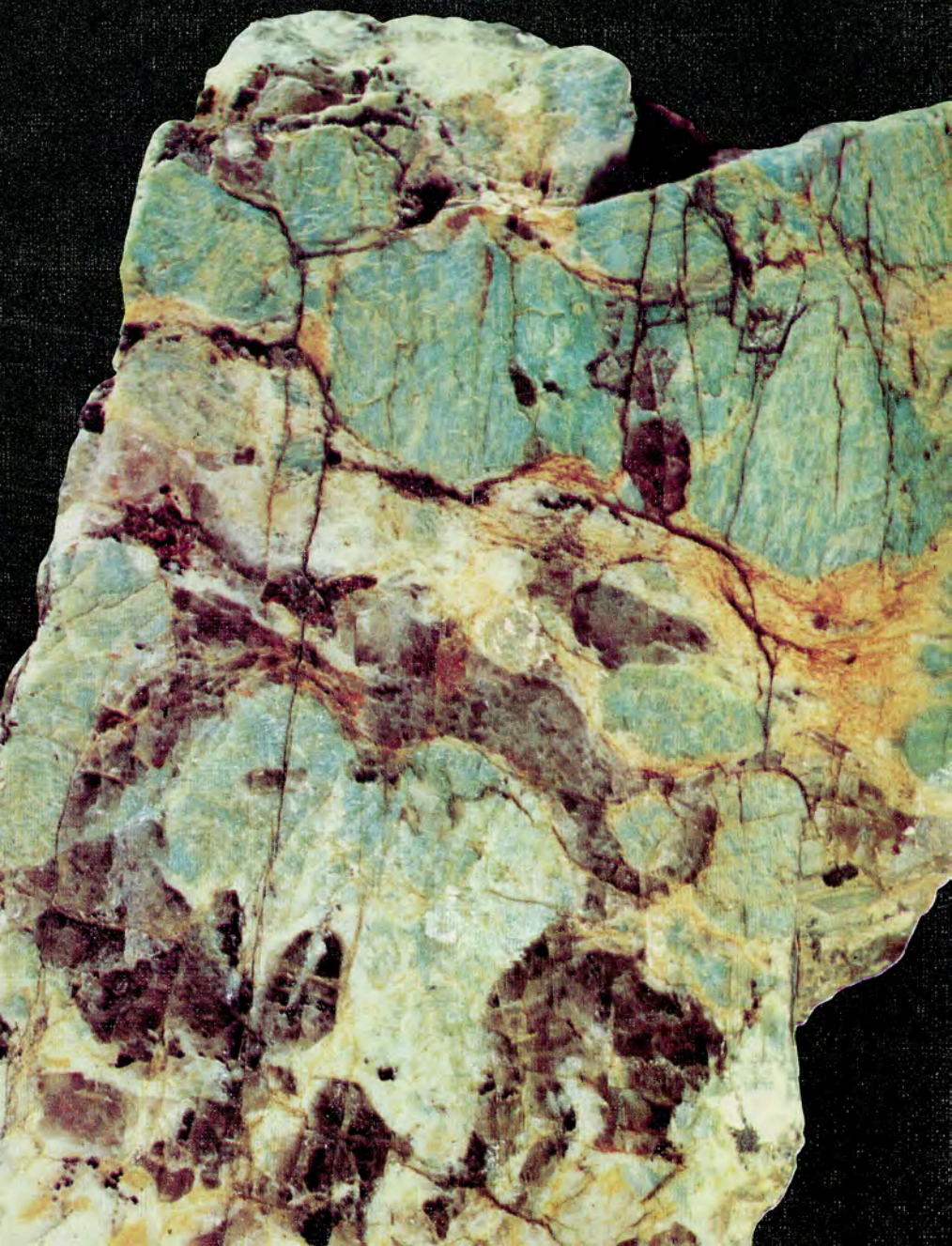


АМАЗОНИТ



АМАЗОНИТ



МОСКВА «НЕДРА» 1989

ББК 26.303
А 61
УДК 553.896.51

Авторы:

А.Я. Вохменцев, канд. геол. -минер. наук, М.Н. Остроумов, канд. геол. -минер. наук, Ю.Б. Марин, д-р геол. -минер. наук, А.Н. Платонов, д-р геол. -минер. наук, В.А. Попов, канд. геол. -минер. наук, А.Н. Таращан, д-р геол. -минер. наук, Б.М. Шмакин, д-р геол. -минер. наук

Рецензент канд. геол. -минер. наук Ю.П. Солодова

Амазонит/ А.Я. Вохменцев, М.Н. Остроумов, Ю.Б. Марин и др. — М.: Недра, 1989. — 192 с.: ил.
ISBN 5-247-01107-4

Рассмотрены закономерности распределения амазонита, связь его проявлений с определенными генетическими типами пород гранитоидных формаций. Описаны условия нахождения, строение, минералого-геохимические и другие особенности конкретных амазонитсодержащих образований, свойства, типоморфные признаки, природа окраски и генезис амазонита. Дан краткий обзор истории и перспектив использования амазонского камня.

Для геологов-производственников, занимающихся поисками и оценкой месторождений полезных ископаемых; будет интересна широкому кругу читателей — любителей цветного камня.

1804060000 — 227
А _____ 97—89
043 (01) — 89 ББК 26.303

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ (ПРАКТИЧЕСКОЕ) ИЗДАНИЕ

Вохменцев Анатолий Яковлевич
Остроумов Михаил Николаевич
Марин Юрий Борисович и др.

АМАЗОНИТ

Заведующий редакцией В.А. Крыжановский Художественный редактор Г.Н. Юрчевская
Редактор издательства Т.П. Мыскина Технический редактор Н.С. Анашкина
Оформление художника В.П. Христинина Корректор Е.М. Федорова
ИБ № 7824

Подписано в печать с репродуцируемого оригинал-макета 13.09.89. Т — 05645.
Формат 60x90 1/16. Бум. офсетная № 1. Гарнитура Цюрих. Печать офсетная.
Усл.-печ.л. 13,0 с вкл. Усл. кр.-отт. 16,75. Уч.-издл. 15,45 в т. ч. вкл. 1,05.
Тираж 11000 экз. Зак. № 36/1927—2. Цена 1 руб.
Набор выполнен на наборно-пишущей машине

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра".
125047 Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.
Московская типография № 6 Государственного комитета СССР по печати
109088. Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

ISBN 5-247-01107-4

© Издательство "Недра", 1989

ПРЕДИСЛОВИЕ

Амазониту посвящено значительное число работ. В них рассматривались самые разные особенности этого минерала – конституция, свойства, условия нахождения, генезис, поисковые значение и т. д. Однако нет ни одной специальной публикации, в которой были бы достаточно полно обобщены и проанализированы весьма противоречивые взгляды исследователей по любому из вышеназванных вопросов и приведено их описание на современном уровне.

Цель настоящей работы – наиболее полно рассмотреть проблему амазонита, решение которой имеет важное теоретическое и практическое значение и охватывает интересы специалистов широкого профиля. В основу предпринятого исследования положены материалы, собранные авторами на многих месторождениях амазонита в СССР и ряде других стран, анализ многочисленных литературных данных о всех известных проявлениях этого минерала, а также результаты его экспериментального изучения.

Во время полевых работ авторами были осмотрены и обследованы практически все крупные месторождения и проявления амазонита на Кольском полуострове, Урале, в Казахстане, Восточной Сибири, Забайкалье, Карелии, Средней Азии, на Украине, а также ряд месторождений США, Индии, МНР, и др.

Лабораторные исследования преследовали цель по возможности полно охарактеризовать конституционные особенности и свойства амазонита. Наряду с обычными минералого-петрографическими методами исследования (изучение в шлифах, шлифах), авторы использовали и разнообразные специальные методы, включающие оптическую спектроскопию в широком диапазоне спектра, колориметрию, рентгеновскую дифрактометрию, опыты по рентгено-, фото- и термолюминесценции, термообесцвечиванию и жесткому облучению. Полные силикатные, частные химические и спектральные анализы амазонитов и ассоциирующих с ними калиевых полевых шпатов выполнены в лабораториях ВСЕГЕИ, ПГО "Севзапгеология", МНТК "Механобр", Ильменского государственного заповедника им. В.И. Ленина, Института геохимии и физики минералов АН УССР (г. Киев), Института геохимии СО АН СССР (г. Иркутск), Забайкальского НИИ МГ СССР (г. Чита).

Предпринятый в настоящем исследовании комплексный подход к изучению амазонского камня во многом стал возможен потому, что к обсуждению и решению многих вопросов подключались специалисты, работающие в самых разных областях геологической науки, в разные годы исследовавшие частные аспекты этой проблемы. В написании работы приняли участие А.Я. Вохменцев и М.Н. Остроумов (предисловие, введение, главы 1–6, заключение), Ю.Б. Марин (введение, главы 2, 3, разделы 4.2, 4.3, 4.4.1, 6.2), В.А. Попов (разделы 2.4 и 4.1), А.Н. Платонов и А.Н. Таращан (гл. 1, разделы 4.4, 5.1, 6.2), Б.М. Шмакин (гл. 6). Помощь в проведении спектрометрии оказал М.Н. Таран. Цветные слайды выполнены Б.Т. Шапковым и Н.Н. Алексеевым. Авторы выражают искреннюю признательность всем организациям (ПГО "Северкварцсамоцветы", "Байкал-кварцсамоцветы", Ильменский государственный заповедник им. В.И. Ленина и др.) и лицам (Г.М. Арутюнову, А.Н. Беловой, С.М. Бескину, В.В. Буканову, К.Ф. Гурьянову, Г.Я. Гутцайт, В.В. Матиасу, А.Б. Наливкину, В.О. Полякову, В.А. Поповой, Е.Ф. Пушкину, Л.Ф. Сырицо, А.В. Татарину, Н.И. Холодку, Б.Д. Эфросу, Г.А. Юргенсону), чье доброжелательное содействие способствовало написанию настоящей работы.

Амазонит (амазонский камень) принадлежит к тем минералам, которые постоянно находились в центре внимания многих поколений исследователей. Среди тех, кто его изучал, плеяда блестящих имен, корифеев геологической науки: А. Де-Клуазо, Н.И. Кокшаров, В.И. Вернадский, А.Е. Ферсман, В.М. Гольдшмидт, А.Н. Заварицкий. Многими загадками, парадоксами, ошибками и гипотезами изобилует история открытия, находок и научного исследования амазонита. Так, до наших дней идут споры о том, где, как и когда был впервые найден амазонский камень. Парадоксальным представляется само его название*, весьма противоречивы оценки значения этого минерала. Несмотря на уже более чем двухвековую историю исследования и необозримое число работ, посвященных амазониту, он продолжает приковывать к себе внимание многих геологов и минералогов. Каковы же причины неослабевающего интереса к амазонскому камню?

Прежде всего можно сказать, что любой геолог, столкнувшись с амазонитом в поле или лаборатории, обязательно обратит внимание на богатую палитру голубовато-зеленых окрасок, подобных окраскам таких редких и ценных камней, как бирюза, малахит, изумруд, аквамарин и др. Однако интерес к амазониту никогда бы не вышел за пределы узкого круга специалистов, если бы не стало ясно, что этот красивый камень с необычайной в мире самоцветов гаммой окрасок является не столь уж редким, как это считали раньше, — это разновидность калиевых полевых шпатов, относящихся к наиболее широко распространенным в земной коре минералам. Именно благодаря своему цвету амазонит и был выделен среди других полевых шпатов.

Многие исследователи неоднократно предпринимали попытки понять и расшифровать природу окраски этого минерала. Высказывалось множество точек зрения, каждая из которых уступала затем место другой вследствие обнаружения каких-либо новых особенностей состава, структуры или свойств амазонита. В последнее время наметилось стремление увязать химические и структурные особенности минерала, тем не менее пока еще нет гипотезы, которая бы учитывала все установленное многообразие его конституции и свойств.

Сравнительно недавно амазонит считался минералогическим раритетом, диковинкой, не заслуживающей особого внимания и находившей применение лишь в качестве поделочного камня. Его немногочисленные известные месторождения были связаны с некоторыми типами гранитных пегматитов докембрийского и палеозойского возрастов. В этих пегматитах, как отмечали многие исследователи, состав амазонитсодержащих парагенезисов довольно характерен: амазонит ассоциирует с альбитом, топазом, бериллом, флюоритом, турмалином, слюдами, а также с рядом редкоземельных и редкометалльных минералов. Примечательно, что в прошлом столетии многие горщики Южного Урала при разведке и разработке пегматитовых жил рассматривали амазонит как верный признак нахождения топазов („тяжеловесов”). „Долгим опытом горщики научились высоко ценить этот камень как лучший знак для находки тяжеловеса (есть копии с амазонитом, но без топаза, обратного

* В бассейне Амазонки не известно ни одного месторождения этого минерала.

же соотношения не наблюдалось, по-видимому, никогда). Хорошо знают они, что чем гуще цвет амазонита, тем больше надежды, что жила принесет большое счастье”*. Так А. Е. Ферсман сформулировал это своеобразное поисковое правило, которое, вероятно, можно считать одним из первых минералогических критериев поисков и оценки пегматитовых месторождений.

Именно с появлением этого поискового правила и возникает та противоречивая ситуация, которая остается неразрешенной до настоящего времени, поскольку весьма оптимистические выводы одних исследователей о значении амазонита как поискового признака на определенный комплекс полезных ископаемых всегда сопровождалась скептическим отношением других, отрицавших такую возможность использования амазонита. Основанием для негативных заключений служили главным образом находки пегматитовых тел того же типа, что и амазонитовые, с богатым оруденением, но без этого минерала, а также пегматитов с амазонитом, но с непромышленным либо акцессорным оруденением.

Классические работы А. Н. Заварицкого по пегматитам Ильменского заповедника способствовали изменению взглядов на узкоминералогическое значение окраски амазонита. Последняя была признана рядом геологов важным индикатором своеобразного явления метасоматоза, вызывавшего, в частности, характерное вторичное окрашивание микроклина и названного, по предложению А. Н. Заварицкого, амазонитизацией.

Открытие этого явления позволило по-новому, более углубленно, подойти к познанию природы окраски амазонита, поставить вопрос не только о причине (под которой подразумевалось наличие той или иной изоморфной примеси в микроклине), но также о времени, способах и условиях ее образования. Важным геологическим наблюдением А. Н. Заварицкого и других геологов стало выявление связи амазонитового окрашивания микроклина с зонами развития альбитизации и окварцевания.

Однако и по пониманию сути процесса амазонитизации, и по его истолкованию высказывались (и до настоящего времени высказываются) достаточно противоречивые суждения. Не все исследователи допускают даже принципиальную возможность вторичного амазонитового окрашивания. Так, последователи А. Е. Ферсмана и в наши дни единственно возможным способом формирования амазонита считают его кристаллизацию из остаточного расплава или флюида, обогащенного летучими компонентами и редкими элементами. Кроме того, наряду с предложенным А. Н. Заварицким термином „амазонитизация” в литературе как синоним употребляется термином „калишпатизация” для калиевых полевых шпатов с амазонитовой окраской. В таких случаях, как правило, не рассматривался вопрос о способе образования окраски, которая могла быть или первичной, или вторичной.

Наконец, в качестве альтернативы амазонитизации (вторичного окрашивания) обосновывались также представления о деамазонитизации, т. е. об обесцвечивании амазонита. При этом появлялась еще одна возможность объяснения пятнистого рисунка окраска амазонитов из некоторых месторождений, но оставался открытым вопрос – первична или вторична амазонитовая окраска.

*А. Е. Ферсман. Путешествия за камнем. М., Госиздат. 1956, с. 85.

Обсуждение этой генетической проблемы могло остаться частным вопросом пегматитогенеза, если бы в середине текущего столетия не были открыты крупные массивы амазонитовых гранитов и не стали известны провинции амазонитосодержащих пород. Весьма примечательно, что в некоторых массивах такого типа, были выявлены промышленные содержания ряда редких элементов. Кроме того, соответствующие оценки позволили одни разновидности амазонитовых гранитов считать пригодными только для использования в качестве облицовочного камня, а другие – рекомендовать как потенциально перспективное сырье на комплекс литофильных редких элементов. Как и в пегматитовых месторождениях, амазонитизация гранитов по масштабам оказалась соизмеримой и вместе с тем тесно связанной с процессами альбитизации, грейзенизации и формирования оруденения. Именно поэтому вновь вспыхнула дискуссия о практическом использовании амазонита как поискового признака на определенные типы месторождений, а также о сопоставимости петрологического значения амазонитизации и других постмагматических процессов. Уместно вспомнить о том, что в свое время аналогичная ситуация сложилась при обсуждении особенностей альбитизации гранитоидов, которая, как это было установлено впоследствии, происходит в различные позднепостмагматические этапы становления гранитных интрузий, имеет различные структурно-морфологические формы проявления и различное рудоконтролирующее значение.

Не совсем ясными представляются в настоящее время и геохимическая сущность процесса амазонитизации, и его отличительные особенности. Это, в свою очередь, требует проведения всестороннего исследования амазонитосодержащих парагенезисов, включающего выявление характерных особенностей химизма всех минералов этих парагенезисов. Согласно данным ряда исследователей, в амазонитах фиксируются повышенные, по сравнению с ассоциирующими калиевыми полевыми шпатами обычных (неамазонитовых) окрасок, содержания рубидия, цезия, свинца, таллия и некоторых других элементов. Однако, несмотря на существование большого числа работ, в которых в той или иной мере обсуждаются детали химического состава амазонского камня, до сих пор точно не установлены пределы изоморфной емкости этого минерала к редким и рассеянным элементам и их типичные концентрации в амазонитах из различных генетических типов горных пород. Отметим, что указанные особенности состава амазонитового полевого шпата позволяют считать его весьма перспективным минералом для определения абсолютного возраста амазонитосодержащих пород тремя основными методами изотопного анализа – калий-аргоновым, рубидий-стронциевым и уран-свинцовым – с проверкой согласованности получаемых результатов в широком диапазоне выявляемых возрастов.

Обнаруженные в последние годы эффузивные аналоги амазонитовых гранитов мезозойского возраста (так называемые онгониты), а также амазонитовые пегматиты альпийского возраста дают возможность говорить о широком диапазоне геологических условий нахождения амазонита и вследствие этого о необходимости постановки вопроса о типоморфном значении этого минерала.

Полемичность многих представлений об амазоните является прямым следствием наличия множества рассеянных в литературе разрозненных све-

дений, нередко кажущихся противоречивыми или оставшихся без объяснения из-за несистематичности и фрагментарности проведенных исследований. Состояние изученности амазонита станет достаточно ясным, если учесть, что даже тем вопросам, которые прежде всего и определяют данную проблему, – геологической позиции этого минерала во всех возможных масштабах и характеристике окраски, ее спектроскопической и колориметрической оценке – в литературе не уделяется достаточного внимания. Не удивительно поэтому, что пока не удавалось уверенно сформулировать необходимые и достаточные условия появления амазонитовой окраски и, следовательно, прогнозировать возможность образования амазонита в разных породах, месторождениях, регионах. Ни в одной из многочисленных работ, посвященных амазониту, не ставилась задача полностью осветить данную проблему с позиций комплексного исследования этого минерала. В литературе отсутствуют данные о специальном изучении его типоморфных особенностей, совершенно недостаточно охарактеризованы геологическая позиция, парагенезисы, онтогенез и природа окраски амазонитового полевого шпата, нуждается в пересмотре и уточнении и само понятие „амазонит“.

По мнению авторов данной работы, существование разноречивых, исключающих друг друга суждений по отдельным вопросам амазонитовой проблемы обусловлено в первую очередь нечеткостью представлений о геологической позиции амазонита, детальный анализ которой – необходимое условие правильного освещения теоретических и прикладных аспектов рассматриваемой проблемы. Ввиду этого в настоящей работе прежде всего суммируются и обобщаются все известные и полученные в ходе предпринятого исследования сведения о геологической позиции, строении, минералого-геохимических и других особенностях амазонитосодержащих пород. Проведенный анализ всех этих материалов совместно с рассмотрением особенностей амазонита из разных генетических типов пород и формаций позволяет по-новому подойти к амазонитовой проблеме, имея в виду как ее генетико-теоретический, так и прикладной аспект.

К настоящему времени амазонит известен на всех континентах (за исключением Антарктиды), выявлено более 100 крупных месторождений, где он, как правило, относится к главным породообразующим минералам. Таким образом, можно считать установленным факт не столь редко, как это считалось ранее, нахождения этого минерала в природе. Один перечень районов, в которых обнаружен амазонит (в нашей стране и за рубежом) включает более 200 наименований, причем к их числу в значительной степени условно отнесены целые провинции амазонитосодержащих пород (Кольский полуостров, Ильменские горы, Забайкалье и т. п.). Так, в пределах только одного пегматитового поля на Кольском полуострове (а таких полей несколько) найдено свыше 100 пегматитовых жил с амазонитом. Немного меньше открыто амазонитосодержащих пегматитов в Ильменогорском жильном поле на Южном Урале, Северном Прибайкалье. Несколько десятков массивов амазонитовых гранитов выявлено в Казахстане, Забайкалье и других регионах. Эти факты еще раз подтверждают необходимость проведения переоценки устаревших представлений о распространенности амазонита в природе и его значении.

В полевой обстановке авторы данной работы уделяли особое внимание изучению геологических условий нахождения, строения, минерального состава

ва амазонитсодержащих пород, а также главных парагенезисов, условий локализации и онтогенических особенностей различных генераций амазонита. Эти исследования послужили фактической основой для суждений о существовании генетических связей между процессами альбитизации, грейзенизации и оруденения. В связи с этим важными для обсуждения представились вопросы правомерности введения термина „амазонитизация“, анализа термодинамических и физико-химических условий процесса образования амазонита, „первичности“ или „вторичности“ характера амазонитовой окраски.

К основным задачам лабораторного изучения этого минерала относились выявление типоморфных признаков амазонита из различных генетических типов пород, определение его изоморфной емкости к редким элементам, структурного состояния, природы окраски, внутреннего строения, получение количественной оценки цвета.

При исследовании амазонита авторы стремились получить информацию, находящуюся в фокусе важнейших проблем современной минералогии. На примере этого минерала можно еще раз показать огромную значимость минералогических методов поисков и оценки ряда типов месторождений полезных ископаемых, поскольку после проведения детальнейших исследований его конституционных особенностей и свойств удается обоснованно судить о генезисе амазонитсодержащих пород, их возрасте, прогнозировать места локализации полезной минерализации. Но и сам амазонский камень, содержащий ряд редких элементов-примесей, может стать (учитывая переоценку представлений о его распространенности в природе) и новым видом минерального сырья, и надежным геохронометром.

Весьма важным моментом, понимание которого способствовало работе, стало принятое всеми авторами положение о многоликости амазонита, о существовании целого ряда его разновидностей, что заставило по-новому осветить связь различных свойств и особенностей конституции амазонита с геологическими условиями его нахождения, дать современную интерпретацию природы окраски этого минерала и возможностей его использования в качестве типоморфного и поисково-оценочного признаков.

1.1. ОТКРЫТИЯ И ИССЛЕДОВАНИЯ, ПРОВЕДЕННЫЕ ДО КОНЦА XIX в.

В эпоху качественно-описательной минералогии, длившейся с древнейших времен вплоть до конца XVIII в., сведения о полевых шпатах – главнейших породообразующих минералах – были чрезвычайно скудны. В минералогических трактатах, относящихся к концу данного периода, полевые шпаты различались только по цвету, иногда для этой цели использовались фрагментарные качественные, часто неточные, данные о их химическом составе.

Материалом для первых количественных наблюдений и обобщений с помощью методов химии и кристаллографии послужили образцы полевых шпатов из ряда месторождений Европы и России, собранные естествоиспытателями того времени в ходе многочисленных экспедиций и путешествий. Среди найденных и исследованных образцов почти всеми путешественниками-геологами упоминается зеленый полевой шпат из Чебаркуля (Ильменские горы).

Вскоре после открытия в 1797 г. М. Г. Клапротом нового химического элемента – калия – Г. Вокелен выполнил химический анализ „зеленого полевого шпата из Сибири” и установил его принадлежность к существенно калиевой разновидности. Эти анализы, дающие представление о составе калиевых полевых шпатов, впервые в 1801 г. привел Р. Ж. Гаюи в своем известном труде „Минералогия”. В это время уже были известны результаты еще более раннего проведенного А. Биндгеймом химического анализа зеленого полевого шпата, местонахождение которого не указывалось; этот полевой шпат содержал примесь меди, что позволяло просто объяснить окраску минерала. И хотя в анализе Г. Вокелена медь не была установлена, А. Брейтгаупт,* а затем в 1866 г. Н. И. Кокшаров, ссылавшийся на исследования К. Ф. Платтнера, также считали этот элемент ответственным за окраску амазонита. Авторитет этих исследователей послужил в дальнейшем причиной многих попыток отыскать в амазоните примесь меди. Забегая вперед, мы должны отметить, что только в 1969 г. была открыта совершенно особая разновидность голубовато-зеленого полевого шпата, названная С. А. Руденко и А. Я. Вохменцевым плагиоклаз-амазонитом, окраска которого действительно оказалась обусловленной примесью меди. Возможно, что проанализированные в XVIII в. образцы представляли собой подобные плагиоклазы.

Уже в XIX в. некоторые исследователи, не находя, несмотря на все попытки, медь в амазоните, отвергали мнение о том, что присутствие этого элемента было причиной окраски камня. В 1876 г. известный минералог А. Де-Клуазо первый отметил способность амазонита терять окраску при нагревании до температуры красного каления. „Это обстоятельство, равно как постоянная потеря при прокаливании, наблюдавшаяся при анализах, служит некоторым доказательством, что цвет амазонскому камню сообщают некоторые органические вещества”, – так излагал выводы А. Де-Клуазо в 1891 г. Г. Г. Лебедев,

* Согласно А. Брейтгаупту, К. Ф. Платтнер нашел в „одном фельзите из Плиц (Саксония), который, вероятно, относился к амазониту”, 0,8% оксида меди.

тоже утверждавший в своей „Минералогии“, что зеленый цвет амазонского камня не обязан, как думали прежде, примеси небольшого количества оксида меди. Наличие очень небольшого количества органического вещества в амазоните было подтверждено К. К. Матвеевым в 1947 г. в ходе специальных экспериментов. Однако ни в одной из этих работ (как и в более поздних работах, например В. Н. Фроловской и др.) не содержалось прямых доказательств обусловленности окраски амазонита примесью битумов.

Таким образом, к концу прошлого века первая из известных гипотез о причине окраски амазонита оказалась уже в значительной степени дискредитированной, а выдвинутая ей на смену „органическая“ гипотеза также не была достоверно обоснована. Несомненной оставалась лишь доказанная еще в начале XIX в. принадлежность амазонита к существенно калиевой разновидности полевого шпата.

К этому же периоду относятся первые исследования другой важной особенности конституции амазонита – его кристаллической структуры, которая изучалась с кристаллографических позиций. До начала 20-х годов XIX в. все известные тогда разновидности полевого шпата, в том числе лабрадор, адуляр, альбит, а также амазонский камень, считались моноклинными. Р. Ж. Гаюи в 1801 г. предложил для них общий термин „ортоклаз“, отражающий способность минерала раскалываться под прямым углом. Первые измерения углов между плоскостями спайности полевых шпатов, выполненные в 1823 г. Г. Розе, позволили обнаружить триклинную симметрию альбита, лабрадора и анортита и отделить последние от „собственно полевого шпата“, к которому, в частности, принадлежал амазонский камень. В 1817 г. А. Брейтгаут разделил все полевые шпаты на ортокластические и плагиокластические, относя амазонский камень, названный им амазонитом, к группе последних. В 1830 г. этот же минералог описал „зеленый фельдшпат из Гренландии“, который раскалывался под прямым углом и потому был назван микроклином.

В известном труде „Материалы для минералогии России“ Н. И. Кокша-ров в 1866 г. дал определение амазониту как разновидности ортоклаза, но вместе с тем, ссылаясь на исследования А. Де-Клуазо, писал: „... не все без исключения кристаллы амазонского камня принадлежат к одноклиномерной системе, напротив, некоторые из них относятся к триклинной системе. Все кристаллы, имеющие густой зеленый цвет и малопрозрачные, принадлежат к триклинномерной системе; напротив, кристаллы амазонского камня более прозрачные и частями зеленые, суть одноклиномерные кристаллы“. Эти наблюдения, оставшиеся либо незамеченными, либо недооцененными исследователями того времени, по существу предвосхитили полученные столетием позже выводы о связи окраски амазонита со структурными особенностями этого камня.

Позднее А. Де-Клуазо, исследуя образцы амазонита из Мурзинки, отчетливо установил его триклинную оптическую ориентировку и окончательно (после А. Брейтгаупта) выделил микроклин в качестве самостоятельного вида калиевого полевого шпата. Таким образом, в последней четверти прошлого столетия в литературе прочно утвердилось представление об амазоните как о триклинной модификации калиевых полевых шпатов.

1.2. ИССЛЕДОВАНИЯ АМАЗОНИТА В ПЕРВОЙ ПОЛОВИНЕ XX в.

В 1913 г. В.И. Вернадский первым обратил внимание на высокое содержание рубидия (до 3,12% Rb_2O) в ильменском амазоните, упомянув однако, что некоторые ортоклазы еще более обогащены этим элементом.

Полученные В. И. Вернадским данные нашли подтверждение гораздо позже – в 1935 г., после того как Ю. М. Толмачев и А. Н. Филиппов, изучив химический состав амазонитов из различных месторождений Урала, Кольского п-ова, о. Мадагаскар и плато Колорадо, установили наличие в них заметных, но сильно варьирующих в зависимости от местонахождения камня количеств рубидия. Рассматривая это как характерную особенность амазонитов, авторы, кроме того, отметили во всех образцах следы свинца, но связи между последним и окраской не обнаружили.

На основании результатов собственных исследований, полученных в 1938 г., В. М. Гольдшмидт с соавторами посчитали присутствие рубидия в амазоните необходимым условием для появления зеленой окраски калиевого полевого шпата. Еще позже, в 1954 г., В. М. Гольдшмидт, отказавшись от своей предыдущей гипотезы, предположил, что окраску амазонита могут вызвать атомы или ионы таллия, возбужденные естественной радиацией.

