точка 2), а затем — и к насыщенным фтором расплавам (точка 3). При этом, видимо, должна осуществиться самая глубокая из всех возможных в природе дифференциация гранитной магмы. Для осуществления такого процесса в полном объеме нужны особые условия, благоприятствующие указанной дифференциации. По-видимому, в природе они бывают редко, и редкими являются находки глубоко дифференцированных литий-фтористых гранитов и онгонитов.

Тем не менее следует ожидать находок пород типа онгонитов среди эффузивов, что должно иметь большое теоретическое и практическое значение. Уже сейчас можно говорить, что близкими к таким эффузивам являются известные риолиты и их туфы из штатов Юта, Нью-Мексико (США), которые нередко богаты многими редкими элементами [59, 58, 57]. Конечно, нельзя исключать, что берtrandитовые туфы здесь возникли при воздействии на обломочные породы остаточных растворов при кристаллизации риолитовой магмы [59], но сама эта магма уже была обогащена многими литофильными редкими и летучими элементами и, видимо, приближалась по составу к онгонитовой.

1. Антипин В. С. Полевые шпаты мезозойских гранитоидов различных геохимических типов (МНР) и их петрогенетическое значение.—В кн. «Геохимия и петрология метасоматоза». Изд-во «Наука», 1975.
2. Анфилов В. Н., Огородова В. Я. Кислотная дифференциация в системе  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ —в растворах  $\text{HCl}$  в интервале  $400-600^\circ\text{C}$  при давлении 1000 атм.—В сб. «Ежегодник 1969», изд-во «Наука», 1970, стр. 304—308.
3. Анфилов В. Н., Глюк Д. С., Труфанова Л. Г. Фазовые отношения в системе гранит— $\text{HF}-\text{H}_2\text{O}$  при давлении 1000 атм.—В кн. «Ежегодник 1970». Изд-во «Наука», 1971, стр. 349—352.
4. Анфилов В. Н., Абрамов В. А., Коваленко В. И., Огородова В. Я. Фазовые отношения в агпантовой области системы  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$  при давлении 1000  $\text{кг/см}^2$ . Докл. АН СССР, 1972, 204, № 4.
5. Беус А. А., Северов В. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, 1962, стр. 1—196.
6. Бэрнем К. В. Гидротермальные флюиды магматической стадии.—В сб. «Геохимия гидротермальных рудных месторождений». М., 1970, стр. 40—74.
7. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.—Геохимия, 1962, № 7, стр. 555—571.
8. Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г. Краткий справочник по геохимии. Изд-во «Недра», 1970, стр. 50—56.
9. Гайворонский Б. А., Гребенников А. М. Оловянная, вольфрамовая и редкометалльная минерализация вулканоплутонических формаций Забайкалья.—В кн. «Эволюция вулканизма в истории Земли». М., стр. 294.
10. Гинзбург А. И. Проблемы редкометалльных гранитов.—В кн. «Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации». Изд-во «Недра», 1972, стр. 7—27.
11. Глюк Д. С., Анфилов В. Н. Фазовые равновесия в системе гранит— $\text{H}_2\text{O}-\text{HF}$  при давлении 1000  $\text{кг/см}^2$ .—Геохимия, 1973, № 3, стр. 434—438.
12. Гормашева Г. С., Бакалейникова Т. К. Определение общего содержания воды в природных слюдах.—В сб. «Ежегодник 1969». Иркутск, изд-во «Наука», 1970, стр. 349—352.
13. Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. Герциниды Монголии и проблема палеотетиса.—В кн. «Проблемы общей и региональной тектоники». Изд-во «Наука», 1971.
14. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 4. М., 1966, стр. 1—481.
15. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных пород. Изд-во АН СССР, 1950, стр. 1—400.
16. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1956, стр. 1—480.
17. Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. Изд-во «Недра», 1972, стр. 1—240.
18. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И., Салтыковский А. Я., Натапов Л. М., Кудрявцев Г. А., Виноградов И. В., Гатинский Ю. Г., Мишина А. В. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса.—Геотектоника, 1973, № 5, стр. 3—21.
19. Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., 1971, стр. 1—266.
20. Каленов А. Д. О возрасте рудоносных интрузий, оловянных и вольфрамовых месторождений Центральной и Восточной Монголии.—Докл. АН СССР, 1967, 176, № 6.
21. Коваленко В. И. Новые представления об условиях зарождения и становления редкометалльных гранитов и метасоматитов.—В кн. «Международный геохимический конгресс, 1971». Тезисы докладов, т. 2. Изд-во «Наука», 1972, стр. 646—647.
22. Коваленко В. И. Распределение фтора в дайке топазсодержащего кварцевого кератофира (онгонита) и предполагаемая растворимость фтора в гранитных расплавах.—Геохимия, 1973, № 1, стр. 57—66.
23. Коваленко В. И., Кузьмин М. И. О зональности массивов литий-фтористых редкометалльных гранитов и ее магматической интерпретации.—В кн. «Ежегодник 1968». Иркутск, изд-во «Наука», 1969, стр. 119—125.

24. Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Летников Ф. А. О магматическом генезисе редкометалльных литий-фтористых гранитов.— Докл. АН СССР, 1970, 190, № 2, стр. 446—449.
25. Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Гундсамбуу Ц., Цэден Ц., Буян Ч., Горегляд А. В., Черная Л. И. Геохимическая характеристика цвиттеров — нового типа оловородных метасоматитов Монголии (состав, зональность, парагенезисы).— Докл. АН СССР, 1970, 190, № 3, стр. 690—693.
26. Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Петров Л. Л. Топазосодержащий кварцевый кератофир (онгонит) — новая разновидность субвулканических жильных магматических пород.— Докл. АН СССР, 1971, 199, № 2, стр. 430—433.
27. Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П., Нагибина М. С., Павленко А. С., Владыкин Н. В., Цэден Ц., Гундсамбуу Ц., Горегляд А. В. Редкометалльные гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис). Изд-во «Наука», 1971, стр. 1—240.
28. Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Цэден Ц., Гундсамбуу, Владыкин Н. В., Бондаренко В. К., Петров Л. Л. Петрографическая характеристика субэффузивных даек редкометалльных литий-фтористых альбитофиров.— В кн. «Применение методов физической химии в петрологии и геохимии». Изд-во «Наука», 1972, стр. 196—208.
29. Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Коваль П. В. Зональность ареала мезозойских магматических и метасоматических пород западной части Монголо-Охотского пояса и некоторые вопросы их генезиса.— В кн. «Геохимия и петрология метасоматоза». Изд-во «Наука», 1975.
30. Коваленко В. И., Липидес И. Л. Физические условия кристаллизации дайки топазосодержащих кварцевых кератофиров (онгонитов).— Докл. АН СССР, 1974, 215, № 6, стр. 1443—1446.
31. Коваленко Н. И., Коваленко В. И., Белых Л. А. Фазовые соотношения в системе онгонит —  $H_2O$  —  $HF$ .— В сб. «Ежегодник 1972». Иркутск, изд-во «Наука», 1973, стр. 377—381.
32. Коваленко Н. И., Липидес И. Л. Поведение летучих компонентов при плавлении онгонитов.— В сб. «Ежегодник 1972». Иркутск, изд-во «Наука», 1973, стр. 382—385.
33. Коваленко Н. И., Коваленко В. И., Белых Л. А., Писарская В. А. Экспериментальные исследования генезиса редкометалльных литий-фтористых гранитов (эволюция химического состава онгонитов при их плавлении).— В кн. Труды IX Всес. совещ. по эксперим. и техн. минерал. и петрогр. М., 1975.
34. Коваленко Н. И., Соломонова Л. А., Афонин В. П. О составе флюидной фазы в системе онгонит —  $H_2O$  —  $HF$ .— В сб. «Ежегодник 1973». Иркутск, изд-во «Наука», 1974, стр. 288—293.
35. Коваль П. В., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Писарская В. А., Юрченко С. А. Минеральные парагенезисы, состав и номенклатура слюд редкометалльных альбитосодержащих гранитоидов.— Докл. АН СССР, 1972, 202, № 5, стр. 1174—1178.
36. Коваль П. В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов.— Новосибирск, изд-во «Наука», 1975, стр. 1—198.
37. Когарко Л. Н. Магматические равновесия в природных системах повышенной щелочности.— В кн. «Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород». Изд-во «Наука», 1971, стр. 57—71.
38. Коржинский Д. С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий.— Докл. АН СССР, 1959, 128, № 2, стр. 383—386.
39. Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., 1960, стр. 21—31.
40. Коржинский Д. С. Метамагматические процессы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 12, стр. 3—6.
41. Кузьменко М. В. Геохимия тантала и генезис эндогенных танталовых месторождений. Автореф. докт. дисс. М., 1973.
42. Левицкий О. Д., Аристов В. В., Константинов Р. М., Станкеев Е. А. Этыкинское оловородное месторождение Восточного Забайкалья.— Изд-во АН СССР, 1963, стр. 1—123.
43. Луговской Г. П., Матиас В. В., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г. Строение массивов редкометалльных гранитов и особенности их генезиса.— В кн. «Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации». Изд-во «Недра», 1972, стр. 131—161.
44. Наумов В. Б., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Владыкин Н. В., Иванова Г. Ф. Термометрическое исследование включений расплава в топазах из топазосодержащих кварцевых кератофиров (онгонитов).— Докл. АН СССР, 1971, 199, № 3, стр. 681—683.
45. Павленко А. С. Щелочные метасоматиты контактового типа.— В кн. «Геохимия щелочного метасоматоза». Изд-во АН СССР, 1963, стр. 7—74.
46. Петров Л. Л. Поведение бериллия при кристаллизации гранитоидных расплавов.— Геохимия, 1973, № 6, стр. 824—838.

47. Родионов Д. А. О виде функций распределения содержаний минералов в изверженных горных породах.— Труды ИМГРЭ, 1961, вып. 6, стр. 9—16.
48. Рябчиков И. Д., Когарко Л. Н. Влияние замены анионов на кислотность магматического расплава.— Геохимия, 1963, № 3, стр. 305—311.
49. Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. Изд-во АН СССР, 1962, стр. 1—234.
50. Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд-во АН СССР, 1961, стр. 1—232.
51. Чернов В. И., Лин Н. Г. Практическое руководство по петрографическому изучению магматических пород под микроскопом. Росвузиздат, 1963, стр. 1—76.
52. Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. Госгеолтехиздат, 1956, стр. 1—246.
53. Foster M. D. Interpretation of the composition of lithium micas.— U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1960, 354-E, 114—147.
54. Jahns R. H., Burnham C. W. Experimental studies of pegmatite genesis. Melting and crystallization of granite and pegmatite.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, 69, N 12, pt 2, p. 1592.
55. Kennedy G. C. Pressure-volume-temperature relations in water at elevated temperatures and pressures.— Amer. J. Sci., 1950, 248, 8, p. 540—564.
56. Nobble D. C., Smith V. C. and Peck L. C. Loss of galogens from crystallized and glassy silic volcanic rocks.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, 31, N 2, p. 215—223.
57. Shawe S. R., Wayne M. and Duke W. Lithium, associated with beryllium in rhyolitic tuff at Spor Mountain, Western Juab County Utah.— U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1964, 501-C.
58. Shawe D. R. Arizona-New Mexico and Nevada-Utah beryllium belts.— Geol. Surv. Prof. Pap., 1966, 550-C, p. 206—213.
59. Staatz M. H. Geology of the beryllium deposits in the Thomas Range, Juab County, Utah.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1963, 1142-M.
60. Tuttle O. F. and 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. America, Memoir, 1958, 74, p. 1—145.
61. Wyllie P. I. and Tuttle O. F. Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Pt. 2. The effects of  $\text{NH}_3$  and  $\text{HF}$  in addition to  $\text{H}_2\text{O}$  on the melting temperatures of albite and granite.— Amer. J. Sci., 1961, 259, 2, p. 128—144.

# СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	5
Введение . . . . .	7
Характеристика и значение онгонитов . . . . .	8
Геологическое положение, форма и строение тел онгонитов . . . . .	11
Онгониты Онгон-Хайерханского вольфрамового месторождения . . . . .	11
Онгониты Бага-Газрынского гранитного массива . . . . .	16
Ары-Булакский шток онгонитов . . . . .	19
Выводы . . . . .	20
Минералогия и петрография онгонитов . . . . .	22
Минералы вкрапленников онгонитов . . . . .	22
Состав и строение основной массы онгонитов . . . . .	36
Зависимость размеров вкрапленников от степени закристаллизованности онгонитов и эволюция структур онгонитов . . . . .	44
Общая последовательность формирования онгонитов . . . . .	51
Химический состав онгонитов . . . . .	53
Фтор в онгонитах . . . . .	53
Распределение петрогенных элементов . . . . .	56
Распределение редких, рудных и летучих компонентов . . . . .	66
Происхождение онгонитов . . . . .	93
Магма онгонитов и ее температура . . . . .	93
Растворимость фтора в онгонитовых и гранитных расплавах и ее взаимосвязь с химическим составом магм . . . . .	95
Кристаллизация онгонитовых расплавов и метаматматические процессы . . . . .	99
Экспериментальные исследования системы онгонит — $H_2O$ , онгонит $H_2O$ — $HF$ . . . . .	105
Техника и методика эксперимента . . . . .	105
Описание фаз . . . . .	107
Температуры солидуса и ликвидуса онгонитовых расплавов и фазовые отношения в системе онгонит — $H_2O$ — $HF$ . . . . .	111
Эволюция химического состава онгонитов при их плавлении и кристаллизации . . . . .	113
Растворимость фтора и воды в онгонитовых расплавах . . . . .	116
Главные петрологические заключения . . . . .	118
Заключение . . . . .	120
Литература . . . . .	122