В 1939 г. Н. П. Капустиным была выявлена корреляционная зависимость интенсивности окраски амазонитов от содержания в них рубидия, что, к сожалению, некоторым исследователям (К. К. Жиров и др., Г. С. Плюснин) было воспринято чуть ли не в качестве курьеза. Отметим, что Н. П. Капустин измерял интенсивность окраски по величине максимума отражения (или пропускания). Для того периода это можно считать несомненным экспериментальным достижением и вполне приемлемым в методическом плане. Позднее его работа неоднократно проводилась в качестве доказательства существования связи амазонитовой окраски с содержанием рубидия [5]. С позиций современных представлений о природе окраски минералов роль рубидия как центра или „предцентра” окраски маловероятна, однако уже сам факт присутствия рубидия в амазонитах не случаен и, как будет показано далее, находит свое место в совокупности причин, определяющих явление амазонитизации в целом.

В это же время наметились и стали быстро развиваться новые аспекты амазонитовой темы – геологический, генетический, прикладной.

Истоки новых интересов к амазониту, по существу, следует датировать временем интенсивных разработок ильменских амазонитовых копей, т. е. прошлым столетием. Именно тогда была замечена тесная связь амазонита с топазом, рядом редких „черных” минералов (колумбитом, фергусонитом), а также такими редкими и специфическими минералами, как криолит, хиолит и т. д. Среди горщиков в Ильменах было хорошо известно и поисковое значение амазонита как верного признака „богатого самоцвета”.

С первых десятилетий настоящего столетия началось научное изучение Ильменских гор. В 1928 г. Е. О. Коптева-Дворникова охарактеризовала минеральный состав и особенности внутреннего строения топаз-амазонитовых жил, отметив, в частности, что в переходной зоне от письменного гранита к центральной, сложенной амазонитом и кварцем, в большинстве случаев распространены альбит и обычно концентрируются редкометалльные, редкоземельные минералы и минералы с летучими компонентами.

Первые обобщения по геологии, минералогии и генезису амазонита были сделаны А. Е. Ферсманом [12]. В разработанной им классификации гранитных пегматитов амазониты отмечаются в составе первых четырех типов вместе с минералами фтора, бериллия, бора и редких элементов – урана, ниобия, тантала, иттрия и др. Им были установлены определенные отличия состава и геологической позиции этих пегматитов (см. раздел 5.2). Согласно гипотезе А. Е. Ферсмана, амазонит в пегматитах кристаллизовался из расплава-раствора в одну из поздних (пегматоидных) геофаз, т. е. при температурах 600–500 °С. Вместе с тем, он указывал, что нередко “отложение амазонского камня происходит в еще более раннюю либо позднюю фазы – письменного гранита и пневматолитовую, для которых температуры образования составляют соответственно 700–600 °С и 500–400 °С” [12, с. 327].

Новую, принципиально отличающуюся от изложенной, точку зрения о генезисе амазонита предложил и развил А. Н. Заварицкий [5]. При описании амазонитовых копей Ильменского заповедника он обратил особое внимание на характер распределения разноокрашенных участков микроклина, подчеркнув, что существуют постепенные переходы от обычных калиевых полевых шпатов к амазониту, а кристаллы последнего обладают яркой окраской лишь со стороны пустот или жилок кварца. В результате, по его мнению, создается впечатление позднейшего изменения окраски полевого шпата под действием остаточного раствора, своего рода процесса „амазонитизации” полевого шпата. Основываясь на полученных ранее экспериментальных данных Н. П. Капустина, А. Н. Заварицкий интерпретировал амазонитизацию как процесс ионно-метасоматического замещения части ионов калия и микроклина ионами рубидия.

В 1940 г. в юго-западном Прибалхашье геологами С. И. Летниковым и Б. С. Дмитриевским был описан ранее неизвестный генетический тип амазонитсодержащих пород – амазонитовые граниты*. Это открытие и особенно серия последовавших за ним новых открытий вновь стимулировали повышение интереса геологов к амазонскому камню. Как следует из описания С. И. Летникова и Б. С. Дмитриевского, амазонитовым гранитам сопутствует серия их жильных производных – амазонитовых гранит-амплитов, амплитов и пегматитов. По мнению первооткрывателей, амазонитовые граниты должны были заинтересовать геологов как по комплексу проявленного в них редкометалльного оруденения, так и по возможному проявлению их использованию в качестве красивого облицовочного камня.

1.3. ИССЛЕДОВАНИЯ ПОСЛЕДНИХ ДЕСЯТИЛЕТИЙ

В этом разделе рассмотрим вначале итоги разнообразных работ, в которых окраска амазонита обсуждалась только в связи с особенностями его состава и структуры без привлечения специальных спектрометрических методов.

На протяжении последних десятилетий некоторые исследователи (М. Г. Исаков, В. П. Куц) по-прежнему приписывали рубидию роль окрашивающего

* Впервые амазонитовые граниты были обнаружены в 1934 г. А. К. Жерденко в Джурнгарском Алатау.

элемента, приводя в пользу этой гипотезы лишь данные химико-спектральных анализов амазонитов. Другие исследователи (Э. Н. Елисеев, К. К. Жиров, С. М. Стишов, А. Я. Вохменцев и др.), напротив, обратили внимание на то, что встречаются амазониты как с высоким содержанием рубидия, так и бедные им, а также отмечаются обычные калиевые полевые шпаты с большими, чем в амазонитах, содержаниями этого элемента. Эти факты способствовали тому, что значение рубидия как хромофора впоследствии стало отрицаться (Г. С. Плюснин и др.)

В противовес „рубидиевой“ гипотезе начинают появляться работы, посвященные роли железа в окраске амазонитов (Э. Н. Елисеев и др.). При химических анализах в амазонском камне постоянно устанавливались обе валентные формы железа, которые, как известно, и принимают непосредственное участие в окрасках многих минералов, в том числе и полевых шпатов (А. Я. Вохменцев, М. Н. Остроумов). Именно поэтому, а также принимая во внимание результаты экспериментального измерения окрасок амазонита (подробнее см. далее), полагалось, что различные формы железа оказывают действительное влияние на амазонитовую окраску калишпатов. Однако развивались и другие представления, отвергавшие окрашивающую роль этого элемента (К. К. Жиров и др., Г. С. Плюснин, С. Тейлор). Не найдя значительных различий в составах разноокрашенных микроклинов (по целому ряду элементов, в том числе и железа), С. Тейлор с соавторами вообще отказались от мнения, что окраска амазонита связана с его химическим составом. Отметим также категорическое заключение Г. С. Плюснина, сделанное им на основании измерения магнитной восприимчивости нескольких образцов амазонитов различной окраски, проведенного до и после прокаливания при 900°C; Fe^{2+} в амазонитах отсутствует; по данным ЭПР, железо присутствует в амазонитах только в трехвалентном состоянии.

Как можно убедиться, все упомянутые гипотезы не давали полного и удовлетворительного объяснения причины окраски минерала. Это обстоятельство привело к появлению целого ряда новых предположений о природе амазонитовой окраски.

И. Офтедаль в 1954 г., изучая геохимию амазонитовых пегматитов Южной Норвегии, обратил внимание на привнос в процессе амазонитизации заметных количеств фтора. Это позволило ему высказать мнение о связи окраски амазонита с примесью этого элемента, ионы которого замещают ионы кислорода, создавая таким образом нестабильное распределение зарядов и, как следствие, окраску [15]. Используя данные о люминесценции и радиоактивном облучении прокаленных амазонитов, а также ссылаясь на их химические анализы, К. Шибрам в 1959 г. предположил, что окраску амазонита следует считать радиогенной и обусловленной примесью марганца.

К. К. Жиров с соавторами в 1959 г. впервые акцентировали внимание на двух-трехкратном обогащении свинцом амазонитов, по сравнению с ассоциирующими калиевыми полевыми шпатами обычных окрасок. Ими было установлено, что содержание свинца в амазонитах из разных месторождений изменяется от 0,008 до 0,082% (в нескольких случаях до десятых долей процента), при этом более интенсивно окрашенным разностям соответствуют и более высокие концентрации свинца.

Другим направлением изучения окраски амазонитов были работы по

их структурному состоянию. Авторы некоторых исследований (Ф. Т. Сандфорд, Т. Хедвал), не находя доказательств участия тех или иных примесных элементов в окрашивании амазонита, пытались объяснить окраску только влиянием тонких структурных несовершенств (дефектов) микроклина, но характер последних в этих работах не рассматривался. Появление дефектов связывалось с процессами ионного замещения [15]. К началу 60-х годов в литературе стало довольно распространенным представление С. М. Стишова о „дефектной” природе окраски амазонита, конкретная модель центра окраски которого базировалась на примесном ионе свинца.

Впервые детальная структурная характеристика амазонита была приведена в 1964 г. в работе Л. А. Ратиева и Х. Н. Пулиева, которые методами рентгеноструктурного анализа и ИК-спектроскопии доказали, что он принадлежит к наиболее высокоупорядоченной разновидности калиевого полевого шпата – максимальному микроклину. Это обстоятельство, а также известные факты о термическом обесцвечивании амазонита [15] и уменьшении Al – Si-упорядоченности микроклинов при нагревании позволили авторам предположить, что одним из необходимых условий для появления амазонитовой окраски следует считать максимальную степень структурной упорядоченности калиевого полевого шпата.

Новые важные данные о структуре амазонитов из амазонитовых гранитов Казахстана получил в 1967 г. А. Н. Бугаец [1]. Он установил, что большинство амазонитов из гранитов относится к промежуточному триклинному ортоклазу или крипторешетчатому микроклину, меньшая часть их, а также амазониты из жильных производных гранитов – к максимальным микроклинам. А. Н. Бугаец подчеркивает, что в явлении амазонитовой окрасивания полевых шпатов существенную роль играют упорядочение и отсутствие альбитового компонента. По наблюдениям автора, амазонитовая окраска может возникнуть только в высокой степени упорядоченных калиевых полевых шпатах, претерпевших распад, сегрегацию и очищение от альбитового компонента.

На примере амазонитов из гранитов и связанных с ними пегматоидных и гидротермальных жил Л. Г. Фельдманом с соавторами [1] было доказано, что наблюдается постепенное (параллельное с усилением интенсивности амазонитовой окраски или даже опережающее его) упорядочение калиевого полевого шпата, выражающееся в появлении в зернах двойниковой решетки (сначала неясной, затем все более отчетливой) и соответствующем возрастании величин угла оптических осей и рентгеновской триклинности. Отметим, что эти представления, по существу, подтверждают (но на новом уровне) забытые наблюдения А. Де-Клуазо (см. раздел 1.1). Авторы пришли к выводу, что процесс упорядочения калиевых полевых шпатов, заключающийся в первую очередь в упорядочении Al и Si, сопровождается также упорядочением K^+ и изменением межатомных расстояний K–O. В результате ослабления связей в неэквивалентных структурных позициях концентрируются те элементы-примеси, которые формируют дефектные центры амазонитовой окраски. В рассмотренной работе уже вполне определенно наметилось стремление увязать прежде разрозненные данные о химическом составе (Pb, Rb, OH и др.) и структурном состоянии калиевых полевых шпатов с амазонитовой окраской.

Б. М. Шмакин, исследовавший в 1968 г. амазониты из ряда пегматитовых месторождений, считал необходимым условием появления амазонитовой ок-

раски в калиевых полевых шпатах сочетание двух факторов – высокой упорядоченности и повышенного содержания элементов-примесей. По мнению этого исследователя, развитие амазонитовой окраски – прежде всего следствие упорядочения кристаллической структуры минерала, обесцвечивание его при нагревании приводит к перестройке структуры из триклинной в моноклинную, а последующее воздействие рентгеновскими лучами способствует обратному переходу полевого шпата в триклинную модификацию и восстановлению амазонитовой окраски. Б. М. Шмакин отмечал также, что характерное для амазонитов решетчатое двойникование при прокаливании исчезает, а при воздействии жесткого облучения появляется вновь. К сожалению, эти выводы не были подтверждены количественными измерениями окраски и структурного состояния амазонитов после нагревания и последующего рентгеновского облучения.

Зависимость окраски амазонита от его структурного состояния в настоящее время, по-видимому, не вызывает сомнения. Следует подчеркнуть уже упоминавшуюся общую особенность такой зависимости – повышение интенсивности амазонитовой окраски по мере увеличения структурной упорядоченности. Естественным следствием этого является представление об амазоните как о целом ряде структурных модификаций калиевого полевого шпата [9], в котором максимально упорядоченная разновидность (максимальный микроклин) считается только крайним, наиболее интенсивно окрашенным членом, – вопреки утверждению А. Я. Косалса о том, что амазонит всегда представлен максимальным микроклином.

Перейдем теперь к характеристике исследований амазонитовой окраски, проведенных на основе разнообразных спектрометрических методов и лабораторных экспериментов.

Специальное изучение возможного участия примесных d -элементов в окрашивании амазонита было выполнено Э. Н. Елисеевым в 1949 г. Опираясь на исследования спектров пропускания амазонита, автор сделал вывод о связи полосы поглощения в области 600–650 нм с ионами оксида железа (II), а явления обесцвечивания амазонита при нагревании и частичного восстановления окраски после облучения объяснил процессами окисления – восстановления $Fe^{2+} \rightleftharpoons Fe^{3+}$.

Одним из существенных аргументов в пользу своего предположения Э. Н. Елисеев считал появление после прокаливания образцов вторичной желтой или бурой окраски, формально соответствующей по тональности и характеру оптического поглощения окраске полевых шпатов, содержащих неструктурную форму железа. Эти наблюдения неоднократно подтверждались позднее экспериментами других исследований (К. К. Жиров и др., А. Я. Вохменцев и М. Н. Остроумов), отмечавших, однако, что не все образцы амазонитов после прокаливании приобретают желто-бурые оттенки; некоторые при термическом обесцвечивании становятся белыми.

Последующая критика этой гипотезы основывалась главным образом на двух моментах: 1) низком содержании железа, особенно Fe^{2+} в микроклинах, в том числе и в амазонитах; 2) отсутствии корреляции между интенсивностью окраски амазонитов и содержанием в них железа. Эти аргументы на первый взгляд действительно веские: суммарное содержание примеси железа в микроклинах ($Fe_2O_3 + FeO$) в редчайших случаях достигает 1%, а в уникальных образцах желтого ферриортоклаза из пегматитов о. Мадагаскар концентрация Fe_2O_3 не превышает 1%. В амазонитах же максимальное содержа-

ние Fe_2O_3 составляет 0,5%, а FeO – 0,1% [7], т. е. колеблется в пределах ошибки традиционных методов химического разделения оксидов железа II и III. Естественно, располагая только результатами химических анализов амазонитов, вряд ли можно говорить о какой-то корреляции, хотя некоторые качественные зависимости заслуживают внимания. Так, М. Н. Остроумовым и другими было установлено, что общее содержание железа в амазонитах и особенно отношение $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ влияет на положение длинноволновой (625–710 нм) полосы поглощения амазонита и ее интенсивность – в голубых амазонитах значение этого отношения минимальное (0,17), в зеленых разностях оно достигает 1,33.

Достаточно обоснованной представляется гипотеза о связи окраски амазонита с вхождением в его структуру ионов свинца, впервые высказанная и экспериментально подтвержденная в 1959 г. К. К. Жировым с соавторами, а впоследствии развиваемая А. С. Марфуниным Л. В. Бершовым. Вскоре вслед за упомянутыми появились работы, доказывающие правомерность новой гипотезы. В них, как правило, приводились результаты тщательных химических анализов, свидетельствующие о повышенной концентрации свинца в амазонитах по сравнению с обычными калишпатами (В. П. Куц, Х. Макарт, А. Прайзингер).

В то же время эта гипотеза в том виде, как она была изложена ее авторами, также не давала исчерпывающего объяснения окраски амазонита. Это послужило основанием для создания новых усовершенствованных вариантов „свинцовой“ гипотезы. Авторы одного из них [13], отметив прямую зависимость между интенсивностью окраски амазонита и содержанием в нем свинца, полагают, что смена окраски зависит, возможно, от электронного перехода $\text{Pb}^{2+} + \text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Pb}^{3+} + \text{Fe}^{2+}$. По существу, это была первая серьезная попытка анализа многопричинности явления амазонитового окрашивания. В другом варианте [1] амазонитизация связывалась с замещением калия рубидием и свинцом, а кислорода – фтором и гидроксидом (группой OH), что приводит к „неуравновешенному“ структурному состоянию полевого шпата и возникновению дефектных центров амазонитовой окраски.

Крайнюю точку зрения высказали в 1971 г. Ф. Чех, З. Мизар, П. Повондра, детально изучившие зеленые свинецсодержание (до 1,19% PbO) ортоклазы из месторождения Брокен-Хилл (Австралия) и полагавшие, что присутствие свинца является причиной зеленой окраски не только микроклинов, но и всех других полевых шпатов. По этой причине они поставили вопрос об объединении под названием амазонит всех полевых шпатов с зеленой окраской.

Данные Г. С. Плюснина свидетельствовали в пользу связи амазонитовой окраски с содержанием не только свинца в позиции калия, но и воды или группы OH в структуре амазонита. Рассматривая гидроксильную группу в качестве зарядового компенсатора при гетеровалентном изоморфизме $\text{K}^+ \rightarrow \text{Pb}^{2+}$, он считал, что результатом вхождения ее в структуру полевого шпата является смещение характерной для амазонита полосы поглощения минералов, и, как следствие, зеленое или голубое его окрашивание. Отметим также весьма интересные опыты Г. С. Плюснина по нагреванию амазонита в разных средах. По его данным, подтверждающим более ранние опыты И. Офтедаля [15], амазонит полностью обесцвечивается при нагревании на воздухе в течение более 10 ч. при температуре 250–270°C. При нагревании такого же образца в авто-

клавe с дистиллированной водой при температуре 300°C и давлении 7 МПа в течение 2 сут зеленый амазонит не теряет окраску, а приобретает отчетливый голубой оттенок. По мнению авторов данной работы, этот опыт однозначно свидетельствует о том, то основная для амазонита полоса поглощения 630–640 нм не связана непосредственно с электронными или дырочными центрами, обладающими термической устойчивостью 300°C и менее. Однако незначительное уменьшение интенсивности максимума отражения и изменение тональности цвета могут быть следствием разрушения каких-то второстепенных (для данного образца) центров окраски, что вызывало появление зеленых оттенков. С другой стороны, очевидно, что водная среда препятствует разрушению амазонитовой окраски и, возможно, служит одной из причин развития амазонитизации.

Существенное значение структурным формам воды в процессе окрашивания амазонита придают А. М. Гофмейстер и Г. Р. Росман [14], полагающие, что в процессе γ = облучения молекулы воды диссоциируют с образованием HO и OH^\ominus . Эти радикалы, представляющие собой эффективные электронные ловушки, играют важную роль в образовании дырочных центров окраски (например, типа O^-), а также в процессах валентных превращений примесных ионов свинца в структуре амазонита.

Дальнейшее развитие „свинцовой“ гипотезы связано с первыми исследованиями ЭПР амазонитов, выполненными в 1970 г. А. С. Марфуниным и Л. В. Бершовым. Они установили, что только в амазонитах наблюдается электронный центр Pb^+ ($\text{Pb}^{2+} + e^-$), который при нагревании исчезает одновременно с окраской и потому может считаться причиной ее появления.

Проведенное в 1973 г. А. Н. Таращаном с соавторами изучение спектров поглощения и люминесценции, а также термолюминесценции и термообесцвечивания амазонитов позволило получить другие доказательства участия свинца в окраске этого минерала [11]. В спектрах амазонитов были выявлены три характерные полосы поглощения с максимумами при 255 (наиболее интенсивная), 390 и 625 нм, из них две последние объясняют окраску амазонита. Полоса УФ=области, для которой была установлена прямая зависимость интенсивности от концентрации свинца, обусловлена, по мнению авторов, электронным переходом $1S_0 \rightarrow 3P_1$ в ионе Pb^{2+} . В отличие от спектров люминесценции обычных полевых шпатов с двухполосным излучением (при 470 и 730 нм), в спектрах люминесценции амазонитов наблюдалась полоса около 285 нм, приписанная переходу $3P_1 \rightarrow 1S_0$ в Pb^{2+} . Отсутствие максимумов термообесцвечивания в полосе 285 нм в области термообесцвечивания амазонитов позволило этим исследователям высказать предположение о существовании в полевых шпатах двух структурно-неэквивалентных положений Pb^{2+} , определяющихся характером локальной компенсации. Большая часть этих ионов, изоморфно замещающих ионы калия, обладает стабильным двухвалентным состоянием и выступает только в роли центров свечения; ионы Pb^{2+} , не имеющие зарядовой компенсации, способны при возбуждении изменять валентность и, по-видимому, играть существенную роль в формировании центров окраски природных амазонитов.

В одной из последних по времени проведения работ [14] также отдается предпочтение этой гипотезе. В ней окраска амазонита объясняется электрон-

ными переходами в ионах Pb^{3+} или Pb^{2+} , образующимися в результате захвата дырки или электрона примесными ионами Pb^{2+} под действием природной радиации. Авторы, проводя аналогию между оптическими спектрами амазонита и $KCl: Tl^{2+}$, склоняются к тому, что основным хромофором амазонитов следует считать Fe^{3+} .

Подводя итог обсуждению различных гипотез о причине амазонитового окрашивания полевых шпатов, можно с уверенностью констатировать, что окраска амазонитов имеет сложную природу, т. е. обусловлена совокупностью нескольких факторов, не только не исключают друг друга, но и являющихся обязательными компонентами сложного процесса амазонитизации.

При анализе литературы, посвященной окраске амазонита, обращают на себя внимание следующие обстоятельства. Во-первых, это недостаточная изученность самой окраски. Широко известно визуально замечаемое разнообразие цветов амазонитов, однако проведенные спектрометрические работы не отражают действительной картины изменчивости этого свойства. Во-вторых, в этих работах при сопоставлении оптических спектров амазонитов, содержащих те или иные элементы-примеси, обычно принимается в расчет только один параметр спектров интенсивность полосы поглощения, объясняющей специфическую окраску, и не учитывается смещение этой полосы по длинам волн. И, наконец, отметим, что среди множества гипотез, так или иначе объясняющих причину амазонитовой окраски, пока еще нет такой, которая бы удовлетворительно трактовала сложную природу окраски амазонитового полевого шпата.

Генетические аспекты амазонитовой проблемы в последнее время после обнаружения и детального изучения крупных массивов амазонитовых гранитов вновь привлекли внимание ряда геологов. Исследователи, изучавшие эти породы и связанные с ними пегматоидные и гидротермальные образования, выдвинули гипотезу о двойственной природе амазонита, т. е. о возможности формирования этого минерала двумя способами: в основном в результате процесса амазонитизации калиевых полевых шпатов в границах и в меньшей мере путем непосредственной кристаллизации амазонита в жильных производных [1].

Наряду с такими представлениями продолжают существовать и другие гипотезы, которые вполне однозначно трактуют генезис амазонита и по сути соответствуют известным представлениям А. Е. Ферсмана и А. Н. Заварицкого. Среди последователей А. Е. Ферсмана (В. И. Коваленко, Н. И. Коваленко и др.) остается признанной гипотеза, согласно которой амазонит, развитый в различных генетических типах пород, непосредственно кристаллизуется из магматического расплава, обогащенного летучими компонентами и редкими элементами. Сторонники второго направления связывающие генезис амазонита с послемагматическими процессами, обсуждают в основном вопрос о том, что понимать под процессом амазонитизации. Одни (А. А. Беус и др.) рассматривают его как метасоматическую переработку ранее раскристаллизованных гранитов, полагая, что появление амазонита связано с поздней микроклинизацией (калишпатизацией), другие – как особый процесс окрашивания сформированного ранее калиевого полевого шпата гранитов, происходивший вслед за процессами альбитизации и грейзенизации [1].

В заключение следует упомянуть о том, что в литературе не получил

достаточного освещения важным с практической точки зрения вопрос о поисковом значении амазонита. По сути, только в одной работе [1] осуществлен серьезный анализ связей между рудоносностью гранитов и развитием в них процесса амазонитизации. Рассматривая наличие амазонита как поисковый признак на обнаружение в гранитах танталовых минералов, авторы данной работы считают, что отсутствие его в гранитных массивах не может служить показателем безрудности. В то же время они указывают на амазонит как на благоприятный признак проявления в гранитах процессов грейзенизации и альбитизации и связанного с ними оруденения. Такая противоречивая оценка поискового значения амазонита вызвана, вероятно, тем, что конкретные особенности конституции и свойств этого калиевого полевого шпата неодинаковы в различных по рудоносности гранитных массивах. Эти особенности в каждом случае следует обязательно учитывать или, иными словами, в каждом случае необходимо проведение комплекса детальных исследований состава, структуры, окраски, люминесценции и других свойств данного минерала.

К сожалению, и сторонники использования амазонита в поисково-оценочной практике не приводили серьезных аргументов и обоснований в пользу этого важного положения.

Заканчивая краткий обзор исследований конституции, окраски, генезиса поискового значения амазонита, подчеркнем, что слабой стороной почти всех экспериментальных работ являются недостаточный учет или практически полное игнорирование геологической позиции этого минерала. С другой стороны, в работах геолого-минералогического и отчасти генетического характера отмечается явный дефицит экспериментальных данных. В большинстве же из них (см. гл. 2) амазонит, как правило, только упоминается в связи с различной минералогической и геохимической специализацией горных пород или руд.

Глава 2

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АМАЗОНИТА В ПРИРОДЕ

2.1. ГЕОГРАФИЯ АМАЗОНИТА

В многочисленных справочниках, руководствах и учебниках по минералогии в группе калиевых полевых шпатов выделяется обычно целая серия разновидностей, но не оценивается степень их распространенности. Вероятно, поэтому амазонский камень довольно долго считали относительно редким минералом, а самым крупным его месторождением признавали знаменитые Ильменские копи на Южном Урале.

К настоящему времени амазонит обнаружен во многих районах нашей страны и за рубежом и нет никаких сомнений в том, что он не является редкостью в минеральном мире, напротив, становится нелегко ориентироваться в необозримом числе находок амазонского камня. Кроме того, очень трудно сопоставить значение этих находок, поскольку в литературе не всегда приводятся сведения о масштабах и интенсивности развития процесса образования

амазонита в различных генетических типах пород. Действительно, нельзя сравнивать отдельные, небольшие по размерам, бледноокрашенные кристаллы амазонитового полевого шпата, которые находят в пегматитах Индии и Памира, и крупные блоки (до 2 м в поперечнике) амазонского камня с яркой, насыщенной окраской в месторождениях Кольского полуострова, Прибайкалья и Тувы, где этот минерал может занимать до 90% объема жильных тел.

Приведем еще более контрастный пример. В субвулканических породах — онгонитах амазонит пока отмечен лишь в нескольких дайковых телах в виде очень мелких (0,2–0,7 мм) и слабо окрашенных редких порфириновых выделений, т. е. может считаться экзотическим. С другой стороны, значительные по площадям выходов (до нескольких десятков квадратных километров) массивы амазонитовых гранитов сложены громадным числом относительно небольших по размерам кристаллов этого полевого шпата, специфическая окраска которого может варьировать как по тональности, так и по интенсивности в достаточно широких пределах. Вот почему известны случаи, когда мелкие или редкие индивиды амазонского камня с бледными окрасками, развитые в различных породах, просто не принимаются во внимание и не фиксируются.

Учитывая изложенное и не подлежащую сомнению широкую распространенность амазонита, в дальнейшем описании уделим основное внимание только его главнейшим месторождениям и проявлениям: во-первых, пегматитовым телам, которые разрабатывались или могут разрабатываться ради получения поделочного камня, и, во-вторых, тем амазонитовым гранитам (и метасоматитам), в которых амазонит является главным породообразующим или второстепенным минералом и ассоциирует с акцессорной редкометальной минерализацией.

Рассмотрим кратко географию основных месторождений и проявлений амазонита в СССР.

На Урале амазонский камень был впервые обнаружен в коренном залегании в конце XVIII в. в пегматитовых жилах Ильменских гор [5,10]. В многочисленных классификациях гранитных пегматитов этого региона почти все исследователи выделяли два основных типа пегматитовых жил: амазонитовые и кварц-полевшпатовые (без амазонита). При этом для первых всегда считалась характерной акцессорная редкометальная и камнесамоцветная минерализация.

В конце 50-х годов в аналогичной Ильменским колям геологической ситуации М. Г. Исаковым были обнаружены амазонитсодержащие пегматиты в Вишневых горах и Увильдинской щелочной полосе. Кроме того, по данным А.И. Шерстюка пегматиты с амазонитом отмечены в пределах Мурзинского гранитного массива.

На Кольском полуострове амазонитсодержащие пегматиты были открыты О. А. Воробьевой в 1928 г., но интенсивно изучать их начали только с конца 50-х годов, прежде всего как проявления акцессорной редкоземельной минерализации, а затем и как источник красивого поделочного материала (И. В. Бельков, Е. Я. Киевленко и Н. Н. Савкевич, А. Я. Лунц). К настоящему времени здесь установлено несколько полей развития амазонитовых пегматитов, среди которых наиболее крупным и типичным по геологическому строению является Западно-Кейвское. Другие, более мелкие, поля пегматитов с амазонитом

обнаружены в верхнем и среднем течении р. Поной, в верховьях р. Стрельны, вблизи озер Кедикъявр, Сейлявр, Канозеро, Чунатундр и в других районах.

Карелия. На севере Карелии (в районе п. Лоухи) геологами Северо-Западного производственного геологического объединения были найдены весьма своеобразные амазонитсодержащие пегматиты – месторождение Пиртима и др. Изучение их геологической позиции, внутреннего строения, минералогии, геохимии и других особенностей позволяет высказать предположение о перспективности данного района в отношении выявления в нем пегматитовых месторождений с тантало-ниобатами и камнесамоцветным сырьем.

На Украине в приазовской части Украинского кристаллического щита амазонит обнаружен в пегматитах, генетически связанных, по мнению В. П. Куца, с протерозойскими гранитоидами. Отдельные находки амазонита известны в пегматоидных выделениях Каменногильского и Дубовского гранитных массивов, в пегматитах у сел Старая Игнатьевка и Екатериновка. Небольшое проявление этого минерала установлено Н. А. Беспалько в Житомирской области в районе междуречья Перги и Уборти; оно приурочено к площади развития пержанских гранитов.

В Узбекской ССР амазонит известен в пегматитовых жилах Ойганского поля, залегающих в эндо- и экзоконтактах Баркракского гранитоидного массива. Кроме того, амазонит отмечен И. Х. Хамрабаевым в пегматитах, расположенных к северу от Зирабулакского интрузива в саяе Дарантут.

Таджикская ССР. По данным Э. А. Дмитриева, А. И. Привознова, Н. А. Клименко и др., амазонит найден на Южном Памире в пегматитах Мазарского массива и гранитах рудопроявления Писоду, на Восточном Памире в пегматитах с аксессуарной топаз-берилловой минерализацией, на Юго-Западном Памире в пегматитовых жилах Давлахского комплекса гранитов и пегматитах Раумидского гранитного массива. Отдельные проявления амазонита зафиксированы В. Д. Дусматовым в пегматитах на южном склоне Гиссарского хребта, в том числе вблизи Душанбе, и в Центральном Таджикистане.

Казахская ССР и Киргизская ССР. Среди редкометалльных альбитовых гранитов Казахской ССР многими исследователями выделяется амазонит-альбитовый минеральный тип с весьма характерной геохимической специализацией [4]. Амазонит-альбитовые граниты, согласно Г. П. Луговскому и др., закартированы более чем в двух десятках гранитных массивов (Майкульском, Иныльчекском, Хоргосском и др.). Аналогичные интрузивные тела выявлены в Киргизской ССР на севере Тянь-Шаня (Курментинское и др.)

Восточная Сибирь. Присутствие амазонита в составе пегматитов Прибайкалья было установлено еще в 40-х годах. Впоследствии многочисленные пегматитовые тела с амазонитом и аксессуарными тантало-ниобатами найдены М. М. Мануйловой и другими исследователями в Северном Прибайкалье. Пегматитовые месторождения с амазонитом, по данным Б. М. Шмакина, П. В. Калинина и др., широко развиты также вдоль северо-западного берега Байкала (между заливом Усть-Унга и мысом Улан-Нур) и в Слюдяном районе.

В Восточном Саяне (Бурятская АССР) амазонитовые пегматиты и граниты, описаны В. А. Дворкиным-Самарским. В Тувинской АССР в верховья рек Качик, Чахыртой и Баянгол Ю. Л. Капустиным встречены амазонитсодержащие пегматиты, а позднее и онгониты с амазонитом.

В Восточном Забайкалье, где еще в 30-х годах был известен и разработа-

тывался на редкие металлы один из массивов амазонитовых гранитов, в конце 50-х – начале 60-х годов обнаружена значительная по площади провинция таких гранитов, среди которых, по данным А. А. Беуса и др., Л. Г. Фельдмана и др., серия интрузивных тел признана потенциально редкометаллоносной.

В последние годы во многих районах нашей страны открыты новые месторождения и проявления амазонитовых пегматитов (Средняя Азия, Прибайкалье, Колыма, Якутия, Чукотка, Дальний Восток), гранитов (Казахстан, Киргизия, Восточный Саян) и онгонитов (Восточная Сибирь).

Обратимся к географии зарубежных месторождений и проявлений амазонита.

Азия. К концу 50-х годов на территории МНР были обнаружены и описаны В. И. Коваленко и другими многочисленные массивы амазонитовых гранитов с редкометалльной минерализацией. С одним из таких массивов связаны пегматитовые жилы, содержащие амазонит, топаз и хрусталеносную минерализацию. Согласно Ю. О. Липовскому, амазонитовый гранит Абдарского массива используется в строительстве в качестве облицовочного материала, а также для изготовления поделок. Н. И. и В. И. Коваленко в МНР впервые найдены и онгониты – субвулканические аналоги редкометалльных гранитов, иногда содержащие амазонит.

Амазонитовые граниты с редкометалльными минералами известны в КНР.

В Индии, в штатах Кашмир и Андхра-Прадеш (жилы Шанкара и Пилимита вблизи Неллора), интенсивно разрабатываются редкометалльные и мусковитовые пегматиты с амазонитом. Амазонит отмечен также в касситеритсодержащих пегматитах в ассоциации с лепидолитом и рядом редкометалльных минералов в Бастарском пегматитовом поле (шт. Мадхья-Прадеш). Амазонит в слюдяном пегматите в районе г. Кодарма (шт. Бихар) был описан в 1952 г. Э. Спенсером.

Согласно Б. М. Шмакину, голубоватый амазонит в ассоциации с розовой слюдой, биотитом, альбитом, шерлом, полихромным турмалином и бериллом встречается в пегматитовом месторождении полихромного турмалина Хьякуле на востоке Непала.

Л. Н. Россовский (устное сообщение) наблюдал амазонит в сподуменовых пегматитах Афганистана. Имеются сведения о находке амазонита в Саудовской Аравии вблизи Красного моря.

В Европе пегматитовые месторождения и проявления с амазонитом известны в Австрии (Пак-Штайермарк), НРБ (с. Кестен Смолянского округа в Центральных Родобах), Норвегии (Сенделед, Тердал, Телемарк, Ивеланд и др.), Швеции (Уттергрубе, Уте, Иттерби, Скаторп и др.), ПНР (Стшегом-Собутка), ЧССР (г. Здан, Хаяни около Блатна), СФРЮ (Чаниште, Витолиште, Прилепы), ФРГ (Боденмайс в Баварии). В ряде работ как отечественных, так и зарубежных исследователей содержатся противоречивые и недостаточно проверенные данные о находках амазонита в Италии (Бавено, Пьемонт), Швейцарии, Франции, Испании (Галиция), Великобритании (Мелдон, Девоншир; Шотландия), Финляндия (Тамелла).

Африка. По-видимому, на этом континенте были наиболее ранние находки амазонита – в Аравийской и Нубийской пустынях, а также в верховьях Нила (современные Египет, Судан и Эфиопия). В связи с интенсификацией геоло-

гических работ в последние десятилетия были открыты многочисленные месторождения гранитов и пегматитов с амазонитом в Египте (Синайский полуостров и др.), Алжире (Хоггар вблизи границы с Мали и др.), на севере Нигерии (плато Джос), в Зимбабве, Камеруне, Мозамбике, Руанде, Бурунди, Анголе.

Очень скупые сведения имеются в литературе о месторождениях в Южной Африке (ЮАР, Намибия). Подтверждается значительная распространенность амазонита в пегматитах Мадагаскара, описанных А. Лакруа еще в 1922 г.

Австралия. Зеленый полевоый шпат, давно известный на месторождении Брокен-Хилл (шт. Новый Южный Уэльс), сравнительно недавно Ф. Чехом и другими был признан амазонитом. Амазонит из Австралии (без привязки) упомянут в одной из работ Л. Аренса. В достаточно полной сводной монографии „Геология и полезные ископаемые Австралии“ (1984 г.) отмечено разрабатываемое пегматитовое месторождение амазонита вблизи г. Порт-Линкольн (Южная Австралия).

Северная Америка. В США несколько пегматитовых месторождений в штатах Виргиния (Амелия-Каурт-Хауз) и Колорадо (Пайкс-Пик) специально разрабатывались на амазонит. Находки амазонита в пегматитах отмечались в штатах Пенсильвания (Делавар-Каунти), Северная Каролина (Ре-Майн-Майка), Южная Дакота (Блэк-Хиллс, Глейндейл), Массачусетс (Рокпорт, Глоунстейн) и Калифорния (Пала).

В Южной Америке несколько проявлений амазонского камня отмечено в Бразилии, в шт. Минас-Жерайс (Куйеше-Консальеру-Пена, Итабира, Коксей-шао и др.), издавна считавшимся одним из крупнейших районов концентрации пегматитовых месторождений с камнесамоцветной минерализацией [6, 12].

В заключение приведем краткий перечень основных пегматитовых и гранитных месторождений, с которыми связаны наиболее крупные скопления амазонита.

СССР

Пегматитовые поля и месторождения:

1. Западно-Кейвское (Кольский полуостров).
2. Ильменогорское (Южный Урал).
3. Улан-Нурское (Прибайкалье).

Пегматитовые проявления:

4. Нарын-Кунтинское, Абчадское, Аинское, Самсальское, Зашихинское, Баян-Кольское, Баян-Кольское, Слюдянское, Поперечинское, Туракинское, Усмуное (Восточная Сибирь).
5. Баркракское, Дарантутское, Рауид-Даринское, Турпинское, Ярзювское, Рангульское, Мазарское (Средняя Азия).

Месторождения и проявления в гранитах:

6. Базардаринское, Караобинское, Майкульское, Кенгкиинское, Катбасарское, Догланское, Актейсяуское, Кынгыржалское, Нарымское, Хоргосское, Чижинское, Иньельчекское, Ойсазское, Курментинское, Котургинское, Талдынское, Туюксуйское, Аксайское, Тастынское, Карагайлы-Актасское, Джылысуйское, Керегеташское, Тонкское, Раумидаринское (Средняя Азия и Казахстан).
7. Хоройское, Сайвонские, Биту-Джидинское, Оймурское, Безымянское, Кутимское, Неругандинское, Харагульское, Шагайтэ-Гольское, Хуху-Челотуйское, Хангилай-Шилинское, Горначихинское и др. (Восточная Сибирь).

Зарубежные месторождения и проявления

Месторождения и проявления в гранитах:

1. Абдарское, Бага-Газрынское, Юдугуйнское, Жанчивланское, Борун-Цогтинское, Бурал-Хангайское (МНР).

Месторождения и проявления в пегматитах:

2. Амбохитраворано, Сахаворона, Ампангабе, Андина, Андриамена, Махабу, Соарано, Андибакели, Махаритра, Сахафурана (Мадагаскар); Шиманда (Зимбабве).
3. Вудкок, Ренфру, Перии-Саунд (Канада, пров. Онтарио), Бушетт-Халл, Вильнев, Ледюк (Канада, пров. Квебек).
4. Амелия, Резерфорд, Морфилд (США, шт. Виргиния), Пайкс-Пик, Кристалл-Пик, Флориссант и Камерон-Коун (США, шт. Колорадо), Рокпорт (США, шт. Массачусетс), а также проявления в США в штатах Нью-Джерси, Нью-Мексико, Нью-Гемпшир, Северная Каролина, Южная Дакота, Пенсильвания, Калифорния.
5. Сан-Мигуаль-де-Пирасикаба, Джаохума, Феррос, Итабира, Коксеймао (Бразилия).

Перечислим также остальные известные авторам в СССР места находок амазонита, представляющих минералогический интерес:

- 1) Кольский полуостров – Ура-Губа, Шонгуй, г. Парус, Ровгора;
- 2) Ленинградская область, Выборгский район – Возрождение;
- 3) Средний Урал – Шарташ; Северный Урал;
- 4) Казахстан – Боровское, Золотоношское, Зерендинское, Лосевское;
- 5) Алтай – Калбинский хребет;
- 6) Северное Прибайкалье – Даван, Северо-Муйский хребет;
- 7) Южное Прибайкалье – хр. Комар, бассейн р. Большая Быстрая;
- 8) Якутия – Томмот;
- 9) Колыма – Чаунская губа (массив Северный);
- 10) Забайкалье – Адун-Чолон, Букука;
- 11) Хабаровский край – Дуссэ-Алинь, Буреинский хребет;
- 12) Приморский край – Тигриное (Средний Сихотэ-Алинь).

2.2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АМАЗОНИТА В ПОРОДАХ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Рассматривая особенности распределения главнейших месторождений амазонита (рис. 1), прежде всего следует отметить, что большинство пегматитовых месторождений находится на границах, реже в пределах докембрийских

Рис. 1. Размещение основных месторождений и проявлений амазонита (тектоническая основа по В.В. Белоусову с упрощениями):

1 – щиты; 2 – склоны щитов и антеклизы древних платформ; 3 – синеклизы древних платформ; 4–7 – геосинклинали: 4 – каледонские, 5 – герцинские, 6 – киммерийские, 7 – альпийская и тихоокеанская; 8–9 – срединные массивы в геосинклиналях; 8 – киммерийских, 9 – альпийской и тихоокеанской; 10 – эпипалеозойские платформы с осадочным чехлом; 11 – границы неотектонического орогенного и рифтового поясов; 12 – крупные грабены; 13 – месторождения и проявления амазонита



платформ – Сибирской, Северо-Американской, Африкано-Аравийской, Австралийской – и щитов – Балтийского, Украинского, Гренландского, Индийского. Совсем небольшая их часть известна в некоторых складчатых поясах: Аппалачском (каледониды), Уральском (герциниды), Тихоокеанском (киммериды), Средиземноморском и Памирском (альпиды). Напротив, массивы амазонитовых гранитов и их метасоматиты встречаются главным образом в складчатых областях киммерийского (Забайкалье, СССР; МНР) и в меньшей степени каледонского (Восточный Саян, Казахстан) и герцинского (Тянь-Шань) возрастов.

При изучении фактического материала по амазониту выяснилось, что среди множества исследований отсутствуют такие, в которых бы обобщались и систематизировались все известные данные по геологическим условиям нахождения амазонского камня. Отчасти такое положение можно объяснить тем, что долгое время не было пригодной для этой цели классификации.

За основу приводимой далее классификации амазонитосодержащих образований принята, согласно Ю. Б. Марину и др., геологическая позиция амазонита, под которой подразумевается связь его с определенными гранитоидными формациями, нахождение в определенных генетических типах пород, распространение в разные геологические эпохи и т. д. [7]. Излагаемые в настоящем разделе материалы базируются главным образом на знакомстве с рядом месторождений и проявлений амазонита в нашей стране и анализе литературных данных.

В серии работ С. М. Бескина и Ю. Б. Марина, обобщающих многочисленные данные предыдущих исследований, было показано, что в течение инверсионного периода (по Т. Н. Спичарскому) тектоно-магматического цикла образуются следующие гранитоидные формации: гранодиоритовая (и изоморфные ей формации), гранитовая, лейкогранит-аляскитовая, субщелочнолейкогранитовая (или фтор-литиевых гранитов) и щелочногранитовая, заметно отличающиеся по геохимической специализации (табл. 1) и потенциальной рудоносности. С массивами гранодиоритовой и гранитовой формаций не связаны редкометальные месторождения. Массивы лейкогранит-аляскитов продуцируют взаимоисключающие типы месторождений: хрусталеносные пегматитовые; редкометальные (нелиевые) пегматитовые бериллиевые и ниобий-танталовые; кварцевожильно-грейзеновые олова, вольфрама, молибдена, висуита, бериллия; альбитит-грейзеноносные олова, ниобия, реже вольфрама, бериллия, тантала. Малые трещинные интрузивы субщелочных гранитов, локализующиеся в узких линейных зонах, генерируют в куполах и апофизах редкометальные и сопряженные с ними эндо- и экзоконтактовые кварцевожильно-грейзеновые месторождения олова, таллия, лития, бериллия, фтора, реже рубидия, цезия, вольфрама; могут быть проявлены также в виде поясов редкометальных литиевых пегматитов, содержащих литиевую, рубидиевую, цезиевую, бериллиевую, тантал-ниобиевую минерализацию. К куполам и апофизам массивов щелочных гранитов, имеющих чаще ту же геолого-структурную специфику, приурочены другие редкометальные месторождения и сопряженные с ними эндо- и экзоконтактовые метасоматиты с ниобием, редкими землями, цирконием, фтором, бериллием; торием (иногда свинцом); иногда эти массивы продуцируют редкометально-редкоземельные щелочногранитовые пегматиты с ниобием, цирконием, редкими землями, иттрием, бериллием. Подавляющее большинство гранитоидных плутонов и рудных узлов состоит

Таблица 1

Средние содержания (в г/т) элементов-примесей в породах гранитоидных формационных типов

Элемент	Формационный тип							Среднее в гранитоидах (по А. П. Винограду)
	габбродиоритовый	диорит-плагиогранитовый	диорит-гранодиоритовый	гранитовый	лейкогранит-аляскитовый	субщелочной-когранитовый	щелочногранитовый	
Cr	190	60	40	20	9	4	5	25
V	220	95	70	30	15	5	3	40
Co	40	15	10	7	2,5	2	1	5
Ni	80	50	15	10	4	2	1	8
Cu	44	32	25	18	12	10	5	20
F	200	300	600	700	1400	3800	1600	800
B	10	13	12	18	35	12	7	15
Rb	45	75	110	190	290	600	260	200
Li	12	18	25	40	75	220	90	40
Cs	0,1	0,4	1,3	3,2	8	25	9	5
Tl	—	0,1	0,5	0,8	1,3	3	1,3	1,5
Be	0,7	1,5	2	3	6	9	5	5,5
Sr	400	600	400	300	100	20	30	300
Ba	350	550	850	700	250	50	75	830
Sn	2,1	3	3,9	6	9	20	7,6	3
W	0,1	0,4	0,8	1,9	3	4,3	1,2	1,5
Mo	0,5	0,8	1	1,5	1,5	1,4	0,8	1
Zn	90	110	75	50	33	30	80	60
Pb	12	21	26	30	36	40	40	20
Zr	55	70	130	170	200	150	800	200
Hf	0,2	0,6	1	1,5	5	7	21	1
Nb	3	4	7	17	23	80	120	20
Ta	0,3	0,6	0,8	1,5	3,6	10	6	3,5
Σ TR + Y	40	60	120	180	260	350	500	185
U	0,8	1,5	2	4,6	8	9	10	3,5
Th	4	5,3	7,5	25	38	40	42	18

Примечание. В основу таблицы положены средние содержания, введенные в 1975 г. и позже уточненные Ю. Б. Мариним с использованием данных В. И. Айзенштата, И. В. Александрова, В. С. Антилина и др.

из производных нескольких формаций (телескопирование), причем в конкретном узле каждая из редкометаллоносных гранитовых формаций представлена каким-либо одним „формационным подтипом”.

Проявления амазонита связаны с определенными генетическими типами пород трех гранитовых формаций: лейкогранит-аляскитовой, субщелочно-лейкогранитовой и щелочногранитовой. Амазонит встречается в гранитах, аллитах, пегматитах, метасоматитах, полевошпат-кварцевых жилах, а также в субвулканических породах — онгонитах. Табл. 2 иллюстрирует распределение

Таблица 2. Характерные минеральные ассоциации и геологическая позиция амазонита в гранитоидных формациях

Глубины формирования мессивов, км	Возраст гранитоидных формаций	Формационный тип				Характерная ассоциация минералов	Характерная ассоциация минералов	
		Аляскитовый		Субщелочнолепидогранитовый				Щелочногранитовый
		Основные и второстепенные (в скобках) генетические типы пород; регион, район	Характерная ассоциация минералов	Генетические типы пород; регион, район	Характерная ассоциация минералов			
4-7	Протерозойский - раннепалеозойский	5*; Канада-Квебек, Вильнев	Мусковит, гранат, шерл, апатит, флюорит, берилл, урабек, миннит, монацит	Кана-Лепидолит, турмалин, флюорит, кварц, полевые шпаты, калишпаты, биотит, анортит, перовскит, монацит, монацит	5; СССР - Слюдянка, Воскресенск, Ташкент, Якутск, Иркутск, Красноярск, Чукotka, Камчатка, Магаданская обл., Хабаровский край, Якутия, Чукotka	Биотит, флюорит, фergusonит, звенит, бетафит, сфен	Характерная ассоциация минералов	
		5; Индия	Мусковит, биотит, 3; Шведия - Уте (чаще полихромный) шерл, апатит, урабек, флюорит	5; СССР - Колымский полуостров, Амурская обл., Якутия, Чукotka	5; СССР - Колымский полуостров, Амурская обл., Якутия, Чукotka	Биотит, иттрифлюорит, гадолинит, иттриалит, колумбит-танталит, пиротанталит, галерит, фergusonит, галерит	Характерная ассоциация минералов	

2-4	Каледонский	5; СССР — Западное Прибайкалье Биотит, мусковит, 3; США — Литивые слюды, тургранат, шерл, апатит, рутил Каро-хромный), сподумен, уранит, апатит, монацит	5; СССР — Северное Прибайкалье	Флюорит, гадолинит, колумбит, фергусонит, приорит, самарскит
4; СССР — Приазовье	При-Биотит, топаз, флюорит	3; Мадагаскар Лепидолит, турмалин (чаще полихромный), берил, сподумен	5; СССР — Якутия	Биотит, циркон, иттриалит, фергусонит, пирохлор, галенит
4; СССР — Зерендинский, Северный Казахстан	Флюорит, мормон, 2,4; Раух-топаз, апатит, Киргизия	Циннвальдит, топаз, флюорит, колумбит-танталит	6; СССР — Украина	Флюорит, циртолит, колумбит, ба-стнезит
6; СССР — Золотоношское, Северный Казахстан	Шерл, топаз, колумбит, касситерит, рутил	2,4; Египет, Алжир Литивые слюды, топаз, колумбит-танталит, касситерит, то-рит, флюорит	6; СССР, Любское, Северный Казахстан	Флюорит, биотит, циртолит, колумбит, ильменит.
2-4	Герцинский	4,6; СССР — Кыргыжальское, Казахстан Биотит, мусковит, 2, 4 (5,6); СССР — Майкуль-ский, Казахстан	5; СССР — Ильменские горы	Биотит, топаз, фернакит, берилл, колумбит-танталит, фергусонит, флюорит, криоцит

Глубины формирования массивов, км	Возраст гранитоидных формаций	Формационный тип				Щелочногранитовый		
		Аляскитовый		Субщелочнолекогранитовый				
		Основные и второстепенные (в скобках) генетические типы пород*; регион, район	Характерная ассоциация минералов	Генетические типы пород*; регион, район	Характерная ассоциация минералов		Генетические типы пород*; регион, район	
2-4	Герцинский	4, 5; СССР — Средняя Азия	Биотит, флюорит, шерл, апатит, рутил	2,4; СССР — Хорго-ский, Киргизия	Циннвальдит, топаз, колумбит-танталит, касситерит	5; Мадагаскар	Биотит, топаз, берилл, колумбит, фергусонит, бета-фит, самарскит, флюорит, циркон	Характерная ассоциация минералов
1-3	Киммерийский	5 (4); СССР — Адун-Чолон, Забайкалье	Биотит, литиевый мусковит, берилл, шерл, фергусонит, ортит, апатит, флюорит	2,4; Судеты	Протолитионит, вальдит, топаз, бит-танталит, касситерит, ный Саянрит	5; США — Пайкс-Пик, Амелия	Биотит, топаз, берилл, фенакит, гевлин, фергусонит, колумбит, пироксид	Характерная ассоциация минералов
			Биотит, топаз, мушкетерит, шерл, флюорит	2, 4, 5; СССР — Восточное Забайкалье	Протолитионит, вальдит, топаз, бит-танталит, пироксид, микролит, касситерит, байкалье	5 (4); МНР — Дзун-Баин	Биотит, топаз, турмалин, колумбит, циркон, флюорит, ильменит	

5; МНР Протолитионит, цинн-
вальдит, топаз, колум-
бит-танталит, пирохлор-
микролит, касситерит,
флюорит

<1 Альпийский — — — — —
5; СССР Лепидолит, турмалин — — — — —
— Памир (полихромный), то-
паз, колумбит-тан-
талит, гамбергит

* Генетические типы пород: 1 — субвулканические жильные гранитоиды (в основном онгониты), 2 — амазонитовые граниты (и аплиты), 3 — пегматитовые жилы, не обнаруживающие связи с гранитоидными массивами, 4 — пегматитовые тела и подобные им образования в эндоконтактах массивов, 5 — пегматитовые тела в ближних и дальних экзоконтактах массивов, 6 — локальные (эндо- и экзоконтактные) метасоматиты и полевошпатово (амазонит) -кварцевые жилы.

амазонита в различных генетических типах пород и формациях, а также отражает известные или предполагаемые возраст и глубины формирования конкретных амазонитсодержащих образований и их характерные минеральные ассоциации.

В производных лейкогранит-аляскитовой формации амазонит сравнительно редок и отмечается в редкометалльно-мусковитоносных пегматитах средних – больших глубин, сформированных в позднепротерозойское–раннепалеозойское время и не обнаруживающих тесной связи с конкретными интрузивами (Индия, Канада), а также в пегматитах из эндо- или экзоконтактов массивов аляскитов с редкометалльной (нелитиевой) и (или) топаз-флюорит-хрусталеносной минерализацией, образовавшихся на средних и малых глубинах в интервале времени от докембрия до мезозоя (Украина; Казахстан, Адун-Чолон). С массивами аляскитов этого подтипа пространственно могут быть сопряжены щелочные граниты, в эндоконтактовых метасоматитах* которых также отмечается амазонит (например, Лосевский в пределах гетерогенного Зерендинского плутона). Известен он и в эндоконтактовых метасоматитах и полевошпат-кварцевых жилах альбитит-грейзеноносных массивов (Золотоношский и Кынгыржальский массивы в Казахстане) с колумбитом, касситеритом и др. В массивах с типичной кварцевожильно-грейзеновой минерализацией проявления амазонита не зафиксированы.

Из всех амазонитсодержащих генетических типов аляскитовой формации наиболее слабой амазонитизацией отличаются некоторые камерные пегматиты эндоконтактовых зон аляскитовых массивов, а достаточно интенсивная амазонитизация свойственна иногда внеинтрузивным пегматитам с редкометалльно-мусковитоносной минерализацией (индийского типа).

Субщелочнолеюгранитовая формация – бесспорный „лидер” среди амазонитсодержащих гранитовых формаций. Здесь развиты все возможные генетические типы амазонитовых пород. К наиболее ранним – докембрийско-позднепалеозойским – и глубинным образованиям относятся редкометалльные натриево-литиевые пегматиты (Ледюк, Канада; Уте, Швеция; Бастар, Индия и др.) с характерной ассоциацией минералов – лепидолит, полихромные турмалины и бериллы, изредка сподумен и др. Амазонитовые граниты и их производные сформировались в относительно позднее время (от палеозоя до мезозоя включительно) и на сравнительно малых глубинах, причем наиболее крупные массивы таких гранитов обычно являются и наиболее глубинными, а становление мелких тел, сопровождаемых онгонитами (МНР), очевидно, происходило на минимальных глубинах (менее 1 км) и в самое позднее время.

По степени распространения амазонита граниты рассматриваемой формации во много раз превосходят все другие генетические типы (размеры не-

* Следует подчеркнуть, что случаи подобного телескопирования позволяют достаточно уверенно прогнозировать развитие амазонитизации, продуцируемой производными щелочногранитовой формации, в более древних пегматитах аляскитовой формации (в том числе и умеренно слюдоносных), причем разрыв во времени между становлением пегматитов и наложением амазонитизации может быть достаточно велик: до первых сотен миллионов лет. Такими полиформационными пегматитами могут быть некоторые амазонитсодержащие тела Кольского полуострова, Карелии, Выборгского района, Прибайкалья в СССР и, возможно, Индии.

которых массивов достигают 15 км²), но интенсивность амазонитовой окраски гранитов уступает таковой пегматитов и, как в тех, так и в других, последовательно увеличивается от внутренних, слабо амазонитизированных зон гранитов к прикупольным, вследствие чего наиболее интенсивными оказываются окраски полевых шпатов из пегматоидных зон эндоконтактов („штокшайдеров).

Пегматиты натриево-литиевого типа, для которых непосредственная связь с гранитами не устанавливается, характеризуются весьма слабыми зелеными окрасками амазонита, так что иногда исследователи либо не замечают его совсем, либо фиксируют зеленые или зеленоватые микроклины, не называя их амазонитами. На основании ограниченного числа примеров пегматитов подобного типа можно предполагать некоторое усиление окраски амазонитов в наиболее древних и глубинных поясах. Однако чаще в пегматитах данного типа, особенно содержащих сподумен, амблигонит или поллуцит, амазонит вообще не встречается.

Достаточно типичен амазонит и для щелочногранитовой формации, но здесь преимущественным развитием он пользуется в пегматитах, нижняя возрастная граница которых датируется, вероятно, протерозоем – ранним палеозоем, а верхняя – началом мезозоя. В соответствии с возрастом и предполагаемыми глубинами формирования, а также структурно-текстурными особенностями, минеральным составом и другими данными намечается определенное изменение типов пегматитов этой формации – от редкометалльно-редкоземельного (Кольский полуостров, Прибайкалье, Якутия, Восточная Сибирь) до существенно редкометалльного (Ильмены, СССР; Пайкс-Пик, США и др.). Характерными особенностями пегматитов последнего типа являются присутствие занорышей с цветными камнями и широкое распространение графических структур. В пегматитах рассматриваемой формации амазонитизация проявлена неравномерно – ее степень минимальна в пегматитах ближних экзоконтактных зон щелочных гранитов, а наибольшего развития амазонитизация достигает в отдельных телах пегматитов дальней экзоконтактной зоны массивов на некотором оптимальном удалении от последних (в конкретных случаях эти расстояния изменяются от нескольких сотен, редко десятков метров до одного, иногда нескольких километров); при дальнейшем удалении от гранитов амазонитизация вновь постепенно исчезает.

Значительно реже, в небольшом количестве и с относительно бледной окраской, амазонит встречается в метасоматитах эндо- (и чаще) экзоконтактов массивов щелочных гранитов (Лосевское в Зерендинском массиве, Пержанский узел на Украине и др.). Аналогичные экзоконтактные изменения могут сопровождать и отдельные тела щелочногранитных пегматитов (Кольский полуостров, СССР; Прилепы, СФРЮ).

Суммируя сведения о распространенности и масштабе развития амазонита в породах разных формаций, можно отметить, что наиболее обычен он для субщелочнолейкогранитовой формации, где отмечается практически во всех генетических типах, хотя наиболее значительными его проявлениями следует считать собственно амазонитовые граниты. Этой формации заметно уступает щелочногранитовая, в которой амазонит наиболее обычен для пегматитов. Наконец, в породах аляскитовой формации амазонит достаточно экзотичен, причем связан с наиболее щелочными фациями ее гранитов. По числу находок и интенсивности окраски амазонита основную роль среди представи-

телей последней формации играют пегматиты, но по масштабам его распространения они уступают эндоконтактовым метасоматитам.