# CONTENTS

Foreword (Academician <i>D. S. Korzhinsky</i> )	5
Introduction	7
Definition, Status and significance of ongonite	8
Geological-position, morphology and structure of ongonites bodies	11
Ongonite of the Ongon-Haierhan W occurrence	11
Ongonite of the Baga — Gazrin granitic massiv	16
Ari-Bulak stock of ongonite	19
Conclusions	20
To mineralogy and Petrography of ongonites	22
Minerals of the phenocrysts of ongonites	22
Composition, structure and texture of the ground mass of ongonites	36
Size dependence of phenocrysts upon the degree of the crystallization of ongonite and their texture evolution	44
General sequence of the ongonites formation	51
Chemical composition of ongonites	53
Fluorine in ongonites	53
Distribution of petrogenetic elements	56
Distribution of rare, ore and volative components	66
Genesis of ongonites	93
Magma of ongonites and its temperature	93
Dissolution of F in ongonitic and granitic melts and its correlation with chemical composition of magmas	95
Crystallization of ongonitic melts and metamagmatic processes	99
Experimental studies of the systems Ongonite — H <sub>2</sub> O and Ongonite — H <sub>2</sub> O — HF	105
Experimental apparatus and methods	105
Phases description	107
Temperatures of the solidus and liquidus of ongonitic melts and phase relations in the system «ongonite — H <sub>2</sub> O — HF»	111
Evolution of the chemical composition of ongonites at their melting and crystallization	113
F and H <sub>2</sub> O dissolution in ongonitic melt	116
General petrological considerations	118
Conclusion	120
References	122

# ГАРЧИГ

Омнoх oгуулэл акадeмич <i>Д. С. Коржинский</i> . . . . .	5
Оршил . . . . .	7
Онгонитийн тодорхойлолт, статус, ач холбогдол . . . . .	8
Онгонитийн Биeийн тогтоц, Хэлбэр, геологийн нохцол байдал . . . . .	11
Онгон-Хаирханы вольфрамын орд газрын онгонит . . . . .	11
Бага-газрын боржингийн массивын онгонит . . . . .	16
Ары-Булакийн онгонитийн шток . . . . .	19
Дүгнэлт . . . . .	20
Онгонитийн петрографи ба минералоги . . . . .	22
Онгонитийн шигтгээт эрдсууд . . . . .	22
Онгонитийн үндэс массын бүтэц, найрлага . . . . .	36
Толботын хэмжээ отонитийн бүтэцийн хогжилт, талсжилтийн чанараас шалтгаалах нь . . . . .	44
Онгонитийн хэлбэржилтийн ерөнхий дэс дараалал . . . . .	51
Онгонитийн химийн найрлага . . . . .	53
Онгонит дахь фтор . . . . .	53
Петроген элементийн тархалт . . . . .	56
Ховор, хүдрийн бoлоод дэгдэмхий бодисын тархалт . . . . .	66
Онгонитийн гарал уусал . . . . .	93
Онгонитийн магма, тууний температур . . . . .	93
Онгонитийн ба боржингийн хайлмагт фторийн уусалт, тууний магмын хими найрлагатай харьцах хадилцан үйлчилгээ . . . . .	95
Онгонитийн хайлмагийн кристаллжилт, метамагмийн процессууд . . . . .	99
«Онгонит — H <sub>2</sub> O», «Онгонит — H <sub>2</sub> O — HF» системийн эксперименталь судалгаа . . . . .	105
Экспериментийн техник, арга барил . . . . .	105
Физийн бичиглэл . . . . .	107
Онгонитийн хайлмагийн температур солидус ба ликвидус, «онгонит — H <sub>2</sub> O — HF» систем дахь фазийн харьцаа . . . . .	111
Хайлах ба талсжих уеийн онгонитийн хими найрлагын эволюци хогжил . . . . .	113
Онгонитийн хайлмагт ус ба фторийн уусалт . . . . .	116
Петрологийн гол дүгнэлтууд . . . . .	118
Дүгнэлт . . . . .	120
Ашигласан зохиол . . . . .	122

Вячеслав Иванович Коваленко  
Наталья Ивановна Коваленко

**Онгониты**

Труды Совместной Советско-Монгольской  
геологической экспедиции  
Том 15

*Утверждено к печати  
Институтом геохимии СО АН СССР*

Редактор *Т. Н. Сирина*  
Редактор издательства *И. А. Клинцева*  
Художник *А. Г. Кобрин*  
Художественный редактор *С. А. Литвак*  
Технический редактор *Ю. В. Рылина*  
Корректор *Е. И. Корневская*

Сдано в набор 24/XI 1975 г.  
Подпис. к печ. 5/IV 1976 г.  
Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 1  
Усл. печ. л. 11,2. Уч.-изд. л. 10,5. Тираж 750 экз.  
Т-08014. Тип. зак. 4783  
Цена 1 р. 05 к.

Издательство «Наука»  
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., д. 21  
2-я типография Издательства «Наука»,  
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10.

1 р. 05 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»