Возраст пород, в которых встречается амазонит, варьирует в весьма широких пределах – от протерозойского до альпийского. К самым древним (протерозойским) относятся амазонитовые пегматиты щелочногранитовой формации (Кольский полуостров, Восточная Сибирь), в которых амазонитизация иногда достигает максимума как по интенсивности, так и по равномерности проявления окраски; а к наиболее молодым (юра – мел) – некоторые граниты и их производные субщелочнолейкогранитовой формации (МНР; Забайкалье, СССР), где амазонитизация охватывает целые массивы, но интенсивность окраски камня (даже полевых шпатов из пегматоидных и кварцевых жил, непосредственно связанных с гранитами) всегда несколько слабее, чем в амазонитизированных телах пегматитов щелочногранитовой формации Кольского полуострова.

Оценивая распространенность амазонита во времени, легко заметить значительное увеличение к более молодым эпохам как ее степени, так и масштабов проявления. С другой стороны, наиболее интенсивная амазонитизация, оцениваемая по интенсивности, разнообразию специфической окраски и равномерности ее развития, приходится на наиболее древние пегматитовые жилы. Представляет интерес и дифференцированное рассмотрение распределения амазонита во времени по каждому из гранитоидных формационных типов.

Для *альяскитового типа* от древних к молодым эпохам намечается значительное увеличение числа амазонитсодержащих объектов и более значительное – масштаба проявления амазонитизации (в основном за счет эндоконтактовых метасоматитов), сопровождающееся некоторым уменьшением интенсивности амазонитовой окраски.

В образованиях *субщелочнолейкогранитового типа* к более молодым эпохам заметно увеличивается как степень распространенности, так и масштаб амазонитизации. Тенденция изменения интенсивности окраски не ясна (намечается некоторое ослабление ее для натриево-литиевых пегматитов и пегматитов из экзоконтактовых зон массивов и усиление – для амазонитовых гранитов).

Для *щелочногранитового типа* не выявлена направленность изменения распространенности (как будто также увеличение), но интенсивность окраски более молодых амазонитов явно уменьшается как в пегматитах, так и в других образованиях данной формации.

Обратим внимание на характер изменения амазонитизации для близодновозрастных и одноступенчатых генетических типов пород из разных гранитовых формаций. Для амазонитсодержащих пегматитов протерозоя (раннего палеозоя?), сформированных на больших – средних глубинах, максимум интенсивности амазонитового окрашивания приходится на щелочногранитовую формацию; то же можно утверждать и для каледонских пегматитов с амазонитом (средние – малые глубины). В герцинскую и тем более в киммерийскую эпоху максимум амазонитизации смещается на субщелочнолейкогранитовую формацию, где амазонит может встречаться во всех генетических типах. Таким образом, на фоне общего закономерного нарастания масштаба амазонитизации во времени, сопряженного с некоторым „разбавлением” окраски, роль первоначально главного концентратора амазонита теряют пегматиты

щелочногранитовой формации и все большее значение приобретают разнообразные генетические типы, с которыми связан амазонит в субщелочнолейкогранитовой формации. Иначе говоря, если в древние эпохи оптимальные условия для образования амазонита возникали лишь в пегматитах щелочногранитовой формации, то в более молодые эпохи такие условия обеспечивались в породах различных генетических типов трех формаций, однако максимальной благоприятностью в этом отношении бесспорно характеризуются производные субщелочнолейкогранитовой формации.

Резюмируя изложенное, следует еще раз подчеркнуть, что амазонит встречается преимущественно в гранитах, пегматитах и метасоматитах, относящихся к производным аляскитовой, субщелочнолейкогранитовой и щелочногранитовой формаций, некоторые существенные особенности которых и рассматриваются далее.

2.3. ОСНОВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ АМАЗОНИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

2.3.1. Амазонитовые граниты и их производные

Амазонитовые граниты, отмечавшиеся вначале в литературе как экзотический тип гранитоидов, ныне рассматриваются в качестве достаточно распространенных и важных во многих отношениях геологических образований. По мнению А. А. Беуса, В. Н. Коваленко и др., главная ценность амазонитовых гранитов заключается в том, что в ряде случаев они являются промышленными источниками тантала, ниобия, олова и перспективным источником получения лития, рубидия, цезия и других редких элементов. Однако не все геологи разделяют мнение о их потенциальной рудоносности и поисковом значении [1]. Это, скорее всего, связано с тем, что этим исследователям не было известно и соответственно не принималось во внимание наличие нескольких подтипов амазонитовых гранитов с достаточно резко различающейся степенью (и характером) рудоносности [3].

К настоящему времени амазонитовые граниты весьма подробно описаны в работах А. А. Беуса, Л. Г. Фельдмана, С. М. Бескина, В. И. Коваленко, Я. А. Косалса и др. Поэтому авторы видят свою задачу в том, чтобы суммировать все полученные сведения и сжато охарактеризовать этот генетический тип редкометалльных месторождений.

Редкометалльные месторождения такого типа ныне широко известны в СССР (Казахстан, Забайкалье и др.) и ряде зарубежных стран (Алжир, Египет, КНР, МНР, США и др.). По данным А. А. Беуса и др., массивы подобных гранитов группируются в линейные зоны длиной от 3 км до многих десятков километров, шириной от 0,5 до 10 км. Эти зоны обычно приурочены к поясам даек и малых интрузивов разного состава и возраста, к региональным разломам. Взаимоотношение линейных зон распространения субщелочных гранитов с геологическими структурами чаще секущее, реже согласное. Субщелочные граниты слагают дайко- и штокообразные тела (крутого или наклонного залегания) и неправильно-изометричные в плане пологие залежи. Длина дайко- и штокообразных массивов в плане изменяется от 10–100 м до нескольких сотен метров и первых километров, а ширина – от 5 м до нескольких сотен мет-

ров. На глубину они прослеживались от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Пологие массивы имеют размеры в плане от 0,5x0,5 до 1x3 км при вертикальной мощности от 1–10 до 80 м.

Обычно в районе развития субщелочных гранитов присутствуют образования более ранних гранитоидных формаций (гранитовой и аляскит-лейкогранитовой). Аляскиты, как правило, представлены массивами одного из подтипов: обычными грейзеноносными или редкометалльно-пегматитовыми.

Вмещающими породами массивов субщелочнолейкогранитовой формации являются вулканогенно-осадочные породы, а также гранитоиды более ранних формаций. Взаимоотношение массивов амазонитовых гранитов со структурами вмещающих пород резко дискордантное в случае крутого залегания, но может быть и согласным при переходе в пологие формы. При этом интрузии нередко проникают по верхней контактовой поверхности раздела между более ранними гранитоидами и вмещающими их породами. Возле интрузий амазонитовых гранитов обычно наблюдаются интенсивнейшие контактово-метасоматические изменения вмещающих пород. Так, в более древних гранитоидах возникают зоны биотитизации, метакристаллов кварца, альбитизации, амазонитизации, нередко создающие иллюзию постепенных переходов между гранитоидами разных формаций. Размеры массивов, полностью сложенных амазонитовыми гранитами, как правило, небольшие (1–1,5 км²). Возраст гранитоидных массивов с амазонитом определяется от среднепалеозойского (редко раннепалеозойского) до позднемезозойского. Повсеместно амазонитовым гранитам сопутствует серия их производных разновидностей: аплит- и гранит-пегматитов, пегматоидных и кварцевых жил с амазонитом.

Характерной и общей особенностью амазонитовых и амазонитосодержащих гранитов является постоянно фиксируемое увеличение степени амазонитизации от внутренних слабо амазонитизированных зон гранитных интрузивов к прикупольным зонам [1]. Вследствие этого наиболее интенсивно окрашенными оказываются калиевые полевые шпаты в жильных производных и метасоматитах, залегающих в эндо- и экзоконтактах гранитов.

Амазонитосодержащие граниты характеризуются, как правило, зональным строением [1, 3]. Наиболее типичен следующий тип зональности (от центра массива к краевым частям): биотит-мусковитовые – микроклин-альбитовые – амазонит-альбитовые – литиево-слюдистые. Иногда довольно трудно разделить зоны микроклин-альбитовых и амазонит-альбитовых гранитов, в этом случае практически постепенны и переходы биотитовых гранитов в амазонит(микроклин)-альбитовые.

Реже отмечаются массивы, целиком сложенные амазонит-альбитовыми гранитами с литиевыми слюдами, которые особенно широко развиты в апикальных частях в альбит-лепидолитовых гранитах. При глубоком эрозионном срезе таких массивов наблюдаются биотитовые амазонит-альбитовые граниты, которые, в свою очередь, сменяются на глубину биотитовыми, альбитовыми и, наконец, порфиоровидными биотитовыми гранитовой формации. Еще реже встречаются массивы, в которых в состав „промежуточной” зоны (между биотитовыми и амазонит-альбитовыми гранитами) входят двуслюдяные и мусковитовые порфиоровидные граниты, метасоматически измененные породами гранитовой формации.

В размещении типов амазонитовых гранитов устанавливаются наиболее часто следующие закономерности. Глубокие горизонты массивов, зани-

мающие до 30% объема, сложены средне-крупнозернистыми биотитовыми, мусковитовыми, протолитионитовыми гранитами. Мелко-среднезернистые протолитионитовые, мусковитовые, циннвальдитовые, иногда лепидолитовые граниты (также до 30%) образуют пластовые тела, размещающиеся над предыдущими. В верхней части массивов (еще примерно одна треть объема) развиты пластовые тела средне-мелкозернистых мусковитовых, литиево-слюдистых гранитов. Здесь же наблюдаются пластовые, реже крутые жильные тела (до 10% объема) мелкозернистых мусковитовых, литиево-слюдистых гранитов. Наконец, тонкозернистые „сахаровидные” с малым количеством слюд аплитовидные породы нескольких генераций слагают жилы, нередко уходящие из массивов. Из фациальных разностей отметим резкопорфировидные граниты с выделениями округлых „гороховидных” зерен кварца, характерные для крутых и лежачих эндоконтактов. Обычны пегматоидные и пегматитовые обособления, вплоть до штокшайдеров висячем боку. Все отмеченные разновидности могут содержать в том или ином количестве амазонит; в тонкозернистых ксенолитах и жильных гранитах он встречается в пегматоидных участках или в виде порфировидных (порфиروبластовых) выделений.

Описанная зональность массивов амазонитосодержащих гранитов фиксируется прежде всего по отчетливому количественному изменению соотношений породообразующих минералов (плаггиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца) и их генераций. Переход от внутренних частей массивов к внешним зонам сопровождается, во-первых, резким возрастанием роли метасоматического альбита (№ 0–5) и уменьшением содержания первичных альбит-олигоклаза (№ 10–15) и альбита (№ 5–8), во-вторых, сменой нерешетчатых или крипорешетчатых промежуточных ортоклаза и микроклина четко решетчатым максимальным микроклином – амазонитом, в-третьих, появлением и накоплением минералов-новообразований: литиевых слюд, топаза, аксессуарных редкометалльных (колумбит-танталита, пироклор-микролита), касситерита [3].

По большей или меньшей щелочности субщелочные граниты разделяются на три подтипа [3], заметно различающиеся по минералого-геохимическим особенностям (табл. 3): 1) наиболее щелочные, обычно амазонитовые (амазонит-гранитовые); „нормальнощелочные” (для этого типа) альбитовые с амазонитом (грейзеново-альбитовые); 3) наиболее кислые (грейзеноносные). Конкретные интрузивы могут быть сложены какой-то одной из этих разновидностей или двумя, но со значительным преобладанием одной из них. При этом граниты большей щелочности залегают на более глубоких горизонтах массивов. Внутриинтрузивная минерализация, свойственная субщелочногранитовым массивам выделяемых подтипов, сходна по составу, но по масштабности проявления тех или иных парагенезисов намечаются различия.

С массивами первого подтипа связаны небольшие количества касситерита и колумбита, а также циркона и флюорита, но ни один из этих минералов не образует промышленно интересных скоплений. Это такие массивы, как Западно-Майкульский в Казахстане, Биту-Джидинский в Прибайкалье, „ниобий-фтороносные” в Забайкалье [3]. К массивам второго подтипа приурочены собственно танталовые (танталит, микролит) месторождения (иногда с касситеритом, реже с попутными редкими щелочами). Примерами подобных плутонов служат рассматриваемые в дальнейшем подробнее Западный массив мезозойского плутона Сибири и массивы Забайкалья. С массивами третьего подтипа (Рудные горы, Корнуолл и др.) ассоциируют комплексные оловорудные (некоторые с вольфрамом) месторождения, иногда с попутным танталом и др.

Таблица 3. Особенности минерального состава гранитов из массивов разных редкометаллоносных подтипов субщелочнолейкогранитовой формации

Характеристики	Подтипы		
	грейзеноносный	грейзеново-альбитовый	амазонит-гранитовый
Состав полевых шпатов	Калиевый полевой шпат, альбит	Калиевый полевой шпат (в том числе амазонит), альбит	Калиевый полевой шпат (в основном амазонит), альбит
Состав и структурное состояние калиевых полевых шпатов	$Or_{80-65} Ab_{20-35}$; низкий ортоклаз, промежуточный до максимального микроклин. $\Delta_p = 0,5-1,0$	$Or_{85-60} Ab_{15-40}$; низкий ортоклаз, чаще промежуточный микроклин, $\Delta_p = 0,5-1,0$	$Or_{95-70} Ab_{5-30}$; промежуточный и максимальный микроклин. $\Delta_p = 0,8-1,0$
Типоморфные второстепенные минералы	Протолитионит-циннвальдит, литиевые биотит и мусковит	Лепидолит, криофиллит, протолитионит-циннвальдит, топаз	Протолитионит-циннвальдит (мусковит-фенгит)
Наиболее характерные минералы:			
акцессорные	Касситерит, топаз, флюорит, гранат, циркон, турмалин	Та-касситерит, стрюверит, торит, анатаз	Касситерит, топаз, флюорит, монацит, торит, циркон, флюорит
танталониобаты	Иногда танталит	Танталит, Nb-танталит, микролит	Колумбит, F, Nb, Li
Элементы-примеси, устанавливаемые в аномально повышенных содержаниях в полевых шпатах и темноцветных минералах	Sn, F, Li, B, W, Rb, Be, Tl	Ta, Nb, Li, Rb, Sn, Cs, Be	

В последнее десятилетие на территории МНР, а затем и в прилегающих районах Забайкалья были обнаружены и подверглись детальному исследованию весьма необычные породы – онгониты, часто содержащие амазонит (см. ранее). Эти породы, слагающие дайки или штоки, по всем особенностям (чет-

кие секущие контакты с вмещающими породами, наличие неизменных ксенолитов последних, уменьшение степени раскристаллизации от центра тел онгонитов к периферии, порфиновый облик с микрозернистой основной массой, иногда со стеклом), несомненно, являются магматическими образованиями. Онгониты представляют собой порфировые породы с переменным содержанием вкрапленников вплоть до их полного исчезновения в афировых разностях, являющихся, как и основная масса порфировых онгонитов, афанитовыми. Кроме главных структурных разностей онгонитов (порфировых и афировых) выделяются разновидности по составу слюд (биотитовые, мусковитовые, литиево-фенгитовые), характеру калиевого полевого шпата (амазонитовые, микроклиновые, санидиновые), содержанию фтора (богатые им и бедные). Породообразующими минералами являются альбит, калиевый полевой шпат (часто амазонит) и кварц, второстепенными – топаз и слюды. К аксессуарным минералам онгонитов относятся в основном флюорит, гранат, циркон, ильменит, колумбит-танталит, касситерит и пирит.

В 1982 г. онгониты были описаны Ю. Л. Капустиним в Восточном Саяне и Туве.

2.3.2. Метасоматиты с амазонитом

Амазонитовые граниты относятся главным образом к гранитоидам субщелочнолейкогранитовой формации. Вместе с тем в некоторых сравнительно редких случаях процесс амазонитизации развивается в гранитовых массивах, принадлежащих к другим формационным типам [7].

В лейкогранит-аляскитовой формации амазонит появляется иногда в поздних околорејзеновых калиевых метасоматитах и кварц-полевошпатовых жилах. Так, амазонит был обнаружен в эндоконтактных протолитонит-амазонитовых метасоматитах альбитит-грейзеноносного интрузива (Золотоношский массив, Северный Казахстан), описанного достаточно подробно в 1965 г. Ф. А. Летниковым, понимавшим под амазонитизацией локальный рост метакристаллов амазонита на самой последней стадии послемагматического метасоматического этапа. Метакристаллы амазонита развиваются по прожилкам, замещая при этом альбит, протолитонит и топаз.

Подобного же рода амазонитовые метасоматиты с литиевыми слюдами отмечены в эндоконтакте небольшого штокообразного тела альбитизированных аляскитовых гранитов Кыргызальского массива [3,7]. В этом массиве эрозией вскрыта его апикальная часть, в которой можно наблюдать последовательную смену неизменных среднезернистых аляскитовых гранитов мелкозернистыми слабо- и сильноальбитизированными аляскитами. Среди них встречаются небольшие участки интенсивно альбитизированных гранитов с амазонитом, приуроченных к самым верхним апикальным частям массива. Здесь же появляется аксессуарная колумбитовая минерализация.

Приведенные примеры существования аляскитовых гранитов с амазонитовыми метасоматитами позволяют высказать следующие соображения. Как было установлено, подобные массивы аляскитов располагаются в областях активизации, вследствие чего весьма вероятным становится вариант телескопирования в указанных рудных узлах гранитоидов разных формационных типов. Присутствие нехарактерных для аляскитовых гранитов литиевых слюд, колумбита с высоким содержанием тантала служит дополнительным

доводом в пользу совмещения в данном случае производных аляскитовой и по-видимому, субщелочнолеикогранитовой формаций.

В щелочногранитовой формации амазонитовые метасоматиты встречаются в эндо- и экзоконтакте альбититоносных интрузивов и в линейных метасоматитах щелочногранитового состава. Такие образования известны в Суцано-Пержанской тектонической зоне (северо-западная часть Украинского кристаллического щита), где, по данным Н. А. Беспалко, в массиве интенсивно грейзенизированного пержанского гранита позднепротерозойского возраста отмечены альбитизированные микроклиниты и кварцевые жилы с амазонитом. В альбитизированных микроклинитах бледно-зеленый амазонит ассоциирует с аксессуарными минералами – касситеритом, гентгельвином, флюоритом. Окрашенный в голубой цвет амазонит наблюдается в кварцевых жилах, где ему сопутствуют биотит, галенит, сфалерит и флюорит.

Подобный тип редкометальных месторождений, связанных со щелочными метасоматитами, располагается, как правило, в пределах наложенных на докембрийские щиты зон активизации. В ряде случаев в экзоконтактных зонах над материнскими (рибекит-эгирит-альбитовыми) гранитами найдены эгирин-альбитовые метасоматиты с бледно-голубым амазонитом, в состав которых входят также биотит, циркон, колумбит и флюорит [7].

Итак, можно отметить, что амазонит в метасоматитах, связанных с аляскитовой и щелочногранитовой формациями, носит явно аксессуарный характер, тогда как в гранитах субщелочнолеикогранитовой формации амазонитовой полевои шпат является одним из главных породообразующих минералов.

2.3.3. Амазонитовые пегматиты

Амазонитовые пегматиты – один из наиболее известных и распространенных генетических типов амазонитсодержащих пород – свойственны всем трем редкометаллоносным гранитовым формациям. Минералого-геохимическая специфика таких пегматитов, а также степень развития в них процесса амазонитизации зависят от их формационной принадлежности, возраста и глубины образования.

В аляскитовой формации амазонит в пегматитах встречается довольно редко, а интенсивность амазонитизации калиевых полевых шпатов изменяется от очень слабой в эндоконтактных пегматитах (Казахстан, Западное Прибайкалье) до средней во внеинтрузивных пегматитовых жилах (Канада, Индия). Для последних, залегающих, как правило, в различных метаморфических породах (гнейсах, сланцах и др.), не устанавливается видимая связь с иногда наблюдающимися в этих районах гранитоидами. Эти пегматиты, имеющие линзовидную или штокообразную форму, характеризуются хорошо выраженной зональностью. В сильно дифференцированных пегматитовых жилах интенсивно проявлены более поздние процессы окварцевания и альбитизации, с которыми связано формирование аксессуарных берилла, колумбит-танталита, самарскита и других редкометальных минералов.

Гранитные массивы, вмещающие пегматиты этого формационного типа, сложены крупно-, среднезернистыми лейкократовыми породами [3]. Пегматитовые жилы обладают линзовидной формой, иногда это шлировидные пегматитовые обособления, как правило, небольших размеров (длина – первые десятки метров, мощность – первые метры); слабозональные, что выражается в

смене от контакта тел к их центру двух-трех разностей с неотчетливо проявленными, но отличающимися структурами (графической, апографической, блоковой). Главные породообразующие минералы пегматитов – микроклин, бледно-зеленый амазонит, олигоклаз, альбит и кварц.

Очень редко незначительная амазонитизация калиевого полевого шпата, вмещающего занорыши с кристаллами флюорита и горного хрусталя, фиксируется в камерных пегматитах, находящихся в хрусталеpegматитоносных интрузивах (Казахстан). Эндоконтактные пегматиты сформировались в основном в палеозое и отличаются в зависимости от глубины образования мусковит-топазовой или биотит-флюоритовой (Урал) минерализацией [7].

Амазонитовые пегматиты субщелочнолейкогранитовой формации не связаны непосредственно с гранитоидными массивами и залегают во всевозможных метаморфических породах докембрийского и реже палеозойского возраста – гранитогнейсах, сланцах, амфиболитах, кварцитах и др. Пегматитовые тела имеют дайко- и жилообразную форму, средние размеры (длина – от первых сотен метров до нескольких километров, мощность – несколько метров, изредка до 10 м), слабо дифференцированы.

Минеральный комплекс, ассоциирующий с зеленовато-желтым и зеленоватым амазонитовым калиевым полевым шпатом, представлен лепидолитом, полигронными турмалином и бериллом, редкими тантало-ниобатами (Канада, Швеция, США) [12]. Изредка и в незначительных количествах здесь отмечается сподумен, но, как уже упоминалось, амазонит не типичен для микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитов с литиевыми минералами (натриево-литиевого типа).

Наиболее интересны и важны в практическом отношении амазонитовые пегматиты щелочногранитовой формации. Для них характерно широкое и интенсивное развитие не только амазонитизации, но и других постмагматических процессов (альбитизации, грейзенизации, оруденения). По данным И. В. Белькова и А. Я. Лунца, пегматитовые тела с амазонитом локализуются преимущественно в дальних и ближних экзоконтактах щелочных массивов, приурочиваясь к частично переработанным щелочными растворами или неизменным гнейсам, сланцам и другим метаморфическим породам.

Самые древние амазонитовые пегматиты докембрийского возраста с редкоземельным минеральным парагенезисом к настоящему времени известны во многих районах земного шара – в СССР на Кольском полуострове, в Восточной Сибири, в том числе в Прибайкалье, в США, Нигерии, Мозамбике и др. [6, 7]. Форма этих пегматитовых тел чаще линзо- и жилообразная, их длина изменяется от первых десятков до первых сотен метров, реже до 400–600 м при мощности от единиц до 15–20 м в раздувах жил. Зональность в пегматитовых телах выражена довольно слабо и фиксируется лишь по увеличению размеров индивидов породообразующих минералов в направлении от зальбандов к центру жил и в изменении в этом же направлении цветового тона калиевого полевого шпата от серого и розового к голубовато-зеленому разных оттенков и насыщенности. Помимо микроклина и амазонита к главным минералам пегматитов принадлежат альбит и кварц, к второстепенным – биотит, флюорит, магнетит, гранат, а к аксессуарным – гадолинит, танталит-колумбит, гентгельвин, фергусонит, циртолит, галенит, реже иттриалит, торит, пироклор, самарскит и берилл.

Ранне-среднепалеозойские амазонитовые пегматиты по форме, размерам и внутреннему строению довольно близки к вышеописанным, но отличаются от них аксессуарной минерализацией – гадолинитовой с бериллом (Якутия, СССР; юг Норвегии) или только берилловой (Западное Прибайкалье, Восточный Саян, СССР; ПНР) [7].

Амазонитовые пегматиты позднепалеозойского возраста, относящиеся к щелочногранитовой формации, известны в СССР на Урале и в Тувинской АССР, а также на Мадагаскаре и в США [10, 12, 13]. Для них характерны плито- и линзообразные формы тел, небольшие длина (как правило, несколько десятков метров) и мощность (до 5–10 м). Пегматитовые жилы дифференцированы, их большую часть занимают зоны графической и пегматоидной структур, которые заключают иногда крупные полости с кристаллами полевых шпатов, кварца, топаза и некоторых других минералов [10]. Породообразующие минералы этих пегматитов представлены микроклином, амазонитом, альбитом и кварцем; второстепенными являются слюды, аксессуарами – гранат, топаз, берилл, фенацит, колумбит, фергусонит, самарскит, гельвин, торит.

2.4. ГЛАВНЫЕ ПРОВИНЦИИ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ АМАЗОНИТА

2.4.1. Кольский полуостров

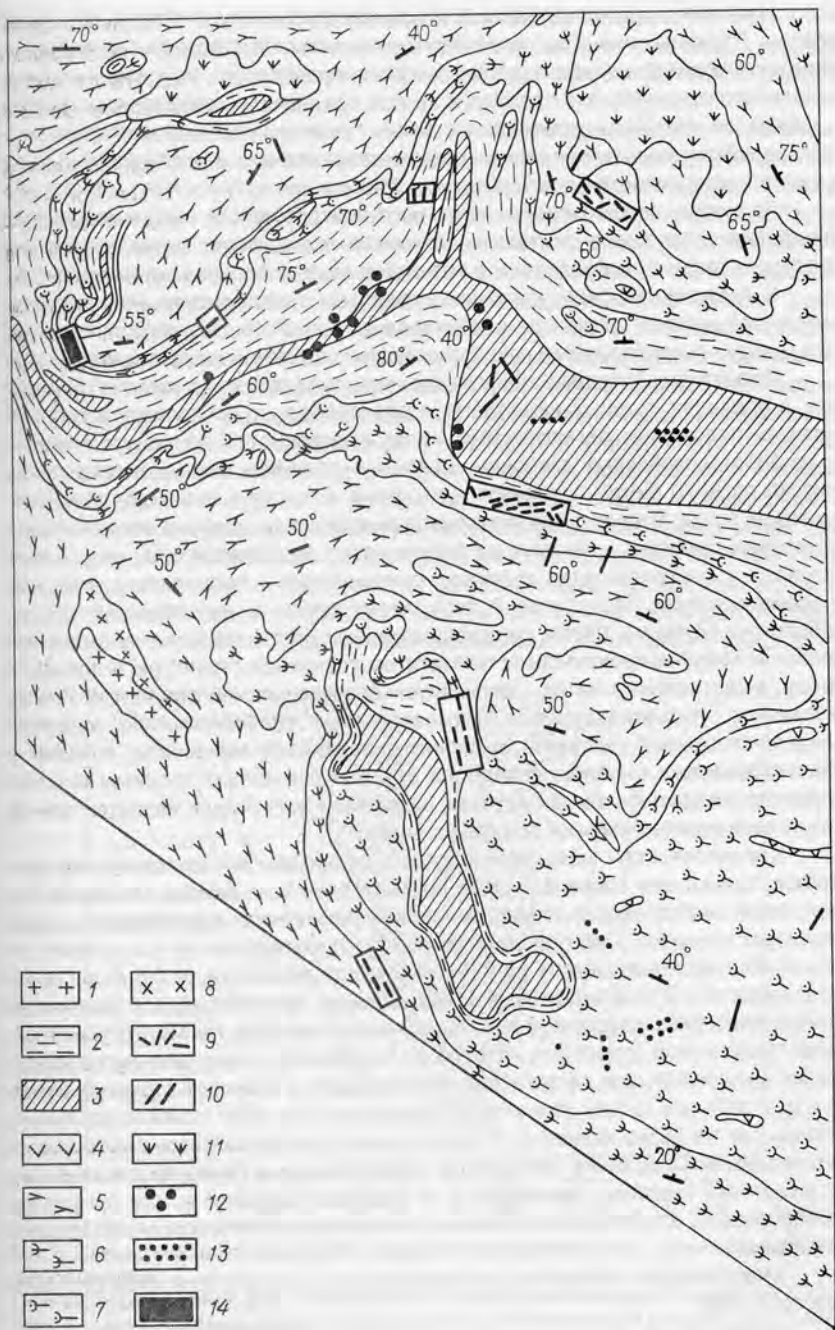
В конце 20-х годов в центральной части Кольского полуострова были открыты крупнейшие массивы щелочных гранитов и связанные с ними амазонитовые пегматиты. Дальнейшие исследования этого района позволили выявить еще целый ряд пегматитовых полей, расположенных в экзоконтактных зонах массивов щелочных гранитов.

Среди полей развития амазонитовых пегматитов наиболее крупным и типичным по геологическому строению является Западно-Кейвское. В его геологическом строении принимают участие разнообразные магматические, метасоматические и метаморфические породы, среди которых наибольшим распространением, по данным А. Я. Лунца, пользуются протерозойские, а наименьшим – архейские и палеозойские образования (рис. 2).

К протерозойским породам принадлежит мощная толща осадочно-метаморфических пород раннепротерозойского возраста (гнейсовый и сланцевый комплекс кейвской серии), интрузии метабазитов, позднепротерозойские крупные интрузии щелочных гранитов и их метасоматиты, нефелиновые сиениты, а также разнообразные жильные породы (пегматиты, аплиты, кварцевые жилы).

Рис. 2. Схематическая геологическая карта района Западных Кейв. По В.В. Носикову и др.:

1 – плагиомикроклиновые граниты и гнейсограниты архея; 2–8 – протерозой; 2 – породы гнейсового комплекса, 3 – породы сланцевой толщи, 4 – амфиболиты, 5 – щелочные граниты, 6 – щелочные гранитогнейсы, 7 – щелочные гнейсо-метасоматиты, 8 – сиениты и миаскиты, 9 – редкоземельные и амазонитсодержащие пегматиты (изображены в рамках); 10 – дайки диабазов, габбродиабазов, габброноритов; 11 – четвертичные отложения; 12 – берилл-мусковитовые пегматиты; 13 – кварцевые жилы; 14 – участки с зональным расположением различных пегматитов



Наиболее широко развиты в пределах пегматитового поля щелочные породы (граниты, сиениты, миаскиты), относимые к позднему протерозою. Западно-Кейвский массив щелочных гранитов образует крупную интрузию зонального строения. Она сложена в центре средне-крупнозернистыми эгириин-арфведсонитовыми и арфведсонитовыми гранитами, а в промежуточных и периферийных зонах – среднезернистыми эгириновыми и арфведсонитовыми, а также мелкозернистыми эгириновыми гранатами.

Процессы интенсивного щелочного метасоматоза, сопровождающие внедрение интрузии, значительно изменили вмещающие метаморфические породы, которые преобразованы в разнообразные по составу метасоматиты.

К западно-кейвским щелочным гранитам пространственно приурочен небольшой массив щелочных и нефелиновых сиенитов, тяготеющий к контактам между олигоклазовыми гранитогнейсами и щелочными гранитами.

Пегматиты. Западно-Кейвское пегматитовое поле состоит из 15 участков, в пределах которых наблюдаются разнообразные по составу и геологическому положению пегматитовые жилы, пространственно приуроченные к позднепротерозойскому массиву щелочных гранитов. Пегматитовые жилы широко развиты внутри щелочного интрузива, а также в его эндо- и экзоконтактных зонах. В крупно-среднезернистых арфведсонитовых и эгириин-арфведсонитовых гранитах, а также в мелкозернистых эндоконтактных эгириновых гранитах и гнейсогранитах залегают микроклиновые пегматиты с эгирином и арфведсонитом. Пегматитовые тела имеют линзо- и жилкообразную форму, большие размеры, слабо дифференцированы. Внешние зоны жильных тел сложены кварц-микроклиновым пегматитом гранитной структуры с арфведсонитом, а центральные части – пегматитом сегрегационной структуры. Иногда пегматиты, локализованные в мелкозернистых гнейсогранитах, содержат бледноокрашенный (частично амазонитизированный) микроклин, который в приальбандовых участках сменяется розовым калиевым полевым шпатом. Характерной чертой этих пегматитов, по данным А. Я. Лунца, является полное отсутствие редкоземельной минерализации.

К экзоконтактам щелочного массива, к породам зон щелочного метасоматоза, приурочена основная масса пегматитовых жил района. По форме эти тела почти не отличаются от микроклиновых пегматитов, размещенных среди щелочных гранитов. Они прослеживаются по простиранию на расстояние от нескольких десятков метров до 800–1000 м при мощности от 0,5–5 до 10–20 в раздувах тел. В приконтактных зонах жильных тел наблюдается плагиоклаз (альбит-олигоклаз)-кварцевый или кварц-микроклиновый пегматит гранитной, реже графической структуры, которой во внутренних зонах сменяется кварц-альбит-микроклиновым пегматитом пегматоидной и блоковой структур. Изредка в центральных частях жил можно увидеть осевую зону мономинерального кварца. Так же редко калиевые полевые шпаты этих пегматитов слабо амазонитизированы. Специфика пегматитов, приуроченных к ближайшему экзоконтакту щелочного массива, заключается в широком развитии в них процессов грейзенизации, альбитизации и наличии заметных скоплений редкоземельных минералов.

Амазонитовые пегматиты расположены на большем удалении от щелочных гранитов.

Дальше всего от гранитного массива размещаются микроклин-плагиоклазовые и плагиоклаз-микроклиновые пегматиты с мусковитом и акцессорным

бериллом, залегающие в слюдяных сланцах кейвской серии. Пегматитовым жилам этого типа свойственны чрезвычайно слабая интенсивность процессов альбитизации и амазонитизации и практически полное отсутствие редкоземельных минералов.

Амазонитовые пегматиты. Типичные амазонитовые пегматиты локализуются в инъекционных и неизменных биотитовых и гранат-биотитовых гнейсах, реже в гнейсометасоматитах. По характеру залегания и форме жильных тел амазонитовые пегматиты ничем не отличаются от микроклиновых. Размеры пегматитовых жил с амазонитом колеблются от первых десятков до первых сотен метров при мощности от нескольких метров до 15–20 м в раздувах жил. Контакты пегматитов с вмещающими породами резкие прямые, редко извилистые. Приконтактные изменения выражены слабо, но иногда экзоконтактные участки интенсивно биотитизированы, альбитизированы и амазонитизированы. Пегматиты недифференцированные или слабозональные, что выражается в постепенном укрупнении зернистости и незначительном изменении минерального состава по направлению от периферии к центру жил. Переходы между структурными зонами нечеткие, постепенные. Краевые зоны пегматитовых тел сложены чаще всего кварц-альбит-олигоклазовым и кварц-альбитовым пегматитом гранитной структуры, который в промежуточных зонах сменяется кварц-микроклиновым (редко кварц-амазонитовым) пегматитом графической структуры или микроклиновым (амазонитовым) пегматитом пегматоидной и блоковой структур (рис. 3). В центре жил иногда наблюдается прерывистая зона кварцевого ядра. По количественному соотношению микроклина

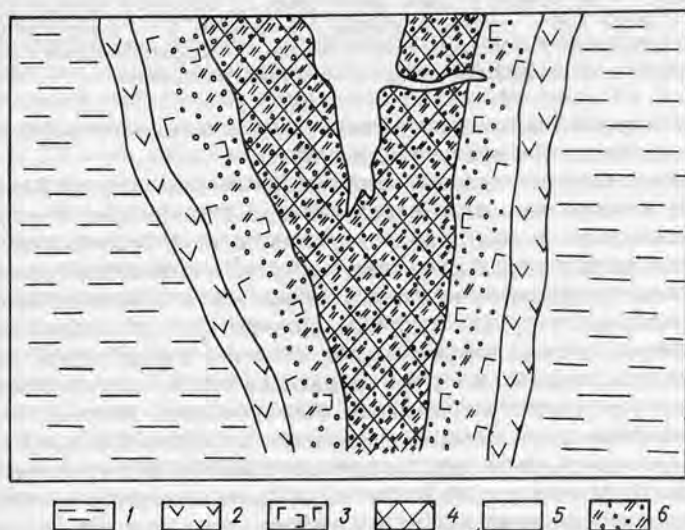


Рис. 3. Схематический поперечный разрез пегматитового тела амазонит-микроклинового состава:

1 – биотитовые гнейсы; 2–4 – пегматит: 2 – плаггиоклаз-кварцевый гранитной структуры, 3 – кварц-микроклиновое графическое и апографическое, 4 – микроклиновое (амазонитовое) блоковое и пегматоидное; 5 – зона мономинерального кварца; 6 – участки интенсивной альбитизации и грейзенизации

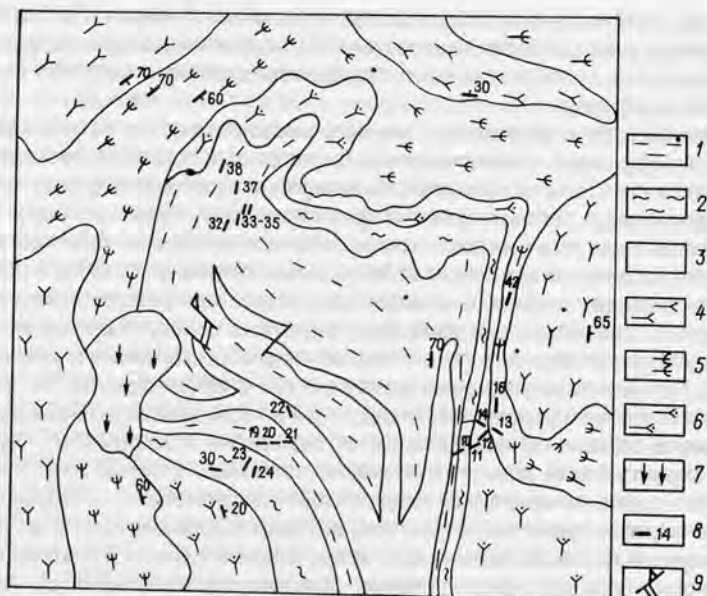


Рис. 4. Схематическое геологическое строение пегматитоносного участка. По А.П. Гаврилову и др.

1-2 – гнейсы: 1 – биотитовые и гранит-биотитовые, 2 – щелочные инъекционные; 3 – слюдяные сланцы; 4-6 – щелочные породы: 4 – граниты, 5 – гранитогнейсы, 6 – гнейсо-метасоматиты; 7 – четвертичные отложения; 8 – редкоземельные и амазонитовые пегматиты, номера жил; 9 – зоны тектонических нарушений

и амазонита среди амазонитовых пегматитов можно выделять амазонит-микроклиновые и микроклин-амазонитовые типы.

Детально были обследованы пегматиты нескольких участков Западно-Кейвского пегматитового поля. В пределах одного из них (рис. 4) встречены представители всех вышеописанных групп пегматитов. Судя по имеющимся материалам, здесь с особой отчетливостью проявлено зональное расположение различно минерализованных пегматитовых жил в экзоконтактной зоне щелочногранитной интрузии. Так, было установлено, что окварцованные и слабоальбитизированные микроклиновые пегматиты с акцессорной редкоземельной минерализацией (жилы 16 и 42) размещаются в ближнем экзоконтакте массива* (не ближе 50 м и не далее нескольких сотен метров), тогда как интенсивно альбитизированные микроклиновые пегматиты с большей концентрацией редкоземельных минералов залегают в 500–800 м от гранитного массива (жилы 11–14 – см. рис. 4). Альбитизированные амазонит-микроклиновые пегматиты с небольшим количеством акцессорных редкоземельных минералов (жила 10) находятся на расстоянии около 1 км от гранитов, а незначительно альбитизированные и слабооруденелые микроклин-амазонитовые пегматитовые жилы удалены от массива на 2–3 км (жилы 19–21, 23, 33–35 и др.). Еще

* На других участках этого поля отмечены редкие жильные тела с амазонитом бледных окрасок в непосредственном эндо- и экзоконтакте массива.

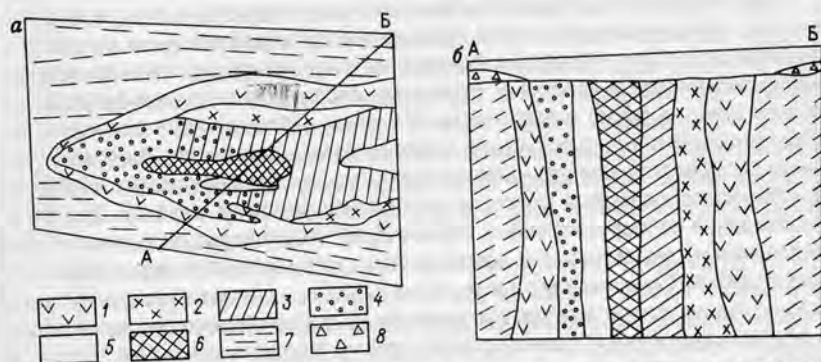


Рис. 5. Схематический план (а) и разрез (б) западного фланга жилы 19. По В.В. Буканову.

1-5 – пегматит: 1 – плагиоклаз-кварцевый гранитной структуры, 2 – альбит-амазонитовый пегматоидной структуры, 3-5 – амазонитовый (3 – голубой пегматоидной и мелкоблоковой структур, 4 – темно-зеленый блоковой структуры, 5 – зеленый мелкоблоковой структуры); 6 – зона мономинерального кварца; 7 – биотитовые гнейсы; 8 – четвертичные отложения

дальше от щелочных гранитов (до 5-8 км) локализуются безрудные (практически без амазонита) плагиоклаз-микроклиновые пегматиты с мусковитом (жила 22).

Амазонитовые пегматиты этого участка тяготеют к биотитовым, местами амфибол-биотитовым гнейсам лебяжинской свиты кейвской серии и по составу относятся к микроклин-амазонитовому типу. В одной из пегматитовых жил весь калиевый полевой шпат представлен амазонитом (жила 19). Это пегматитовое тело имеет правильную линзовидную форму (прослежено по простиранию до 200 м при установленной мощности от 10 до 20 м в раздуже). Краевые зоны жилы сложены мелкозернистым плагиоклазовым (альбит-олигоклазовым) с кварцем пегматитом гранитной структуры с небольшими обособлениями неравномернозернистого амазонита (рис. 5). Далее следует зона существенно амазонитового пегматита пегматоидной и блоковой структур, которая в центре сменяется невыдержанной по мощности зоной кварцевого состава. По-видимому, не случайно в этом пегматитовом теле практически не наблюдается пегматит графической и апографической структур, а доминируют пегматитовые зоны блоковой структуры. По мнению авторов, весьма интенсивно проявленная перекристаллизация калиевого полевого шпата послужила одним из благоприятных условий для уникальной по масштабам амазонитизации, захватывающей даже вмещающие породы (фото 1)*

Породообразующие минералы пегматитовой жилы представлены амазонитом, альбитом и кварцем, а второстепенные – слюдами (биотитом, иногда циннвальдитом). Среди аксессуарных минералов, по данным И. В. Белькова, наиболее обычны танталониобаты (колумбит-танталит, Рb-пирохлор-микролит). Фергусонит, гадолинит, касситерит, циртолит, флюорит, галенит, самородный висмут, его сульфиды и сульфосоли.

* Фотографии помещены на вкладке.

Разноокрашенные амазониты зонально распределены в этом пегматитовом теле, представляющем собой промышленное месторождение амазонитового полевого шпата: к осевой и нижним частям жилы приурочены преимущественно амазониты с зелеными оттенками окрасок, а в приальбандовых и внешних зонах, а также в верхних частях жилы наблюдаются в основном калиевые полевые шпаты с голубыми амазонитовыми окрасками. В связи с указанным распределением разноокрашенных амазонитов происходит и изменение количества, размеров и формы пертитовых вrostков альбита. При этом из наблюдения непосредственных пересечений неодинаково окрашенных амазонитов можно заключить, что зеленые амазониты в целом формировались позже голубых. Отметим также и то, что в подобных пегматитах, где процесс амазонитизации достиг максимума (в таких жилах не обнаружено даже реликтов обычных калиевых полевых шпатов), другие постмагматические процессы (грейзенизация, альбитизация и оруденение) имеют гораздо меньшую интенсивность по сравнению с пегматитовыми телами, в которых амазонит менее широко развит.

Но все-таки и на данном, и на других участках Западно-Кейвского поля наибольшим распространением пользуются пегматиты амазонит-микроклинового состава, в которых обычный микроклин в большинстве случаев преобладает над амазонитом. Амазонит в этих пегматитах локализуется в основном в центральных частях жильных тел, а микроклины обычных окрасок (белой, серой, розовой и др.) — чаще всего в краевых и промежуточных зонах. Как правило, между микроклином и амазонитом наблюдаются все постепенные переходы, так что можно отчетливо видеть, как желтовато-розовый калиевый полевой шпат сначала приобретает едва заметный голубоватый оттенок, который затем, по мере продвижения к внутренним зонам пегматитовых тел, становится все насыщеннее и интенсивнее. Границу этого перехода установить точно довольно трудно, и поэтому создается впечатление, что амазонитизация микроклина носит прихотливый характер, с расплывчатыми контурами пятен и обособлений.

Наибольшая интенсивность амазонитовой окраски свойственна калиевым полевым шпатам из осевых зон пегматитовых жил, где довольно равномерно окрашенные в голубовато-зеленые и зеленые тона микроклины образуют (до 1–2 м) блоки амазонского камня. Во внешних и промежуточных зонах гранитной, графической и апографической структур амазонит хотя и встречается (более широко здесь развит обычный микроклин), но его окраска никогда не достигает такой чистоты и интенсивности, которые характерны для амазонитов из пегматоидных и блоковых структур, приуроченных к внутренним частям пегматитовых тел.

Наблюдения распределения разноокрашенных калиевых полевых шпатов и амазонитов в пределах вскрытой части промышленного пегматитового тела и соседних непромышленных жил, расположенных на более высоком гипсометрическом уровне, позволяют высказать предположение о постепенном уменьшении интенсивности развития амазонита по мере перехода к верхним и краевым участкам жильных тел. Как амазонит, так и калиевые полевые шпаты с обычными окрасками встречаются (в разных количествах) практически во всех обследованных пегматитовых жилах (содержание первого изменяется от 0 до 70%, микроклина — от 5 до 90%).

Наличие заметных скоплений редкоземельных и редкометалльных мине-

ралов в целом не свойственно этим пегматитам, тем не менее можно отметить, что акцессорное иттрий-иттербиевое и тантал-ниобиевое оруденение довольно часто концентрируется именно в амазонитсодержащих пегматитах. Обращает на себя внимание присутствие в них необычной для пегматитов висмутовой (частично оловянной) минерализации. В этих же пегматитах в результате детальных минералогических исследований, осуществленных в 1986 г. А. В. Волошиным и др., обнаружена целая серия новых акцессорных редкоземельных минералов (кейвит, вюнцпахит, кайсикхит и др.) и танталониобатов (тантит и др.).

Итак, резюмируя вышеизложенное, можно отметить следующее: пегматиты, отличающиеся по количеству амазонита в жильных телах и соответственно по степени амазонитизации микроклина, зонально распределены вокруг щелочного гранитного массива. Максимально (непромышленно) оруденелые микроклиновые пегматиты (иногда с бледноокрашенным амазонитом, но чаще без него) находятся в непосредственной близости от гранитов, а микроклин-амазонитовые пегматиты с ничтожным оруденением располагаются на значительном удалении от последних. Промежуточное положение между ними занимают оруденелые амазонит-микроклиновые пегматиты. Редкоземельно-редкометалльная минерализация практически отсутствует как в микроклиновых пегматитах, залегающих непосредственно в щелочных гранитах, так и в микроклин-плаггиоклазовых пегматитах, докализирующихся на максимальном удалении от щелочных пород и тяготеющих к сланцам кейвской серии.

Таким образом, геологические наблюдения показывают, что максимальное проявление процесса амазонитизации (выраженное в развитии микроклин-амазонитовых, а в единичных случаях и амазонитовых пегматитов) свидетельствует о существовании непосредственно в этих пегматитовых телах незначительных концентраций редкоземельных и редкометалльных минералов. Очевидно, что пегматиты такого типа служат в первую очередь главным источником добычи амазонского камня. Вместе с тем находки микроклин-амазонитовых пегматитов указывают на возможность обнаружения рудоносных пегматитовых жил, расположенных на ином (меньшем), нежели существенно амазонитовые пегматиты, расстоянии от генерирующих их щелочных массивов. Представляется также интересной индикаторная роль амазонита в отношении мусковит-берилловой (с акцессорным бериллом) минерализации в наиболее удаленных от массивов пегматитах. Таким образом, становится понятным поисковое значение амазонита; по его количеству и качеству в пегматитах можно оценивать тип и металлогеническую специализацию жильных тел, связанных с щелочногранитными массивами.

2.4.2. Ильменские горы

Детально обследованный район Ильменского заповедника сложен различными метаморфическими и изверженными породами палеозойского возраста. В низах разреза метаморфических пород залегают парагнейсы с прослоями амфиболитов, а также парагнейсы, кварциты, сланцы и амфиболиты, объединенные соответственно в селянкинскую толщу пород и вишневогорскую свиту. Породы следующей по разрезу ильменогорской свиты развиты на крыльях Ильменогорской антиклинали, в ядре которой наблюдаются породы селянкинской толщи. По составу ильменогорская свита является существенно амфибо-

литовой. Самые верхние по разрезу аргаяшская и ишкульская толщи образованы различными по составу сланцами, кварцитами и гнейсами.

Изверженные породы этого района представлены преимущественно миаскитами, гранитоидами и в незначительной степени ультрабазитами и габброидами. Миаскиты и ассоциирующие с ними щелочные породы слагают крупный Ильменогорский массив в южной части Ильменских гор и три узкие субмеридиональные полосы на севере. В состав Ильменогорского массива входят биотитовые, биотит-амфиболовые и амфиболовые миаскиты, сиениты и фениты. Возраст миаскитов 310+10 млн. лет.

В ильменогорском комплексе выделяются два этапа гранитизации: ранний плагиогранитный (около 435+44 млн. лет) и поздний гранитный (261+28 млн. лет). Продукты второго этапа являются отчетливо послемиаскитовыми и представлены в основном небольшими телами гранитов, аплитовыми и пегматитовыми жилами.

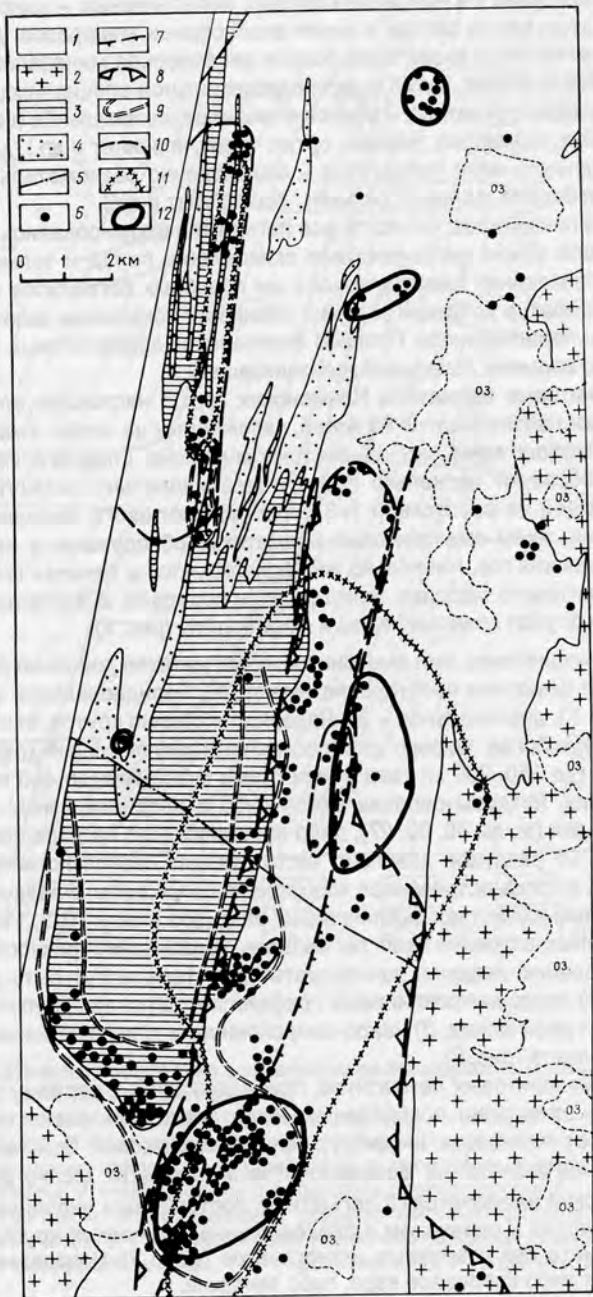
В породах ильменогорского комплекса локализованы многочисленные тела пегматитов разного состава и возраста (рис. 6). Среди них по составу большинство исследователей различают две главные группы: миаскитовые и гранитные [10, 12]. Промежуточное положение занимают сиенитовые пегматиты. Пегматиты каждой из групп несколько отличаются по составу и структуре от соответствующих типов магматических пород. Традиционно к гранитным относятся пегматиты, содержащие первичный породообразующий кварц, к миаскитовым – нефелинсодержащие, а к сиенитовым – щелочные полевошпатовые пегматиты без кварца и нефелина.

Изучение закономерностей формирования пегматитов Ильменских гор, проведенное в последние годы В. И. Поповой с соавторами, позволило существенно дополнить и обобщить данные о составе и возрастных взаимоотношениях жильных тел. При картировании более 100 пересечений разных жил в 60 коях ими были получены следующие данные. Выделяются разновозрастные группы жильных образований – пегматитов (от древних к молодым): домиаскитовые гранитные; полевошпатовые, миаскитовые и корунд-полевошпатовые; послемиаскитовые гранитные; амазонитовые и сходные с ними гранитные.

Длительная история формирования жильного поля Ильменских гор (от 430 до 180 млн. лет) в сложном геологическом блоке обусловила значительное разнообразие состава и строения пегматитов. Состав пегматитов последовательно меняется от гранитного к сиенитовому и затем снова к гранитному, что свидетельствует о проявлении генетически различных процессов минералогенеза. Для главных породообразующих минералов пегматитов – полевых шпатов – отмечается следующая эволюционная тенденция. В древних гранитных пегматитах преобладают кислые плагиоклазы; в полевошпатовых, миаскитовых и корунд-полевошпатовых развиты плагиоклазы микроклины и

Рис. 6. Схема геологического строения Ильменских гор и основные районы развития амазонитовых пегматитов:

1 – метаморфические породы (гнейсы, амфиболиты, мигматиты, сланцы и др.); 2 – гранитоиды; 3 – миаскиты; 4 – сиениты; 5 – тектонические нарушения; 6 – копи; 7–12 – районы развития пегматитов: 7 – гранитных домиаскитовых, 8 – полевошпатовых, 9 – миаскитовых, 10 – корунд-полевошпатовых, 11 – гранитных послемиаскитовых, 12 – гранитных амазонитовых



анортоклазы; в молодых гранитных пегматитах главную роль играют анортоклазы и микроклины, а в наиболее молодых амазонитовых – микроклины. Меняются при этом также состав и число аксессуарных минералов. Для древних гранитных пегматитов характерна бедная аксессуарная минерализация (бетафит, ортит, сфен, апатит, рутил и др.) редкоземельно-редкоземельная (циркон, пирохлор, колумбит, самарскит, эшинит, ортит, торит, чевкинит и др.), для амазонитовых и сходных с ними пегматитов – существенно редкометальная (колумбит-танталит, берилл, фенакит, гельвин, касситерит и др.).

Анализ показывает, что почти все пегматиты формировались в условиях амфиболитовой фации метаморфизма вмещающих пород и только в самом конце при образовании амазонитовых и им подобных пегматитов намечается падение температур до фации зеленых сланцев с локальным развитием соответствующих парагенезисов. Процесс становления амазонитовых пегматитов сменяется во времени локальной грейзенизацией.

Амазонитовые пегматиты Ильменских гор. В настоящее время в Ильменских горах насчитывается 65 копей, заложенных на жилах амазонитового пегматита. Расположены они на восточном склоне Главного Ильменского хребта, где образуют несколько групп в меридионально вытянутой полосе, прослеживающей на расстоянии 1–3 км от миаскитового массива. В 70-х – начале 80-х гг. жилы амазонитовых пегматитов обнаружены и на западном склоне Ильменских гор. Несколько жил локализуется в фенитах контактового ореола миаскитового массива. Вмещающими породами амазонитовых пегматитов обычно служат гранитогнейсы и амфиболиты (рис. 7).

Форма и залегание жил амазонитовых пегматитов довольно разнообразны. Из 65 жил широтное простирание имеют 30, меридиональное и субмеридиональное – 13, диагональное – 22. Падение их обычно крутое, близкое к вертикальному. Наиболее широко распространены маломощные (около 0,5 м) протяженные (до 150–200 м) тела с короткими мощными (до 4–5 м) раздувами или без них. Раздувы располагаются либо в коленообразных перегибах маломощных тел (жилы 58, 60, 27), либо кулисообразно на параллельных жилах (61, 100). От раздувов довольно часто отходит несколько апофиз (жилы 61, 35, 57, 77). Иногда встречаются короткие мощные жилы с раздувами (395) и разветвлением в участках выклинивания раздувов (жилы 70, 3, 112).

Внутреннее строение жил пегматитов чрезвычайно разнообразно. По составу и строению внешних зон пегматитовые тела могут быть разделены на три типа: 1) кварц-микроклиновые графические; 2) кварц-двуполевошпатовые зонально-графические; 3) кварц-микроклиновые с зонами неравномерно-зернистого гранита (рис. 8).

Жилы амазонитовых пегматитов, принадлежащие к первому типу, в количественном отношении преобладают. Чаще всего они имеют следующую зональность (от периферии к центру): крупнографический безамазонитовый пегматит мелкографический безамазонитовый пегматит мелкографический и апографический амазонитовый пегматит с постепенным укрупнением кварцевых ихтиоглиптов и переходом к блоковой зоне, сложенной крупными индивидами амазонита без кварцевых ихтиоглиптов (фото 2). Центральную часть жилы занимают либо кварцевое ядро, либо занорыш.

В амазонитовых пегматитах выявлено более 70 минералов, из них око-

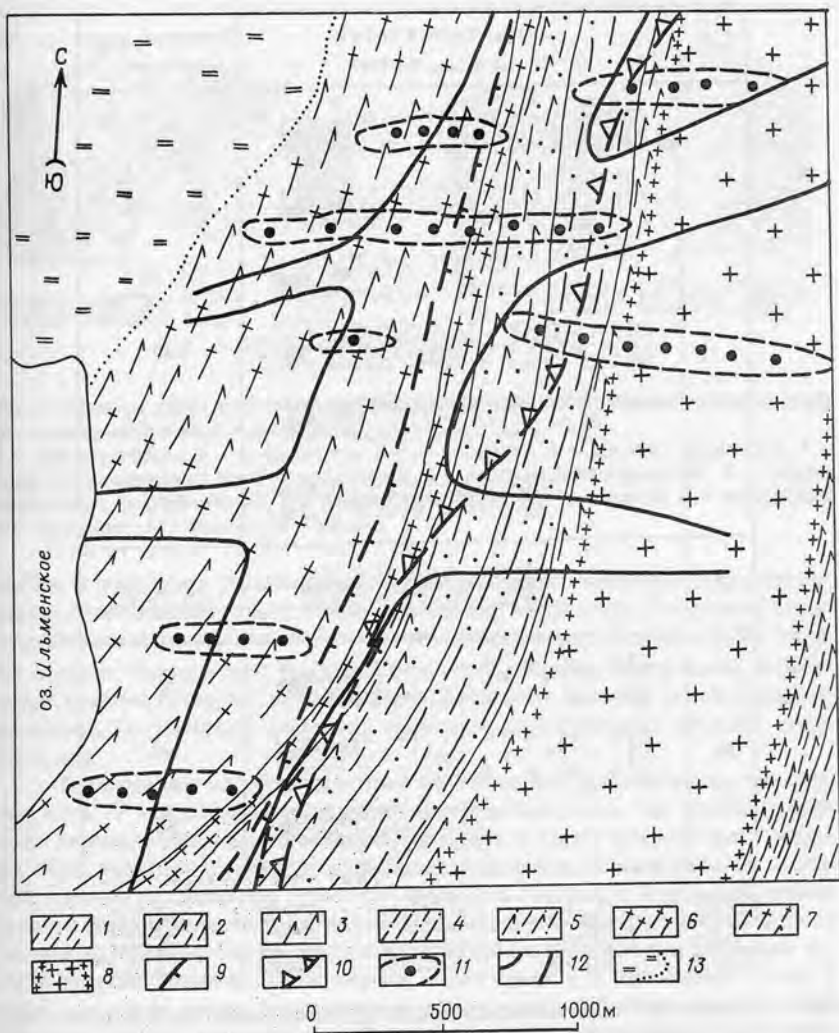
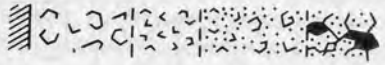
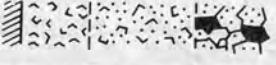
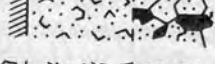
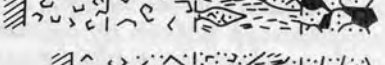
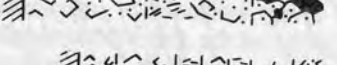
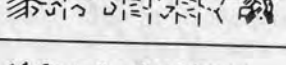
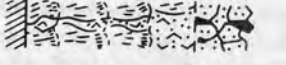
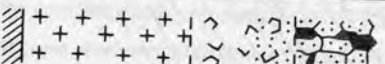
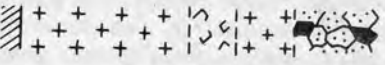
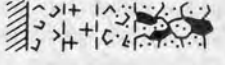


Рис. 7. Схематическое положение зон развития разновозрастных жильных образований в южной части Ильменских гор.

1-2 - породы аргаяшской толщи: 1 - плагиогнейсы, 2 - чередование амфиболитов и плагиогнейсов; 3-7 - породы ильменогорской свиты: 3 - амфиболиты, 4 - кварциты с прослоями плагиогнейсов, 5 - амфиболиты с прослоями кварцитов и гнейсов, 6 - плагиогнейсы, 7 - амфиболиты с прослоями плагиогнейсов; 8 - мигматиты и зона приконтактового преобладающего развития жильных гранитов; 9-12 - зоны развития пегматитов: 9 - домиаскитовых гранитных (западная граница), 10 - полевошпатовых (восточная граница), 11 - миаскитовых, 12 - гранитных амазонитовых; 13 - болото

Тип	Зоны пегматитов → время	Примеры жил в коях
I		77, 61, 69, 70 71, 147
		152, 396
		52, 63
		235
		57, 112
		242
II		58, 59, 60
III		87
		96
		80

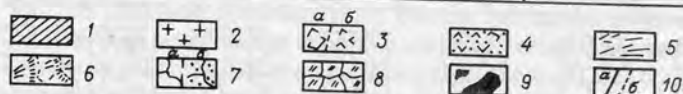


Рис. 8. Обобщенные схемы последовательности формирования зон в амазонитовых пегматитах Ильменских гор (от зальбандов до занорышей):

I – III – типы пегматитов (см. текст). 1 – вмещающие породы; 2 – неравномернозернистые границы; 3–7 – пегматит: 3 – кварц-микротиновый (а – крупно-, б – мелкографический), 4 – кварц-амазонитовый алографический, 5 – кварц-альбитовый графический, 6 – то же с ритмично-зональным распределением кварца; 7 – крупноблоковые выделения альбит-олигоклаза; 9 – кварц; 10 – границы жил (а) и структурно-минеральных зон (б)

ло 30 было найдено только в последние годы [10]. Главные минералы жил – кварц, микрелин, в том числе амазонит, альбит; второстепенные – биотит, мусковит, гранат, магнетит, топаз. Подчеркнем, что многие из редкоземельных и редкометалльных минералов, считавшиеся ранее характерными для безамазонитовых тел, в настоящее время обнаружены и в амазонитосодержащих

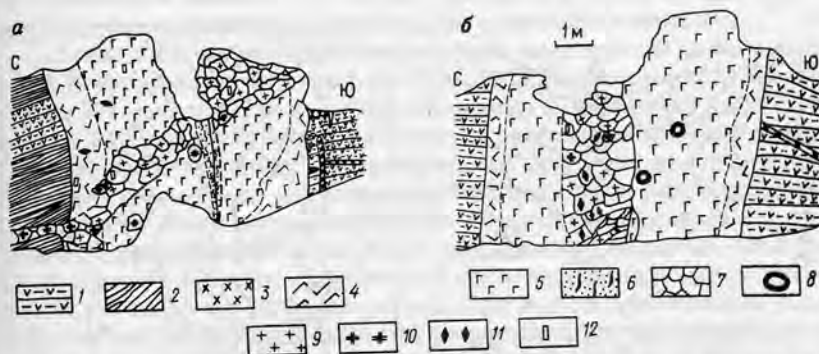


Рис. 9. Разрезы жилы амазонитового пегматита копи 50 по Академическому ходу (а – западная стенка, б – восточная):

1 – гранитогнейсы; 2 – амфиболиты; 3–5 – пегматит: 3 – древний гранитный, 4 – кварц-микрочлиновыи крупнографический, 5 – то же мелкографический; 6 – кварц-альбитовый бластомилонит; 7 – блоки плагиоклаза; 8 – занорыши; 9 – микрочлин; 10 – амазонит; 11 – биотит; 12 – берилл

жилах. В последних установлены также щелочные пироксены и амфиболы, ранее отмечавшиеся только в безамазонитовых пегматитах. Типичными акцессорными минералами амазонитовых пегматитов являются минералы Pb (галенит, козалиит, Pb-пироклор), Be (берилл, фенакит, гельвин, гентгельвин), Bi (висмутин, козалиит, бисмутит, клинобисванит, лиллианит, бисмит), Sn (касситерит, иксиолит), Ta (танталит, микролит), некоторые алюмофториды (криолит, веберит и др.).

Остановимся на характеристике типичных жил амазонитовых пегматитов. Копь 77 – единственная в южной части заповедника, где можно наблюдать строение жилы амазонитового пегматита в самой мощной части раздува. Жила залегает в гнейсово-амфиболитовой толще. Простираение ее широтное, падение на север под углом 80°, мощность около 2 м. В западной стенке копи во вмещающих породах видна маломощная жилка крупнографического пегматита, являющаяся, по-видимому, апофизой главной жилы. Строение жилы в раздуве симметрично-зональное, характерное для жил первого типа. В копи встречены кварц, микрочлина-амазонит, альбит, биотит, гранат, топаз, флюорит, триплит, малакон, колумбит, ильменорутит, магнетит.

Амазонитовый пегматит Блюмовской копи (жила 50 – рис. 9) залегает в гнейсово-амфиболитовой толще. Жила имеет мощность до 8 м и прослежена по простираению с запада на восток на 150 м. Строение пегматитового тела, наблюдаемое в восточной стенке копи, симметрично-зональное. Зальбанды сложены крупнографическим пегматитом, который ближе к центру сменяется мелкографическим. В последней зоне встречаются занорыши с акцессорными бериллом и топазом. В центральной части жилы развит в основном бескварцевый биотит-двуполевошпатовый блоковый пегматит с акцессорными самарскитом, колумбитом и монацитом. Амазонитовая окраска наблюдается в индивидах желтого микролина в виде неправильных и прихотливых по форме пятен бледно-зеленого цвета (с постепенными переходами к участкам желтого цвета). Интенсивность и распространенность амазонитовой окраски по-

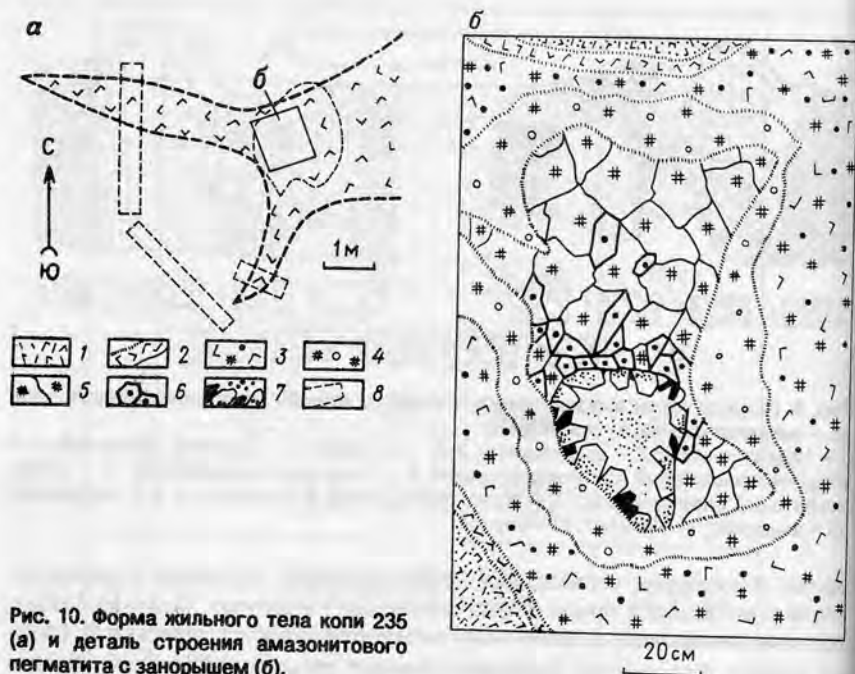


Рис. 10. Форма жильного тела копи 235 (а) и деталь строения амазонитового пегматита с занорышем (б).

1–5 – зоны пегматита: 1 – кварц-микроклиновая мелкографическая, 2 – то же крупнографическая, 3 – графическая и апографическая кварц-амазонит-альбитовая, 4 – пегматоидная и блоковая кварц-альбит-амазонитовая, 5 – блоковая амазонитовая; 6 – кристаллы биотита; 7 – кристаллы кварца (черное) и амазонита (светлое) на стенках занорыша; 8 – контуры горных выработок

степенно возрастают по мере перехода от зальбандов к центру жилы, а также от ее верхних частей к нижним. Наряду с основной массой бледноокрашенного желтовато-зеленого микроклин-амазонита нередко наблюдаются секущие зонки интенсивно окрашенного в зеленовато-голубой цвет амазонита мощностью около 1 см, в которых заключены маломощные (несколько миллиметров) прожилки кварца.

Несколько меньшим распространением пользуются жилы, зальбанды которых сложены графическим безамазонитовым (копи 27, 396, 235 и др.) и графическим амазонитовым пегматитом (копь 63). Жила амазонитового пегматита копи 235 образует изометричное в плане тело в участке западного разветвления мощной широтной жилы мелкографического пегматита, залегающей в амфиболитах (рис. 10). Мелкографический кварц-микроклиновый пегматит призальбандовой зоны сменяется ближе к центру маломощной зоной крупнографического пегматита. Далее следует зона кварц-амазонит-альбитового апографического и графического пегматита, который либо переходит в пегматоидный и блоковый (амазонит от ранних зон к поздним постепенно приобретает насыщенную окраску), либо граничит с занорышем (см. рис. 10). Занорыш размером 30–40 см имеет форму, близкую к изометричной. На его стенках развиты кристаллы амазонита и кварца, покрытые кристалла-

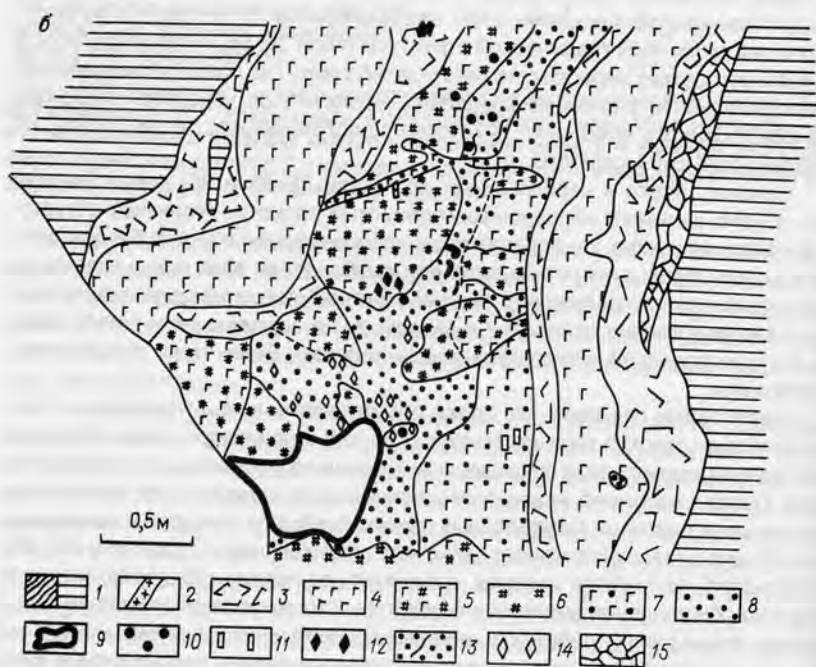
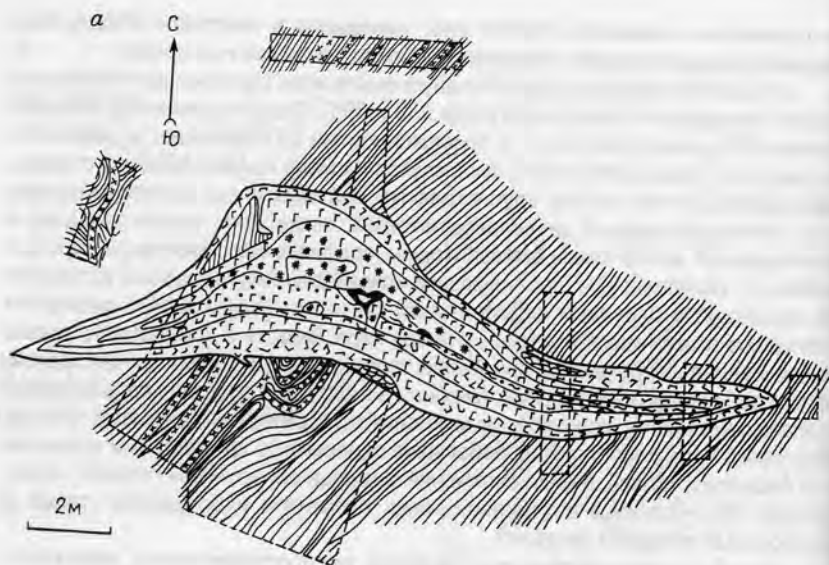
ми турмалина и фенакита. Кроме этих минералов в занорыше обнаружены мусковит, топаз, колумбит, касситерит, циркон, иксиолит и микролит.

В некоторых жилах отдельные внутренние зоны сложены двуполевошпатовым графическим пегматитом (копи 239 и 395). Линзовидная жила пегматита копи 395 мощностью до 4 м и протяженностью 25 м залегает в амфиболитах (рис. 11). Зональность жилы выражается в смене призальбандового кварц-микроклинового пегматита крупнографической структуры двуполевошпатовым, мелкографическим двуполевошпатовым, постепенно укрупняющимся и сменяющимся далее кварц-амазонитовым графическим. Последний, в свою очередь, с укрупнением и последующим исчезновением кварцевых ихтиоглиптов переходит в блоковый амазонитовый пегматит. Идиоморфные окончания кристаллов амазонита погружены в кварц ядра. Вместе с кристаллами амазонита в кварце встречаются кристаллы топаза, золотисто-бурого мусковита, щетки гребенчатого альбита. Во внешних зонах роста кристаллов амазонита и топаза отмечаются акцессорные микролит и касситерит. На нижней границе кварцевого ядра расположены небольшие занорыши с кристаллами акцессорного берилла и топаза. В виде включений в кварце обнаружены галенит, пирит, гельвин. Во внешних и внутренних зонах пегматита наблюдаются гранат и акцессорный колумбит-танталит.

Наряду с вышеописанными, наиболее распространенными, пегматитовыми телами известны и другие, весьма своеобразные в структурном отношении. Наиболее ярким отличительным признаком этих жил являются наличие и существенное преобладание в них кварц-альбитового пегматита лучистовенчиковой ритмичной графической структуры (копи 35, 58, 59, 60 и др.). Подобный пегматит развит непосредственно у зальбандов, где среди расщепленных индивидов альбита с ритмами кварцевых ихтиоглиптов находятся индивиды бледноокрашенного амазонита, в которых прослеживаются те же ритмы, но несколько большей мощности.

Наконец, всего в нескольких жилах (копи 79–88 и 96) существенную часть объема занимает неравномернозернистый пегматит гранитной структуры. В некоторых копиях он локализуется непосредственно у зальбандов жил, в других ему предшествует крупная призальбандовая зона кварц-микроклинового графического пегматита. Чаще всего такой пегматит гранитной структуры непосредственно переходит к занорышам с амазонитом и сопутствующей ему акцессорной минерализацией – топазом, фенакитом, турмалином, стрюверитом.

Необходимо отметить, что среди пегматитовых жил, отнесенных к безамазонитовым, многие тела как по строению, так и по минеральному составу, а иногда и по возрастному признаку практически не отличимы от жил с амазонитом. Таковы, например, кварц-полевошпатовые редкоземельные пегматиты, залегающие в пироксен-амфиболовых гранитогнейсах и сиенитах и размещающиеся ближе к мивскитовым породам, чем амазонитовые пегматиты. Это обстоятельство, по мнению авторов, позволяет, во-первых, предположить, что возможно обнаружение амазонита в некоторых из таких жил при дальнейших поисково-разведочных работах, и, во-вторых, считать, что наличие или отсутствие амазонитовой окраски у калиевых полевых шпатов не являются в данном случае достаточным критерием для типизации пегматитовых жил. В то же время благодаря возрастному положению, близкому внутреннему строе-



нию, сходству в последовательности минералообразования амазонитсодержащие пегматиты четко обособляются в единую группу жильных тел.

В заключение необходимо упомянуть о достаточно близком минеральном составе кольских и ильменских пегматитов. И в тех, и в других уже обнаружено более 70 минеральных видов, из которых большая часть представлена акцессорными минералами тантала, ниобия, иттрия, бериллия, олова, свинца, висмута и ряда других элементов (табл. 4). Весьма показательно, что некоторые редкоземельные и редкометальные минералы этих пегматитов имеют почти одинаковый химический состав. Указанные обстоятельства, а также близость геологической позиции и особенностей строения кольских и ильменских пегматитов с редкоземельно-редкометальной минерализацией позволяют предположить, что условия их образования были довольно сходны. Детальный анализ этих впервые отмеченных фактов выходит за рамки настоящей работы, тем не менее представляется необходимым отметить следующее.

Сравнение геологического положения Западно-Кейвского и Ильменогорского пегматитовых полей свидетельствует о некотором их подобии – в первую очередь по наличию в этих районах серии сходных по составу интрузивных пород с наибольшим развитием среди них образований щелочного ряда. При этом оказывается, что почти все щелочные породы одного региона имеют аналоги в другом – являются разновозрастными гомологичными представителями щелочногранитового и нефелин-сиенитового (миаскитового) формационных типов. Однотипны среди них биотитовые нефелиновые сиениты (миаскиты), сиениты и их пегматиты, а также всевозможные щелочные метасоматиты.

Принимая во внимание отмеченное, можно предположить существование и некоторых других общих черт в геологическом строении анализируемых пегматитовых полей щелочногранитовой формации. Подтверждение этого служат, например, данные М. Г. Исакова по характеристике амазонитовых пегматитов Вишневых гор, которые по геологическим условиям нахождения аналогичны ильменским амазонитсодержащим пегматитам. Здесь были описаны пегматиты с амазонитом, расположенные на разном удалении от щелочных пород. При этом обнаружилось, что в пегматитовой жиле, находящейся на максимальном расстоянии от миаскитов и сиенитов (в нескольких километрах), калиевый полевой шпат интенсивно окрашен в бирюзовый амазонитовый цвет, а весьма слабая амазонитизация характерна для пегматитового тела, залегающего на контакте гранитогнейсов с щелочными породами.

Как уже отмечалось, в кольских пегматитах процесс амазонитизации достигает максимума в жильных телах, расположенных на значительном расстоянии от щелочных гранитов. И в Ильменских горах намечается закономер-

Рис. 11. Схема строения жилы амазонитового пегматита копи 395:

а – план, б – разрез восточной стенки копи.

1 – амфиболиты; 2 – древние гранитные пегматиты и аплиты; 3–7 – зоны пегматита: 3 – крупнографическая кварц-микроклиноватая, 4 – мелкографическая кварц-двуполевошпатовая, 5 – крупнографическая кварц-амазонитовая, 6 – блоковая амазонитовая; 7 – графическая кварц-альбитовая; 8 – альбит (клевеландит); 9 – кварцевое ядро; 10 – топаз; 11 – берилл; 12 – биотит; 13 – кварц-альбитовый милонит; 14 – мусковит; 15 – блоковый микроклиновый пегматит

Т а б л и ц а 4. Сравнительная характеристика типоморфных акцессорных минералов в амазонитовых пегматитах Кольского полуострова (1) и Урала (2)

Видообразующий элемент	Минеральные фазы	
	1	2
Тантал, ниобий	Плюмбомикролит Плюмбопироклор Микролит Манганоколумбит Сложные оксиды	Колумбит-танталит Пироклор-микролит Ильменорутил-струвертит — Сложные оксиды
Олово	Касситерит Воджинит	Касситерит —
Висмут	Самородный висмут Оксиды висмута Заварицкит	Самородный висмут Висмутин —
Свинец	Галенит —	Галенит Сульфосоли Pb и Bi
Фтор	Иттрофлюорит Фторсиликаты —	Флюорит Топаз Алюмофториды
Рубидий	Микроклин и амазонит	Микроклин и амазонит
Литий	Циннвальдит	Циннвальдит
Бериллий	Гадолинит Хинганит Гентгельвин Даналит	Берилл Фенакит Гельвин Даналит
Фосфор	Фосфаты	Апатит
Иттрий и редкие земли	Силикаты, фосфаты, карбонаты, оксиды, галогены	Оксиды, силикаты, фосфаты

ное размещение пегматитовых жил с разной интенсивностью процесса амазонитизации относительно миаскитового массива (к району развития которого, по мнению авторов, пространственно тяготеют еще не вскрытые, материнские для амазонитсодержащих пегматитов щелочные граниты). Безусловно, высказанное предположение требует тщательной проверки. Несмотря на принадлежность амазонитовых пегматитов Кольского полуострова и Урала к щелочногранитовой формации и на ряд общих черт их геологии, между ними имеются и определенные различия. Главные из них заключаются в своеобразии внутреннего строения и состава редкоземельно-редкометалльной минерализации. В настоящее время самыми общими причинами таких различий следует признать неодинаковые глубины и возраст образования гранитоидов, продуцирующих эти пегматиты, а также различную позицию последних по отношению к материнским щелочногранитным массивам.

2.4.3. Казахстан, Киргизия

Известные в этом регионе интрузивы субщелочногранитовой формации по времени возникновения относятся к различным тектоно-магматическим циклам. Особенно широко они проявлены в связи с позднекаледонским и позднегерцинским магматизмом. Граниты данной формации, согласно Г. Н. Щербе и др., распространены неравномерно в различных типах геотектоногенов, в частности амазонит-альбитовые известны только в геотектоногенах линейного типа [4].

Амазонитсодержащие граниты Казахстана встречаются в связи с гранитоидами поздних стадий тектономагматических циклов, формируются на завершающих этапах становления интрузивных комплексов в виде фазных и фациальных образований. Они слагают небольшие секущие интрузивные тела, нередко трещинного типа (дайки, пологие залежи, купола более крупных гранитоидных массивов) и характеризуются полиминеральным составом, постоянным широким развитием лейстового альбита, а также редкометалльных (колумбит, касситерит, циркон и др.) и фторсодержащих (флюорит, топаз) акцессорных минералов. Рассмотрим более подробно строение и состав некоторых из этих массивов, опираясь на данные собственных исследований [3], а также работы Л. Г. Фельдмана и др. [1], Г. Н. Щербы и др. [4], А. Н. Бугайца, Н. Л. Пламеневской, П. В. Коваля и др.

Майкульский массив расположен в зоне сочленения Чу-Илийского антиклинория и Западно-Балхашского внутреннего прогиба (Чу-Илийский геотектоноген). Он имеет довольно значительные размеры (около 320 км²) и, судя по вытянутости в широтном направлении, приурочен к системе разломов, оперяющих Сарытумскую зону, являющуюся в свою очередь ответвлением крупной Джалаир-Найманской зоны разломов.

Массив сложен гранитами с радиологическим возрастом 400–300 млн. лет. В нем выделяются среднезернистые и порфиоровидные биотитовые, лейкократовые и амазонитовые граниты. Последние развиты преимущественно в западной эндоконтактной части массива (особенно широко в районе так называемых Голубых сопок), а также в восточной и юго-восточной частях массива (рис. 12). Амазонитовые граниты состоят из калиевого полевого шпата (от 30 до 40%), альбита (30–50 %), кварца (20–30 %) и циннвальдита (1–3 %).

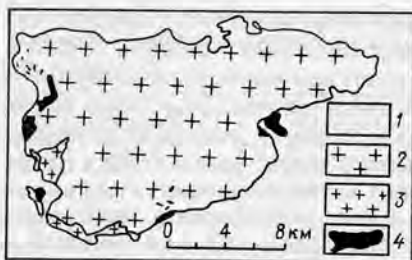


Рис. 12. Схема размещения amazonитовых гранитов в Майкульском массиве. По Н.Л. Пламеневской:

1 – вмещающие породы; 2–4 – граниты: 2–3 – среднезернистые (2 – порфировидные двуслюдяные, 3 – биотитовые), 4 – amazonит-альбитовые

Из аксессуарных минералов здесь пользуются значительным распространением флюорит, колумбит, касситерит, монацит и топаз. Западный контакт интрузива очень пологий – падает под углом 10–15° на юго-запад под кварцитовидные песчаники докембрия, которые в контакте с гранитами ороговикованы иногда слабо грейзенизированы. В непосредственном эндоконтакте наблюдается залежь (около 2 м) белых с редкими голубоватыми зернами мелко-тонкозернистых аплитовидных гранитов с биотитом. Под ними залегают среднезернистые amazonитовые граниты (фото 3). В верхней части последних (0,5 м) прослеживается неравномернозернистая порода с отдельными крупными „гороховидными” зернами кварца.

В результате детального изучения было установлено следующее [3]: 1) amazonитовые граниты, а также сходные и ассоциирующие с ними породы (альбитовые и amazonит-альбитовые аплиты, альбититы, amazonитовые пегматиты, флюорит-кварцевые жилы и грейзены) не являются фациями или дериватами обычных биотитовых и аляскитовых гранитов плутона, а представляют собой самостоятельный, самый молодой интрузивный комплекс; 2) проявления amazonитовых гранитов и их производных располагаются не по периферии или апикали Майкульского плутона, а в узком (1–5 км) меридиональном поясе, пересекающем западную оконечность массива и уходящем на многие километры на север и юг; 3) в целом описываемый плутон сложен гранитами трех комплексов: гранитового (каибского), лейкогранит-аляскитового и субщелочноamazonитово-гранитового (западно-майкульского). Очевидно также сходство гранитных серий данного среднепалеозойского плутона и мезозойского плутона Сибири (см. далее).

Согласно Г. Н. Щербе с соавторами, к западно-майкульскому комплексу принадлежит также расположенный к северу от Майкульского небольшой **массив биотит-альбитовых гранитов Кенгкиик**, в пегматитовых образованиях которого отмечен голубой amazonит.

На севере Чу-Илийского геотектоногена amazonит-альбитовые граниты встречены на глубоких горизонтах (400–500 м) вольфрамового месторождения **Караоба** [4]. Здесь, очевидно, происходило наложение amazonит-альбитовых гранитов субщелочнолейкогранитовой формации на граниты аляскитовой формации, с которыми связано вольфрамовое оруденение.

Курментинский массив расположен в районе хр. Кунгей-Алатау (Северный Тянь-Шань), в верховьях р. Талды. Он является частью Кунгейского гранитного плутона, предположительно относимого Г. П. Луговским и другим исследователями к позднекаледонскому интрузивному комплексу. Наиболее ранние образования представлены адаметлитами и нормальными гранитами,

слагающими крупный Кунгейский плутон. Позже формируются лейкократовые и аляскитовые биотитовые граниты, которыми сложены собственно Курментинский и другие небольшие массивы. Курментинский массив занимает площадь до 40–50 км² и контролируется субширотным тектоническим нарушением второго порядка, разграничивающим крупные структурные блоки региона. В экзоконтакте массива отмечается маломощный ореол грейзенизации. Среди пород кровли Курментинского массива располагается серия маломощных жильных тел гранит-, аплит-пегматитов и пегматитов. Многие тела гранит-пегматитов представляют собой апофизы основного тела гранитов. Мелкие тела гранитов. Мелкие тела пегматитов встречаются также среди гранитов апикальной зоны Курментинского массива и (реже) в более глубоких частях последнего.

Для массива, вскрытого врезом рельефа на глубину около 500 м, выявлена следующая вертикальная зональность. В наиболее глубоких его частях залегают светло-серые и розовато-красные лейкократовые биотитовые граниты, по химическому составу близкие к аляскитам, но характеризующиеся несколько повышенной щелочностью (9% $K_2O + Na_2O$). К главным минералам гранитов принадлежат альбит (32–33%), калиево-натриевой шпат (30–31%) и кварц (33–34%). Содержание биотита до 3–4%. Парагенезис акцессорных минералов таков: магнетит, ильменит (мало), монацит, циркон, торит, флюорит (преимущественно фиолетовый). Присутствуют также самарскит, фергусонит и колумбит.

Выше по разрезу, согласно Г. П. Луговскому и др., наблюдается постепенно изменение структуры гранитов, выражающееся главным образом в развитии мелкозернистого агрегата таблитчатого альбита второй генерации, усилении идиоморфизма калиевого полевого шпата и кварца и, наконец, появлении порфиробластов последнего, появлении и возрастных роли литиевых слюд и топаза, касситерита, самарскита, относительном повышении содержания тантала, олова, рублидия, фтора и других редких элементов. В том же направлении, начиная с глубин порядка 150–200 м, отмечается постепенное изменение окраски калиевого полевого шпата – от обычной серой или розовой до голубой амазонитовой.

Верхняя зона Курментинского массива мощностью 30–50 м образована почти исключительно амазонитовым гранитом, имеющим следующий состав: альбит (40–58%, в том числе 30–55% лейстовый второй генерации), амазонит (17–27%), кварц (20–27%), циннвальдит и реликты протолитионита (всего 2–3%), топаз (1–3%), а также колумбит-танталит, черный железистый бипирамидальный касситерит второй генерации, малакон с повышенным содержанием гафния (и тантала), бесцветный флюорит с повышенным содержанием редких земель, сильно измененный флюоцерит (замещенный агрегатом бастнезита и флюорита) и магнетит второй генерации (включая псевдоморфозы мушкетовита по гематиту).

Содержание рублидия в светло-серых гранитах внутренних частей массива составляет в среднем 0,036% (с вариациями от 0,027 до 0,044%), выше по разрезу в слабо амазонитизированных гранитах оно достигает 0,06–0,08%, а в амазонитовых гранитах апикальной части массива – 0,13% (с колебаниями от 0,09 до 0,19%). Коэффициент накопления, т. е. отношение содержания рублидия в гранитах апикальной части массива к исходному содержанию в

неизменных гранитах глубинных зон, составляет 3,5 – 4. Одновременно вверх по разрезу наблюдается увеличение содержания лития от 0,0043 до 0,024 % коэффициент накопления 5–6).

Гранит-пегматиты и пегматиты, залегающие среди гранитов верхней зоны и в надынтрузивной зоне Курментинского массива, среди пород кровли по ряду особенностей минерального и химического состава, интенсивности альбитизации и грейзенизации и другим признакам можно, вероятно, отнести как бы к верхней – пятой – зоне массива. Калиевый полевой шпат в них представлен наиболее интенсивно окрашенным (амазонитовым) максимальным микроклином, альбит второй генерации резко преобладает над ранним альбитом, содержание кварца не превышает 25–30 %, среди слюд развиты светло-зеленый циннвальдит и замещающий его почти бесцветный криофиллит. Размывы выделений желтоватого топаза в пегматитах достигают 1–1,5 см.

Мнение Г. П. Луговского и других о том, что зональность строения Курментинского массива обусловлена постепенным автометасоматическим изменением исходных лейкократовых и аляскитовых гранитов второй фазы, не разделяются Г. Н. Щербой с соавторами, которые рассматривают амазонитовые и альбитовые граниты в качестве самых молодых – мезозойских образований (аналогичных амазонитовым гранитам Майкульского плутона), наложенных на каледонские лейкогранит-аляскиты. Авторы данной работы поддерживают последний вывод и считают амазонитовые граниты Курментинского массива типичными представителями субщелочнолейкогранитовой формации.

Карагайлы–Актасский массив расположен на восточной периферии Северо-Тяньшаньского геотектоногена и структурно приурочен к грабен-синклинальному блоку, сложенному кембрийскими мраморизованными известняками, доломитами и сланцами.

Массив представляет собой крупное дайкообразное тело субширотного простирания, вытянутое с перерывами почти на 9 км, имеющее мощность от 10 до 400 м [4]. Контакты интрузива крутые (60–80°) в северной части и более пологие (30–60°) в южной. Граниты массива принадлежат к амазонит-альбитовому типу. Это альбитовые граниты со слабой и неравномерной амазонитизацией, интенсивность которой с глубиной увеличивается. Амазонит-альбитовые разновидности более широко развиты в центральной части дайки. На флангах амазонитизация затухает. Граниты часто грейзенизированы и рассечены сетью кварцевых, кварц-полешпатовых, кварц-слюдяных, слюдяно-полевошпатовых жил и прожилков с акцессорным (Ta = Nb) оруденением. В экзоконтакте дайки вмещающие породы скарнированы, грейзенизированы, содержат рудные жилы и прожилки.

Альбитовые граниты массива – породы мелко- и среднезернистой (иногда порфиroidной) структуры, состоящие из кварца (30 %), микроклина, в том числе амазонита (15–30 %), лейстового альбита (до 30–50 %), циннвальдита (до 5 %), мусковитизированного биотита. Среди акцессорных минералов распространены флюорит, топаз, селлаит, колумбит, касситерит, вольфрамит, циркон, торит и др. Наиболее типичные для этих гранитов тантал и ниобий помимо колумбит-танталита концентрируются и в главных минералах редкометаллических руд – вольфрамитах и касситеритах.

По данным А. С. Салимбаева, для интрузива характерна отчетливая вертикальная петрогеохимическая зональность.

О возрасте гранитов Карагайлы-Актасского массива нет единого мнения. Одни исследователи считают их палеозойскими (каледонскими), другие — мезозойскими.

Кроме описанных выше Курментинского и Карагайлы-Актасского массивов, в Северо-Тяньшаньском геотектоногене известны и другие массивы амазонитовых гранитов — Котургинский, Талжанский (хр. Кунгей-Алатау), Аксайский, Туюксуйский, Тастынский (Заилийский Алатау), а также Джылысуйский, Керегеташский и Тон-Туюкторский (хр. Терскей-Алатау). Для всех или большинства этих сложных массивов предполагается позднекаледонский возраст становления ранних фаз гранитоидов и мезозойский возраст активизации, в период которой и возникли фазы амазонитовых гранитов.

Хоргосский массив располагается на южном склоне Джунгарского Алатау, между реками Чижин на западе и Хоргос на востоке. Впервые амазонитовые граниты этого района описал еще в 1934 г. А. К. Жерденко, выполнявший специальные поиски коренных источников олова и других редких металлов. Массив размером не менее 10x4 км вытянут в широтном направлении, имеет форму треугольника, расширяющегося на восток, и приурочен к одному из субширотных разломов. На севере он сечет более крупный Тышканский массив биотит-роговообманковых гранитов карбонового возраста, на юге — раннекарбоновые вулканогенные породы. Южный контакт массива, вероятно, пологий, отдельные его выступы обнажаются на юге среди кислых эффузивов и туфов. Последние вдоль контакта ороговикованы, окварцованы, иногда грейзенизированы.

Массив сложен в основном биотитовыми порфировидными гранитами (иногда лейкократового облика) первой фазы с широко развитыми краевыми субфациями гранит-порфиров. Эти граниты прорываются штоко- и дайкообразными вытянутыми телами амазонитовых порфировидных гранитов. По данным А. К. Жерденко, полоса распространения амазонитовых гранитов шириной около 1,5 км протягивается от Чижина на северо-восток в верховья руч. Карагайлыбулак и далее вдоль правого склона Каскабулака и верховьев Арасана, переходя через р. Хоргос на территорию КНР, где ими сложен пик Оксантау (Сыртас). На территории нашей страны наиболее крупные тела амазонитовых гранитов размещаются в пределах этой полосы в верховьях руч. Карагайлыбулак, приурочиваясь к южному экзо- и эндоконтакту биотитовых гранитов первой фазы. Мощность отдельных тел колеблется от 5–10 см до 20–30 м, размеры от 0,1 до 0,5 км². Форма тел довольно прихотливая, они часто сужаются и образуют раздувы до нескольких десятков метров. Такие тела отмечаются и вдоль северо-западного контакта массива.

Контакты тел амазонитовых гранитов с вмещающими их биотитовыми гранитами и эффузивами нижнего карбона отчетливо секущие. В районе развития штоков амазонитовых гранитов обнажается довольно значительное количество жил и прожилков кварц-полевошпатового состава, пегматитов, иногда в незначительной степени амазонитизированных.

Амазонитовые граниты представляют собой почти белые с голубоватым или зеленоватым оттенком породы разнозернистого строения, состоящие из голубовато-зеленого амазонита, белого альбита, серого полупрозрачного

кварца и темной, иногда с золотистым блеском слюды. Порфировидность породе придают крупные (до 5–6 мм) зерна амазонита и округлые вкрапленники кварца размером до 2 – 3 мм. Основная масса породы мелкозернистая аплитовая. Порфировидные выделения составляют от 30 до 80% общей массы. „Цементирующая” масса образована альбитом (50–60 %), кварцем (25–35 %) калиевым полевым шпатом (10–15 %), биотитом и мусковитом (суммарно не более 5 %).

Амазонит почти всегда имеет микроклиновую решетку, в нем практически отсутствуют пертитовые включения альбита и пелитовый материал, но много вторичного альбита. Последний местами слагает почти мономинеральные жилки.

Аксессорные минералы амазонитового гранита – циркон, магнетит, сфен, ортит, топаз и флюорит. В дайковых телах местами граниты превращены в флюорит-слюдяно-топазовые грейзены.

В эндоконтактах амазонитовых гранитов наблюдаются пегматоидные участки размером от 1–2 см до 1 м. В самостоятельных жилообразных телах амазонитовых пегматитов помимо амазонита, кварца и мусковита отмечается вкрапленность молибденита, колумбита, висмутина и других минералов.

В **Джунгарском** геотектоногене кроме описанного Хоргосского секущие тела амазонитовых гранитов и пегматитов встречены в **Ойсазском массиве** биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов. К числу позднегерцинских массивов с более молодыми амазонитовыми гранитами относятся также **массивы Доголанский** (дайки и пологие залежи амазонит-альбитовых гранитов) и **Кынгыржальский** и Чингиз-Тарбагатайском геотектоногене; позднекаледонский **Золотоношский массив** (с экзоконтактовыми зонами и апофизами амазонит-альбитовых гранитов) отмечен в Кокчетавском геотектоногене.

2.4.4. Восточная Сибирь

В конце 50-х – начале 60-х годов на территории Восточной Сибири была открыта крупная провинция редкометальных месторождений, связанных с альбитизированными и грейзенизированными, в том числе и амазонитовыми, гранитами. Согласно А. А. Беусу, А. И. Гинзбургу и другим исследователям, редкометальные гранитоиды литионит-микроклин-альбитового состава (субщелочногранитовые в соответствии с принятой авторами данной работы классификацией и терминологией) всегда являются позднеорогенными и располагаются в типично геосинклинальных областях или связаны с зонами активизации.

Массивы редкометальных гранитоидов представлены обычно трещинными телами, крутопадающими штоками, небольшими куполами, часто имеющими зональное строение, сформированными в начале позднеюрской эпохи на небольшой глубине. В этом регионе подавляющее большинство редкометальных гранитоидов залегает в осадочно-метаморфических породах – песчаниках, сланцах, алевrolитах, конгломератах юрского возраста, в которых фиксируется наличие ореолов околоинтрузивных изменений – развитие слюды, топаза, касситерита. Остановимся на характеристике двух мезозойских массивов.

Первый мезозойский плутон Восточной Сибири [3] расположен в поле метаморфизованных песчано-сланцевых пород верхнего протерозоя – нижне-

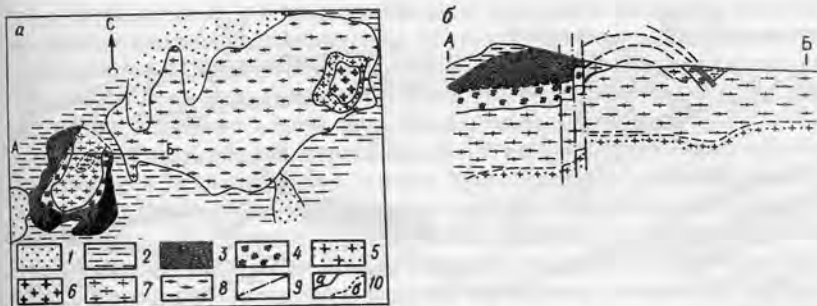


Рис. 13. Схематическая геологическая карта (а) и разрез (б) мезозойского плутона Сибири [3]:

1 – современные отложения; 2 – верхнепротерозойские – нижнекембрийские метаморфизованные песчано-сланцевые и эффузивные породы; 3–4 – комплекс субщелочных гранитов: 3 – мелко-среднезернистые амазонит-альбитовые с литионитом и мусковитом, 4 – средне-крупнозернистые мусковит-микроклин-альбитовые с "гороховидным" кварцем; 5–6 – комплекс аляскитов: 5 – среднезернистые, 6 – крупно-среднезернистые редкопорфировидные биотитовые и двуслюдяные; 7–8 – комплекс гранитов: 7 – мелко-среднезернистые густопорфировидные биотитовые и двуслюдяные, 8 – среднезернистые порфировидные биотитовые и двуслюдяные; 9 – разломы; 10 – геологические границы: а – относительно достоверные, б – предполагаемые

го кембрия (рис. 13). Он состоит из трех близко соседствующих гранитных массивов: Восточного, Центрального и Западного площадью соответственно 0,06, 8 и 1,8 км².

Центральный массив с поверхности на 80 % сложен гранитами двух разновидностей. Преобладают среднезернистые неравномерно-зернистые порфировидные биотитовые и двуслюдяные граниты с размером зерен в основной массе 0,5–3 мм. В подчиненном количестве встречаются мелко-среднезернистые резкопорфировидные и весьма неравномернозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты. Среднезернистые порфировидные граниты прорваны редкими дайками мелкозернистых жильных гранитов. На восточной оконечности Центрального массива С. М. Бескиным и Р. И. Недумовым откартированы аляскиты.

В **Восточном массиве** (на рис. 13 не показаны) на поверхности обнажаются в основном мелкозернистые грейзенизированные аляскиты с более или менее крупными ксенолитами среднезернистых порфировидных гранитов.

Западный массив имеет в плане неправильную изометричную форму (см. рис. 13). Поверхность западного контакта под углом 20° погружается под вмещающие породы, восточный контакт крутой – 40 – 50°, южный и северный – еще более крутые – 50 – 70°; этому они, особенно северный, обязаны смещениям по разломам. Массив обладает асимметричным концентрически-зональным строением: в центре залегают двуслюдяные порфировидные граниты, с внешней стороны наблюдается подковообразный, раскрытый к северу выход альбитовых гранитов. При более детальном рассмотрении выясняется, что от центра к периферии или в разрезе снизу вверх друг друга сменяют следующие разновидности гранитов (рис. 14): а) биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые неравномернозернистые порфировидные (внутри „подковы“); б) мус-

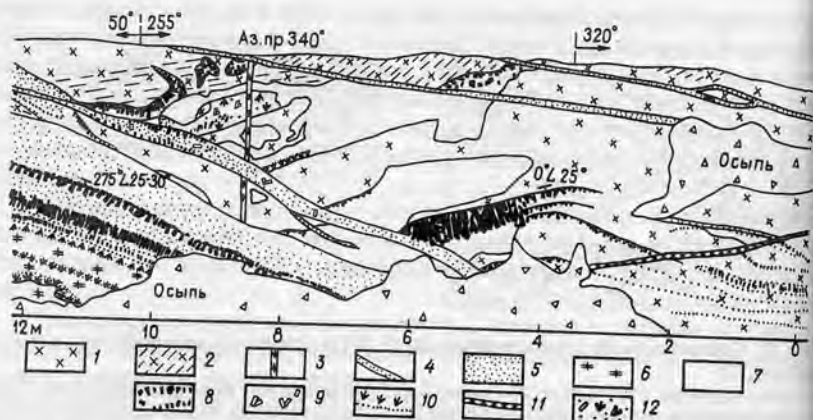


Рис. 14. Разнозернистые редкометалльные граниты и жильные образования в юго-восточном уступе горизонта 1000 м северного карьера Западного массива.

1–3 – гранит: 1 – мелко-среднезернистый амазонитовый, 2 – то же с циннвальдитом и пятнами грейзенов, содержащий кварц-амазонитовые крупнокристаллические зоны, 3 – мелкозернистый альбитовый с топазом; 4–5 – кварц-альбитовый агрегат: 4 – мелкозернистый, 5 – тонкополосчатый; 6 – среднезернистый кварц-амазонит-альбитовый гранит с лепидолитом, топазом, колумбит-танталитом; 7 – кварц; 8 – амазонит; 9 – акцессорный берилл; 10 – циннвальдит; 11 – кварц-флюоритовая жила с молибденитом; 12 – полосчатые агрегаты кварца с альбитом, бериллом, топазом, циннвальдитом и амазонитом

ковит-микроклин-альбитовые разнозернистые, с округлыми зернами кварца; в) амазонит-альбитовые с мусковитом и литиевыми слюдами мелко-среднезернистые (фото 4); г) лепидолит-альбитовые с топазом мелкозернистые (под сланцевой кровлей). Из прочих разновидностей упомянем дайки амазонит-альбитовых аплитов, пересекающие двуслюдяные порфиroidные граниты; амазонитовые пегматоидные с циннвальдитом тела, залегающие в мелкозернистых полосчатых альбититах среди альбитовых гранитов (фото 5), преобладающие в апикальной части массива и выходящие в экзоконтакт; оперяющие массив дайки микроклин-альбитовых аплитовидных гранитов с топазом. Приконтактные изменения сланцев выражены в мусковитизации, окварцевании; в полосе мощностью в несколько метров развиты лепидолит, флюорит, сульфиды.

Залежь лепидолит-альбитовых гранитов и верхняя часть залежи амазонит-альбитовых гранитов являются танталоносным рудным телом, где наряду с танталитом, колумбит-танталитом и микролитом встречаются гранат, флюорит, вольфрамит, касситерит, рутил и сфалерит. Главная черта зональности – увеличение снизу вверх содержания тантала и отношения Ta к Nb. Отношение Na к K остается стабильным.

Вопреки весьма распространенному мнению, согласно которому альбитовые и амазонит-альбитовые граниты Западного массива являются метасоматическими породами (апогранитами), образовавшимися по „обычным“ порфиroidным биотитовым гранитам, авторы данной работы пришли к выводу о самостоятельности комплекса существенно альбитовых гранитов [3].

Следовательно, и в пределах Западного массива мы имеем дело с двумя разновозрастными комплексами гранитов: древним порфировидным с жильными, также порфировидными разностями и юным, становление которого началось со среднезернистых альбитовых гранитов с „гороховидным“ кварцем; на них, возможно, и была наложена поздняя альбитизация.

Второй мезозойский плутон Восточной Сибири первоначально привлекал внимание исследователей в связи с оловорудным месторождением, а позднее в амазонитовых гранитах этого массива обнаружили также промышленное содержание тантала. Характеристика массива приводится по данным Г. П. Луговского и др., а также О. Д. Левицкого и др., Ю. И. Темникова и П. В. Ковалю. Массив располагается в пределах синклинали прогиба, выполненного дислоцированными терригенными породами ранне-среднеюрского возраста. Среди слагающих массив гранитоидов выделяются следующие разновидности: наиболее ранние образования первой фазы – тела гранодиоритов и кварцевых диоритов, дайки плагиогранитпорфиров и др.; более молодые интрузивы порфировидных биотитовых гранитов и следующих после них лейкогранит-аляскитов, а также небольшие трещинные интрузивы амазонитовых гранитов.

Один из наиболее полно изученных массивов амазонитовых гранитов представляет собой небольшое (1x1,2 км) тело асимметрично-купольной формы, слегка вытянутое в субмеридиональном направлении. Его внутреннее строение достаточно сложно. Согласно П. В. Ковалю, амазонитовые граниты связаны с биотитовыми, лейкократовыми и аляскитовыми, преимущественно порфировидными гранитами. Достаточно крупные тела таких пород либо непосредственно контактируют с некоторыми мелкими телами амазонитовых гранитов, либо находятся на некотором удалении (до 5 км) от них. В первом случае четыре тела амазонитовых гранитов, располагаясь в эндоконтакте интрузии слабопорфировидных биотитовых гранитов (на границе с порфировидными гранодиоритами и кварцевыми диоритами), подстилаются теми же биотитовыми гранитами.

Принимая во внимание, что отмечались пересечения амазонитовыми гранитами кварц-вольфрамитовых прожилков, которые, по мнению авторов, следует связывать с лейкогранит-аляскитовым комплексом, можно говорить, вероятно, об аналогии строения этого мезозойского плутона и уже рассмотренного первого мезозойского плутона. В том и другом случаях мы имеем дело не с фазами (в понимании Г. П. Луговского и соавторов), а с разными комплексами гранитов: ранним, гранитовым безрудным; более поздним – лейкогранит-аляскитовым с вольфрамовым оруденением; заключительным самым молодым – амазонит-альбитовым, с которым генетически связано танталовое (и оловянное) оруденение.

Следуя этой схеме формирования разновозрастных комплексов, охарактеризуем породы, наблюдаемые в разрезе тела амазонитовых гранитов.

Глубокие горизонты массива (350–550 м от поверхности) сложены однородными равномерносреднезернистыми (размер зерен 2–3 мм), слабо альбитизированными гранитами с весьма бледно-окрашенным амазонитом. В ряде участков окраска калиевого полевого шпата – желтовато-розовая. Наряду с микроклином (18 – 26 %), существенную роль играют альбит (31 – 43 %), кварц (24 – 32 %) и литиево-железистые слюды (2 – 8 %). Акцессорные минералы

представлены флюоритом, цирконом, колумбитом, касситеритом, сульфидами. В верхних частях разреза отмечаются редкие мелкие зерна топаза. Гипидио-морфнозернистая структура гранита лишь слегка вуалируется слабой альбитизацией. В бледно-розовых участках гранита в калиево-натриевом полевошпате наблюдаются пертиты распада, в значительных количествах встречается грубопертитовый полевой шпат, микроклиновая решетка в котором выражена слабо или незаметна. Голубой водяно-прозрачный калишпат-амазонит обычно решетчатый или крипорешетчатый. Снизу вверх по разрезу в породе растет содержание альбита, увеличиваются относительное количество решетчатого микроклина и интенсивность голубой окраски, протолитионит сменяется циннвальдитом, появляется топаз. В массе альбитизированного гранита развиты маломощные жилки и зонки альбититов, кварц-калишпатовые и топаз-кварцевые прожилки. В целом рассматриваемые породы, по-видимому, можно отнести к одной из поздних ведущих фаз нормальных гранитов, слегка измененных под воздействием формировавшихся позднее аляскитов и амазонитовых гранитов.

Выше по разрезу (после весьма четкой границы) вплоть до поверхности прослеживаются средне-крупнозернистые альбит-амазонитовые граниты (порфиробластовые амазонитовые интенсивно альбитизированные граниты главной фации, согласно П. В. Ковалю). На долю этих пород приходится около 95 % объема массива в его апикальной части. Они преобладают в западной, северной и южных частях закартированной поверхности массива (фото 6), содержат более 50 % альбита, от 15 до 25 % кварца и калиевого полевого шпата (преимущественно амазонита), от 0,5 до 4 % циннвальдита, до 1 % оксида железа. Для породы характерно следующее: относительно большие размеры зерен ярко окрашенного голубовато-зеленого амазонита (от 2–3 до 4 мм); низкие содержания (5–14 %) мелкозернистого кварца и высокие (25–40 %) – крупных порфиробластов кварца, повышенные, по сравнению с другими породами, содержания литиево-железистых слюд, в виде крупных пластинок, часто такситовая текстура, обусловленная неравномерным распределением таблитчатого альбита в виде более или менее крупных, почти мономинеральных пятен, зон, струй на фоне преобладающей массы того же альбита, равномерно развитого в объеме породы; проявление замещающего микроклин шахматного альбита, спорадически встречающегося в верхних частях массива и постепенно приобретающего все большее значение на глубоких горизонтах.

Снизу вверх по разрезу в средне-крупнозернистых амазонитовых гранитах наблюдается увеличение количества альбита, усиление интенсивности амазонитовой окраски калиевого полевого шпата, некоторое увеличение содержания лития в слюде. По составу слюды отвечают циннвальдиту или железистому лепидолиту. При этом общее содержание слюды в породе снижается до 1 % и менее, а содержание топаза возрастает. Меняется также характер аксессуарной минерализации: вместо колумбита ведущим становится пироклор-микролит. Эти особенности состава позволяют выделить в пределах рассматриваемых гранитов большую по объему нижнюю зону с колумбитом и значительно меньшую верхнюю с лепидолитом и микролином. Подобные граниты являются отчетливо более поздними по отношению ко всем остальным гранитам. По мнению авторов, это одна из ведущих первых фаз субщелочно-гранитовой формации.

Непосредственно на участке, примыкающем к северному гребневидному выступу, а также на более обширной площади в восточной половине массива под его эродированным гребнем распространены средне-мелкозернистые амазонитовые интенсивно альбитизированные граниты краевой фации („корки“), по П. В. Ковалю (или купольной фации, по Г. П. Луговскому и др.). Это светлые бледно-зеленые, реже сероватые равномернозернистые породы, в типичных образцах состоящие на 60 % и более из лейстовидного альбита. Содержание кварца и амазонита в них достигает 20 % (каждого). Количество топаза и лепидолита обычно не превышает 1 %.

В пределах плутона наблюдается большое количество жильных производных. В верхней купольной части массива отмечается серия крутопадающих ветвящихся зон субмеридионального простирания, сложенных мелкозернистыми аплитовидными альбитизированными амазонитовыми гранитами. Для них характерны малые размеры зерен микроклина и кварца (0,25 – 1 мм), почти полное отсутствие порфиروبластов кварца, низкое содержание (0,5–2 %) циннвальдита, представленного мелкими чешуйками, и неравномерное распределение мелкотаблитчатого альбита II в виде гнезд, струй, прожилков (его содержание составляет обычно 20–30 %).

К числу жильных образований относятся также сравнительно мало распространенные средне-крупнозернистые жильные амазонитовые граниты и гранит-пегматиты. Для этих гранитов типичны весьма слабая альбитизация и ярко выраженный идиоморфизм амазонита по отношению к кварцу второй генерации, составляющему практически весь кварц этих пород. Кварц-амазонитовые жилы встречаются не только в гранитах купола массива, но также и за его пределами, в экзоконтакте.

Жильные амазонитовые граниты и гранит-пегматиты являются наиболее молодыми гранитными породами. Отметим, что им, так же как и некоторым гидротермалитам экзоконтакта, свойственны наиболее интенсивная окраска амазонита и наиболее упорядоченная структура калиевого полевого шпата (максимальный микроклин). Наряду с амазонитовыми в экзоконтакте массива развиты кварц-калишпатовые жилы с обычными окрасками полевого шпата.

К самым поздним жильным образованиям принадлежат кварцевые жилы с топазом и циннвальдитом, кварцевые жилы, имеющие слюдистую оторочку, зоны окварцевания с сульфидами и единичными кальцитовыми жилами с галенитом.

2.4.5. МНР

Мезозойские гранитоиды, среди которых достаточно широко распространены массивы редкометальных амазонитсодержащих гранитов, на территории МНР распределены неравномерно и размещаются исключительно к восточной части страны, к востоку от меридиана 103° в. д. Площадь их развития контролируется своеобразным глыбово-сладчатými структурами типа систем линейных сводовых поднятий домезозойского кристаллического основания, разделенных прогибами.

В.И. Коваленко с соавторами в пределах рассматриваемого региона выделяют редкометальные граниты трех геохимических типов: 1) модотинского или стандартные по главным геохимическим признакам (в основном соот-

ветствуют) лейкогранит-аляскитовой формации); 2) шарахадинского, отличающиеся литий-фтористой спецификой (представители субщелочнолейкогранитовой формации); 3) дашибалбарского с характерными геохимическими чертами агпаитовых гранитов (щелочногранитовая формация).

Граниты *модотинского геохимического типа* слагают большое число массивов, часто многофазных. Гранитам поздней фазы свойственно наличие пегматитов как шлирового, так и жильного типа. Непосредственно вслед за формированием гранитов поздней фазы отмечается этап образования мусковитовых грейзенов и кварцевых жил с типичным для данного региона оловянным и вольфрамовым оруденением.

Среди *гранитов шарахадинского типа* известны многофазные (Жанчивланский, Юдугынский, Баба-Газрынский) и однофазные (Абдарский, Борун-Цогтинский) массивы. Их отличительной особенностью является наличие в составе плутонов амазонитовых гранитов или пегматитов. Обычно граниты шарахадинского типа – это крупно- или среднезернистые аляскиты с биотитом, иногда порфириовидные, с округлым морионовым кварцем. По химическому составу они близки к аляскиту и аплиту Дэли, характеризуясь повышенными, по сравнению с кларковыми, содержаниями лития (в 2 – 10 раз), рубидия (в 2 – 10 раз), фтора (в 2–20 раз), иногда бериллия, цинка, вольфрама, молибдена и олова. Особенно высокие содержания этих элементов, а также ниобия, тантала и гафния присущи в основном поздним породам заключительных интрузивных фаз и породам апикальных частей массивов. Для них обычны низкие значения величин калий-рубидиевого (до 40–20), ниобий-танталового (до 1 и менее) и цирконий-гафниевого (до 1) отношений. Весьма типичная геохимическая черта шарахадинских гранитов – аномально низкие (на один-два порядка ниже кларковых) содержания бария и стронция.

Из метасоматических образований, связанных с гранитами шарахадинского типа, развиты зональные тела от кварц-лепидолитовых грейзенов до мономинеральных альбититов, а также зональные тела цвиттеров, микроклинитов и кварц-мусковитовых грейзенов. Все эти породы, так же как и граниты заключительных интрузивных фаз, являются постоянно рудоносными на олово и тантал, а в некоторых случаях – на вольфрам, редкие земли и др.

Главная разновидность *гранитов агпаитового, или дашибалбарского геохимического типа* – монополевошпатовые граниты с рибекитом или эгирином. Реже встречаются сиениты и граносиениты. Часто наблюдается четкая связь и пространственная близость этих гранитов с их эффузивными аналогами. По химическому составу эти породы относятся к типичным щелочным гранитам с величиной коэффициента агпаитности больше 1 (иногда значительно). В них отмечаются как кларковые, так и повышенные (на 1 – 2 порядка) содержания лития, рубидия, олова, цинка, ниобия, циркония, редких земель и тория.

О временном взаимоотношении гранитов различных геохимических типов можно судить по наиболее изученному Жанчивланскому массиву сложного строения, в котором установлено, что граниты горихинского типа (гранитовая формация) прорываются модотинскими, а те в свою очередь секутся шарахадинскими. Аналогичные временные соотношения между гранитами перечисленных типов выявлены в пределах Тумэн-Цогтинского массива. В Онгон-Хайрханском массиве наблюдалось пересечение кварц-вольфрамитовых

жил, связанных с гранитами модотинского типа, дайкой топазосодержащих кварцевых кератофилов (онгонитов) шарахадинского типа. В Баян-Уланском массиве граниты шарахадинского типа пересекаются щелочными гранофирами (агпаитовый тип).

Эти данные позволяют предположить, что в пределах ранне- и позднемезозойских интрузивных циклов последовательность формирования по крайней мере горихинских, модотинских и шарахадинских гранитов является сходной и соответствует порядку их перечисления. Видимо, наиболее поздним в ранне-мезозойском цикле следует считать граниты агпаитового типа. Не исключено, что их взаимоотношения с гранитами шарахадинского типа в отдельных массивах могут быть более сложными.

Как уже отмечалось, амазонитовые граниты, развитые в пределах МНР, представляют собой одну из разновидностей шарахадинских гранитов. По минеральному составу это амазонит-альбитовые граниты, среди которых выделяются разновидности с циннвальдитом, а также с топазом и циннвальдитом.

Амазонит-альбитовые граниты с циннвальдитом (или биотитом) широко распространены в массивах гранитов данного геохимического типа. В среднезернистых разновидностях этих гранитов чаще всего встречается решетчатый, без пелитового вещества микроклин (амазонит), иногда с реликтами нерешетчатого, с большим количеством пелитового вещества калиевого полевого шпата. В амазонитах количество пертитов уменьшается до 10 % по сравнению с неамазонитовыми калиевыми полевыми шпатами, преобладающая форма их – фестончатая. Среди гранитов Абдарского массива наблюдаются зональные кристаллы калиевого полевого шпата с нерешетчатой пелитовой центральной частью и амазонитом по периферии. В среднезернистых амазонит-альбитовых гранитах Абдарского массива чаще встречается циннвальдит, а Борун-Цогтинского – биотит.

Амазонит-альбитовые граниты с порфировидной структурой и мелкозернистой гранофировой основной массой в отличие от среднезернистых разновидностей обычно содержат мелкие пегматоидные шлиры. Периферическая часть их сложена гранофировым агрегатом гранита, а центральная – более крупными, чем в окружающей породе, идиоморфными кристаллами амазонита, кварца и циннвальдита. В эндоконтактах Абдарского и Борун-Цогтинского (Восточного) массивов выявлены также крупные шлиры амазонит-альбитовых пегматитов, состоящие из тех же минералов, что и амазонит-альбитовые граниты.

В апофизах и дайках амазонит-альбитовых гранитов иногда наблюдается переход от аляскитов с биотитом к амазонит-альбитовым гранитам. В них же встречались сливные фельзитовые разновидности амазонит-альбитовых гранитов. В дайке Абдарского массива от подошвы к кровле отмечалась постепенная смена мелкозернистого аляскита с биотитом амазонит-альбитовым гранитом, а его, в свою очередь, амазонит-альбитовым грубозернистым пегматитом.

Широко распространены среди гранитов шарахадинского типа также амазонит-альбитовые граниты с топазом и циннвальдитом. Это среднезернистые породы зеленоватого цвета с массивной, иногда пятнистой текстурой (последняя обусловлена неравномерным распределением гороховидных скоплений кварца). Главные минералы этих пород – альбит, калиевый полевой

шпат, кварц и циннвальдит. Постоянно присутствуют также топаз и флюорит. Среди аксессуарных и рудных минералов выявлены ильменит, касситерит, циркон, колумбит, Рb-пироксид и др.

В отличие от микроклин-альбитовых гранитов, здесь более 50 % калиевого полевого шпата представлено водно-прозрачной решетчатой разностью – амазонитом, в котором только в виде реликтов встречается пелитовый нерешетчатый калиевый полевой шпат. Часто наблюдаются зональные кристаллы микроклина, центральные части которых обогащены грубыми пертитами, а периферические содержат не более 10 % тонких пертитов распада. Нередки зональные кристаллы слюды с переходами как от литиевого биотита к циннвальдиту, так и от циннвальдита (в центральных частях зерен) к лепидолиту.

Взаимоотношения между минералами сложные и интерпретируются неоднозначно. Зерна плагиоклаза I и II, калиевого полевого шпата, слюды, топаза и флюорита расположены между округлыми зернами кварца. В то же время в кварце нередко присутствуют включения полевых шпатов. Особенно часто отмечаются зональные зерна кварца, в которых включения лейст альбита, иногда калиевого полевого шпата и реже слюды образуют концентрические зоны, параллельные очертаниям зерен кварца. Плагиоклаз I обычно более идиоморфен, чем калиевый полевой шпат. Однако в зернах последнего фиксируются включения альбита, расположенного нередко по концентрическим зонам, параллельным граням кристаллов. По-видимому, описанные взаимоотношения свидетельствуют о близости времени формирования всех минералов амазонитовых гранитов. Не исключено, что кварц и плагиоклаз I являются все же несколько более ранними по сравнению с остальными минералами, а лейстовый альбит II представляет собой продукт частичной перекристаллизации гранита в твердом состоянии.

Кроме собственно амазонитовых гранитов амазонит иногда встречается еще в одной разновидности шарахадинских гранитов – в альбит-лепидолитовых гранитах с топазом. Это белая сахаровидного облика порода с порфирированной структурой и массивной текстурой, к главным минералам которой относятся плагиоклаз (альбит), кварц, калиевый полевой шпат, лепидолит и топаз. Из аксессуарных и рудных минералов наблюдаются касситерит, флюорит, тантал-ниобаты и др. Порфирированный характер породы обусловлен присутствием относительно крупных (до 3–5 мм) округлых гороховидных зерен кварца и реже таблитчатых зерен микроклина (иногда амазонита) на фоне мелкозернистой сахаровидной основной массы.

Особо следует остановиться на описании **онгонитов**, впервые открытых на территории МНР. Под этим названием подразумевается субвулканическая порфирированная стекловатая порода, близкая по составу к кварцевому кератофиру, но содержащая топаз, литиевую слюду и ряд редкометаллических минералов (рис. 15). В некоторых онгонитах калиевый полевой шпат представлен амазонитом. Породы состоят из альбита, калиевого полевого шпата, кварца, реже литиевого мусковита и топаза, слагающих как вкрапленники, так и микроразнозернистую основную массу с небольшим количеством стекла.

Количество вкрапленников альбита, калиевого полевого шпата и кварца зависит от степени раскристаллизованности породы. С ее увеличением линейно возрастает содержание вкрапленников калиевого полевого шпата. Количество вкрапленников альбита при этом растет с некоторым "замедлением", а

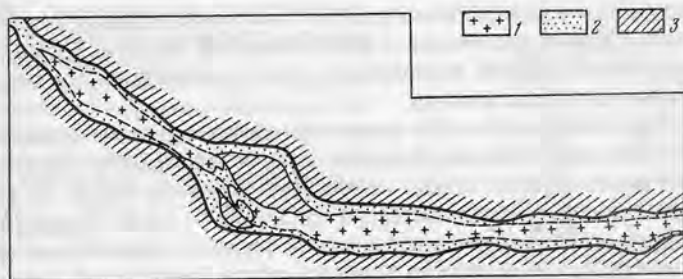


Рис. 15. Петрографическая схема дайки онгонита. По Н.И. Коваленко и В.И. Коваленко.

1-2 — онгониты: 1 — с мелкозернистой основной массой и вкраплениями калиевого полевого шпата (в том числе амазонита), альбита, лепидолита и топаза, 2 — «закаленные» эндоконтактные скрытокристаллические с редкими вкраплениями или без них; 3 — вмещающие алевролиты и сланцы

кварца, наоборот, — с некоторым „ускорением“. Максимально наблюдавшееся количество вкрапленников в породе — 52 %, минимальное — 4 %.

Размеры вкрапленников также изменяются при изменении степени раскристаллизованности пород: в целом они возрастают при уменьшении количества основной массы. Максимальный рост зерен альбита происходил в начальные этапы кристаллизации при содержании основной массы (расплава) больше 70 %, а кварца — в более поздние этапы. Размеры вкрапленников калиевого полевого шпата увеличивались монотонно на протяжении всего процесса кристаллизации породы.

Альбит — наиболее распространенный минерал вкрапленников. Он образует мелкотаблитчатые и призматические полисинтетически двояниконованные зерна, содержащие только мелкие включения стекла и многочисленные мельчайшие газовой-жидкие пузырьки. Состав его колеблется от № 15 до № 3-5. Альбит № 3 — 5 выделяется в виде призматических зерен более крупных размеров.

Вкрапленники калиевого полевого шпата (микроклина или амазонита) представлены четко ограниченными таблитчатыми кристаллами. Они имеют зональное строение. От центров зерен к периферии изменяется не только состав минерала, а в соответствии с ним — и оптические свойства, но и количество включений — центральные части вкрапленников обогащены газовой-жидкими пузырьками и стеклом, к периферическим же количество их уменьшается, а калиевый полевой шпат становится водяно-прозрачным. Окрашенные амазонитовые разности калиевого полевого шпата появляются в наиболее раскристаллизованных породах и характерны для самых крупных вкрапленников.

В некоторых случаях наблюдались „зональные“ вкрапленники щелочного полевого шпата, в которых центральные части были сложены амазонитом, а краевые — белым микроклином. Микроскопические исследования показали, что эти „зональные“ вкрапленники состоят из агрегатов кристаллов калиевого полевого шпата. При этом центральная амазонитовая часть агрегата оказывается периферической зоной каждого образующего его монокристалла. В

водяно-прозрачных и амазонитовых разностях калиевых полевых шпатов иногда отмечаются тонкие струйчатые и веретеновидные пертиты. Кроме стекла и газовой-жидких включений, вкрапленники этого минерала постоянно содержат отдельные кристаллы альбита.

Вкрапленники кварца имеют четко ограниченную дипиримидальную форму с гексагональным сечением. В редких случаях наблюдалось коррозионное разедание вкрапленников кварца минералами основной массы. Из включений во вкрапленниках кварца постоянно присутствуют призматические кристаллы альбита, агрегаты стекла каплевидной формы и сравнительно мелкие таблитчатые кристаллы калиевого полевого шпата. Значительно реже, в наиболее раскристаллизованных породах, отмечаются вкрапленники литиевого мусковита и топаза.

Основная масса обогащена по сравнению с вкрапленниками топазом, лепидолитом и кварцем. В связи с малыми размерами минералов основной массы (сотые доли миллиметра и меньше) оценить их количественные соотношения не представляется возможным. В некоторых участках до 10 % основной массы сложено бурым до светло-желтого стеклом с показателем преломления от 1,500 до 1,530.

Структура закаленных разностей пород альбитофирова с афанитовой основной массой, а более раскристаллизованных порфирирова с микрогранулитовой основной массой. Для основной массы типичны также микрофлюидальные текстуры. Характернейшей особенностью описываемых пород является постоянное обрастание всех зерен альбита каймами калиевого полевого шпата.

Рассмотренные взаимоотношения минералов позволяют однозначно судить о порядке начала их кристаллизации при формировании даек онгонитов. Наиболее ранний минерал – альбит. Следующим кристаллизовался калиевый полевой шпат, состав которого постепенно изменялся вплоть до появления амазонита. Более поздними являются вкрапленники кварца и литиевого мусковита. По-видимому, топаз выделялся одним из последних, частично в процессе образования основной массы.

В заключение приведем краткое описание некоторых типовых для рассматриваемого региона массивов амазонитосодержащих гранитов и онгонитового проявления.

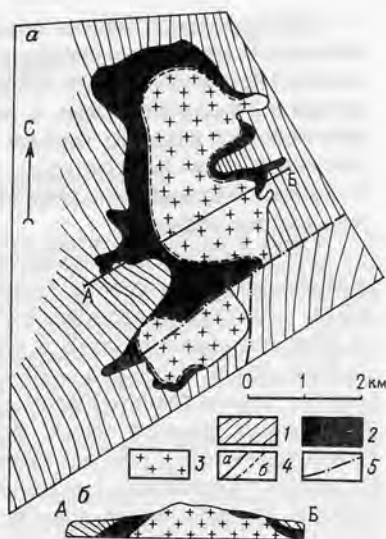
Абдарский массив гранитов относится к массивам простого строения. Согласно данным В. И. Коваленко и др., он представлен гранитами шарахадинского геохимического типа. Массив размещается в пределах Западно-Хантэйского поднятия, сложенного терригенными породами. Форма его близка в эллипсоидной (рис. 16), площадь выхода на поверхность составляет 7,5 – 10 км². Вмещающими породами служат песчано-сланцевые толщи предположительно палеозойского возраста. Формирование массива происходило в течение раннемезозойского цикла интрузивной деятельности.

Предполагается, что часть массива, обнаженная в пределах горы Абдар-Ула, имеет форму сложного купола, поверхность которого осложнена многочисленными мелкими куполами второго порядка. В межкупольных участках отмечаются ксенолиты вмещающих пород и граниты, характерные для эндоконтактовых зон массива.

Центральная часть Абдарского массива сложена среднезернистыми аляо-

Рис. 16. Схематическая геологическая карта (а) и разрез (б) Абдарского массива. По В.И. Коваленко и др.:

1 – песчано-сланцевые толщи палеозоя; 2–3 – граниты: 2 – средне-мелкозернистые амазонит-альбитовые с пегматоидными участками на периферии, 3 – среднезернистые биотитовые; 4 – геологические границы: а – более, б – менее достоверные; 5 – разломы



китовыми гранитами с биотитом. Она окаймлена зоной (прерывистой на востоке) среднезернистых амазонит-альбитовых гранитов. В восточной части массива – в экзоконтакте – особенно широко развиты амазонитовые пегматоидные тела. Кроме того, участки амазонит-альбитовых гранитов имеются и в центральной части массива – в апикальных частях куполов второго порядка.

По направлению к контактам амазонит-альбитовые граниты становятся сначала порфиридовидными за счет появления микропегматитовой основной массы, а затем мелкозернистыми, с большим количеством мелких шлировых пегматоидных участков. Непосредственно у контакта, как правило, прослеживается зона резко неравномернозернистых пород, отвечающих по составу аплиту, с крупными и мелкими шлирами кварц-микроклиновых пегматитов. Переходы между описанными породами часто постепенные, но отмечались также случаи пересечения эндоконтактовыми аплитовидными и даже порфиридовидными амазонит-альбитовыми гранитами пород центральных частей массива.

В восточном эндоконтакте массива наблюдалась дайка аплитовых и амазонитовых гранитов, в которой повторяется зональность пород всего массива. Средняя видимая мощность ее около 5 м. Породы всяческого эндоконтакта дайки представлены грубо-, неравномернозернистыми пегматоидными гранитами с вкрапленниками амазонита и кварца размером в поперечнике до 5 см. Основная более мелкозернистая масса породы сложена амазонитом, альбитом, кварцем и голубовато-зеленым циннвальдитом. По направлению к подошве дайки породы приобретают все более мелкозернистое строение, а количество амазонита и слюды в них уменьшается так, что в лежачем боку появляется аплитовидный гранит с биотитом и обычным калиевым полевым шпатом вместо амазонита. С уменьшением мощности дайки по ее простиранию на северо-восток выклиниваются апикальная зона пегматоидных амазонитовых гранитов и приподошвенная пегматоидных аплитовидных гранитов с биотитом. Амазонитовые граниты приобретают все более мелкозернистое строение и переходят в сливные амазонитовые фельзиты с четкими эндоконтактовыми зонами закалки и флюидальными текстурами.

Жанчивланский массив представляет собой пример массивов сложного строения. Вмещающими породами для гранитов этого массива на юго-западе является песчано-сланцевая толща протерозоя – нижнего кембрия, на западе и севере – отложения девона, а на востоке, – диориты и кварцевые диориты палеозойского возраста. Возраст гранитов Жанчивланского массива, по данным определения $K=Ar$ методом, колеблется, в интервале 183–231 млн. лет. Положение массива контролируется крупной системой разломов северо-восточного простирания.

Основной фон Жанчивланского массива образует обширный выход резкопорфировидных гранитов горихинского типа. Площадь их выхода более 100 км². Эти породы прорываются среднезернистыми гранитами модотинского типа. Последние развиты в пределах нескольких тел на северо-востоке массива общей площадью – 20 км². Наконец, к самым молодым относятся редкометальные граниты шарахадинского типа, слагающие несколько мелких разобщенных выходов общей площадью около 50 км² – Бурал-Хангайский, Улан-Буридинский, Урту-Гоцзогорский и др. Их контакты с более древними гранитами горихинского и модотинского типов – резкие, интрузивные, с инъекциями во вмещающие граниты. Эндоконтактные разности приобретают резкопорфировидный облик и нередко переходят в гранит-порфиры. Экзоконтактные зоны вмещающих гранитов несколько обогащены биотитом, но не меняют своей зернистости.

В эндоконтакте шарахадинских гранитов в урочище Урту-Гоцзогор наблюдались магматические брекчии, в которых обломки кристаллов кварца, калиевого полевого шпата и олигоклаза сцементированы фельзитовой кварц-полевошпатовой массой. В гранитах данного типа отмечались шлировые пегматиты с занорышами, выполненными крупными кристаллами микроклина, иногда амазонита, альбита, кварца, биотита и турмалина. Жильная серия этих гранитов представлена гранит-порфирами, напоминающими породы эндоконтакта, и аплитами, слагающими как крутопадающие, так и пологие дайки.

В целом в состав Жанчивланского массива входят весьма разнообразные породы. Кроме трех вышеупомянутых типов гранитов (соответственно гранитовой, аляскитовой и субщелочнолейкогранитовой формаций), здесь установлен наиболее полный ряд дифференциантов литий-фтористых гранитов шарахадинского типа: аляскиты, микроклин-альбитовые, амазонит-альбитовые, альбит-лепидолитовые граниты, а также различные метасоматические образования (цвиттеры, микроклиниты, кварц-лепидолитовые грейзены, альбититы, кварц-мусковитовые грейзены, турмалиновые породы, кварцевые жилы с оловянной и вольфрамовой минерализацией). Впервые в МНР здесь открыты также танталоносные альбит-лепидолитовые граниты.

3.1. ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ, ВТОРОСТЕПЕННЫЕ И АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ АМАЗОНИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

В различных генетических типах амазонитсодержащих пород в настоящее время обнаружено около 200 минеральных видов. Из этого числа около 130 найдено только в каком-либо одном из типов пород, в большинстве же из них постоянно встречается не более 20 видов, а обязательными для всех генетических типов являются только около 10 минералов. Наибольшее количество минеральных видов (более 70) отмечается в пегматитовых месторождениях щелочногранитовой формации, а наименьшее (10 – 15) – в пегматитах и метасоматитах аляскитовой формации. Лидирующая роль в амазонитсодержащих породах принадлежит силикатам (около 40 %), далее следуют оксиды (20 %), сульфиды (8 %), фториды (8 %), фосфаты (8 %). В амазонитсодержащих парагенезисах непосредственно с амазонитом установлено около 30 минеральных видов (табл. 5). Видовой набор минералов, в котором существенную роль, кроме силикатов и оксидов, играют сульфиды, фториды и фосфаты (табл. 6), а также особенности их химического состава (табл. 7) свидетельствуют о длительности и достаточно поздней стадии образования амазонитсодержащих. Эти минералы обычно содержат Fe, Mn, TR, Y, Pb, обогащены летучими (OH, F, S, B) и радиоактивными (Th, U, K, Rb) элементами.

Обратим внимание на ряд тенденций изменения содержаний и на характеристику некоторых типоморфных особенностей минералов, встреченных во всех генетических типах амазонитсодержащих пород.

Калиевый полевой шпат, разновидностью которого является амазонит, количественно преобладает над другими минералами в большинстве генетических типов амазонитсодержащих пород. Содержание его часто повышается от аляскитовой к щелочногранитовой формации. Отметим некоторые особенности обычных калиевых полевых шпатов, по которым непосредственно может развиваться амазонитовая окраска. Наблюдения над пестроцветными амазонитами, а также эксперименты по термическому обесцвечиванию их однородно окрашенных разновидностей свидетельствуют о том, что в подавляющем большинстве случаев амазонитовый тон пространственно и генетически связан с одним из ряда присущих калиевым полевым шпатам тонов окраски – от белого или светло-серого до розового или буроватого – и, вероятно, вообще не проявляется в связи с разновидностями этих минералов, имеющими более глубокую и интенсивную окраску – красную, коричневую и черную. При этом, по данным А. Я. Вохменцева и М. Н. Остроумова, нередко устанавливается также определенная связь тонов окраски амазонита и обычно микроклина. Так, насыщенной голубой и голубовато-зеленой окраске амазонитовых участков отвечает белая и светло-серая окраска неамазонитовых. Зеленой и желтовато-зеленой окраске амазонита чаще соответствуют желтая, буровато-желтая и буроватая микроклинов.

Учитывая изложенное, можно предположить, что при наличии прочих бла-

Т а б л и ц а 5. Минералы, достоверно известные в непосредственном парагенезисе с амазонитом

Минерал	Окраска	Частота встречаемости
Микроклин	Белая, серая, желтая, розовая	Высокая
Ортоклаз	Серая	Низкая
Альбит	Белая, голубоватая	Высокая
Олигоклаз	Белая, светло-серая	Средняя
Кварц	Дымчатая, серая, черная	Высокая
Биотит	Черная	Средняя
Мусковит	Светло-серая, зеленоватая, рубиновая	Низкая
Литиевые слюды (протолитионит, циннвальдит, лепидолит)	Светло-серая, серебристая, сиреневая	Высокая
Топаз	Бесцветная, голубоватая, желтая	"
Берилл	Голубовато-зеленая, зеленоватая, желтоватая	Средняя
Фенакит	Бесцветная	Низкая
Гентгельвин	Бесцветная, розовато-сиреневая	"
Гадолинит	Буроватая	"
Иттриалит	Черная	"
Турмалин (шерл)		Высокая
Гидроксиды железа	Буроватая	Средняя
Магнетит	Черная	Низкая
Гидроксиды марганца	"	"
Колумбит-танталит	"	Высокая
Пироклор-микрولит	Бурая, зеленоватая	"
Касситерит	Коричневая, бурая	"
Флюорит	Фиолетовая, зеленая, желтая и др.	"
Галенит	Серая	"

гоприятных условий „запретными“ для появления амазонитового тона могут быть вышеуказанные интенсивные окраски микроклина. Однако очевидно, что и „благоприятные“ для амазонитизации окраски следует рассматривать как необходимое, но недостаточное условие.

Альбит – наиболее характерный спутник во всех типах пород трех формаций. От алясковой к щелочногранитовой формации роль альбита возрастает. Интересно отметить, что ни одно проявление амазонита не наблюдалось без заметной альбитизации пород, вместе с тем самой по себе альбитизации недостаточно для развития амазонитизации. Ассоциирующий с амазонитом альбит обычно отличается молочно-белой, иногда голубоватой (Судеты, Памир и др.) окраской или иризацией (Кольский полуостров, Карелия, Восточная Сибирь – в этих районах иризирует не альбит, а альбит-олигоклаз).

Таблица 6. Характерные второстепенные (+) и аксессуарные (X) минералы амазонитсодержащих пород

Минерал	Минеральные комплексы пород							
	1	2	3	4	5	6	7	8
I. Самородные элементы								
Свинец	-	-	-	X	X	-	X	-
Висмут	-	-	-	X	X	-	X	-
II. Халькогениды								
Сфалерит	X	X	-	X	X	-	X	X
Галенит	X	X	X	X	X	X	+	X
Молибденит	X	-	-	-	X	-	X	X
Висмутин	-	-	-	-	-	-	X	X
Пирит	X	X	-	-	X	X	X	X
Арсенопирит	X	X	-	-	-	X	-	X
Лиллианит	-	-	X	-	-	-	-	X
III. Кислородные соединения								
A. Оксиды и гидроксиды								
Уранинит	X	-	-	-	-	-	X	-
Магнетит	X	X	-	-	-	X	X	X
Гематит	X	-	-	-	X	-	X	X
Гидроксиды железа	X	X	X	X	X	X	X	X
Ильменит	X	X	-	X	X	X	X	X
Касситерит	X	X	X	X	+	X	X	X
Рутил	X	X	-	X	-	-	X	X
Ильменорутил-струверит	-	-	-	-	X	X	-	X
Колумбит-танталит	X	X	X	X	+	X	X	X
Пироклор-микролит	X	X	X	X	+	X	X	X
Фергусонит	X	-	-	-	X	-	X	X
Бетафит	-	-	-	-	-	-	X	X
Самарскит	-	-	X	-	-	-	X	X
B. Оксосоли								
Силикаты								
Альмандин — спессартин	X	-	-	-	X	X	X	X
Циркон	X	X	X	X	X	X	X	X
Торит	X	X	-	-	X	-	X	-
Сфен	X	-	-	-	-	X	X	-
Топаз	X	+	X	+	+	+	-	+
Ортит	X	-	-	-	-	-	X	X
Чевкинит	-	-	-	-	-	-	X	X
Берилл	X	X	X	-	X	X	-	X
Турмалин	X	X	X	X	X	X	X	X
Эгирин	-	-	-	-	-	-	X	X

Продолжение табл. 6

Минерал	Минеральные комплексы пород							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Гастингсит	—	—	—	—	—	—	X	X
Мусковит	X	X	—	X	X	—	—	—
Биотит	+	+	—	+	+	—	+	+
Литиевые слюды	—	X	+	+	+	+	X	X
Гентгельвин	—	—	—	—	—	—	X	X
Гадолинит	—	—	—	—	—	—	X	X
Фосфаты	—	—	—	—	—	—	X	X
Ксенотим	—	—	—	X	—	—	X	X
Монацит	X	X	—	X	X	—	X	X
Апатит	X	—	X	—	—	X	X	X
Карбонаты	—	—	—	—	—	—	—	—
Церуссит	—	—	—	—	—	—	X	X
Сульфаты	—	—	—	—	—	—	X	X
Англезит	—	—	—	—	—	—	X	X
Вольфраматы	—	—	—	X	X	X	—	X
Вольфрамит	—	—	—	X	X	X	—	X
IV. Галогениды	—	—	—	—	—	—	—	—
Фториды	—	—	—	—	—	—	—	—
Флюорит	X	X	X	X	X	X	+	X
Флюоцерит	—	—	—	—	X	—	X	X

Примечания:

1. Комплексы пород гранитоидных формаций: 1–2 – аляскитовой: 1 – пегматитовые тела в эндо- и экзоконтактах массивов, 2 – локальные (эндо- и экзоконтактовые) метасоматиты и полевошпат (амазонит)-кварцевые жилы; 3 – 6 – субщелочнолейкогранитовой: 3 – пегматитовые жилы, не обнаруживающие связи с гранитными массивами, 4 – 5 – амазонитовые граниты и их метасоматиты (4 – амазонит-альбитового, 5 – альбитит-грейзенового подтипа), 6 – субвулканические породы (онгониты); 7 – 8 – щелочногранитовой: 7 – редкометально-редкоземельного, 8 – редкометального подтипа.

2. В таблицу не включены минералы, встреченные в каком-либо одном (редко – двух) генетическом типе пород. Среди них есть как обычные, достаточно широко распространенные в природе, но не характерные или малотипичные для амазонитосодержащих пород, так и редкие, но весьма показательные для некоторых амазонитосодержащих парагенезисов (в том числе новые, сравнительно недавно открытые, которые являются пока своего рода „эндемиками” отдельных местонахождений амазонита). Это следующие минералы:

I. **Самородные элементы:** графит, сурьма, золото.

II. **Халькогениды и близкие к ним соединения:** халькозин, борнит, халькопирит, станнин, пирротин, козалит, гунгаррит, леллингит.

III. **Кислородные соединения.**

A. **Оксиды и гидроксиды:** торинанит, хризоберилл, ганит, бисмит, корунд, пирофанит, македонит, лопарит, давидит, муратаит, анатаз, манган-танталит, тапиолит, стибитанталит, иксиолит, симпсонит, эвксенит, эшинит, приорит, ризерит, иттротанталит, тантит, натровистантит, цезстибтантит, алюмотантит, натротантит, кальциотантит.

Оксосоли. Силикаты: виллемит, фенакит, церфосфорхаттонит, хинганит, таленит, кейвиит, тортвейтит, иттриалит, роуландит, барилит, бавенит, бертрандит, лейкофан, астрофиллит-куплетскит, эпидот, клиноцоизит, спенсит, кайнозит, кайсикхит, данбурит, вюнцапахит, эгирин-авгит, бустамит, родонит, бабингтонит, пироксмангит, арфведсонит, рибекит, хлорит, каолинит, диккит, монтмориллонит, нонтронит, гидромусковит, ортоклаз, петалит, поллуцит, скаполит, холтит, гельвин, даналит, апофиллит, ломонтит, десмин. **Фосфаты:** пироморфит, триплит, гойяцит, амблигонит, луньокит, трифилин, пурпурит, деловоксит. **Сульфаты:** барит. **Арсенаты:** скородит. **Ванадаты:** ванадинит, клинобисванит. **Бораты:** габергит. **Вольфраматы и молибдаты:** шеелит, вульфенит, чиллагит.

IV. Галогениды. Фториды: селлаит, твейтит, криолит, хиолит, прозопит, геарсутит, томсенолит, пахколит, криолитионит, эльпасолит, веберит, ральстонит.

Мусковит „рубинового” цвета и высокого промышленного качества в значительных количествах встречается в амазонитосодержащих пегматитах Индии и Канады*. Значительно реже подобный мусковит, но не имеющий промышленного значения, отмечается в других типах пегматитов с амазонитом. Для щелочногранитных пегматитов более обычен зеленоватый мусковит в виде мелких кристаллов невысокого качества, а в жилах с наиболее ярким и

Таблица 7. Классы минералов-спутников амазонита и их характерные химические элементы

Классы минералов	Число минеральных видов	Характерные элементы
Самородные металлы	5	Pb, Bi
Халькогениды и их аналоги	17	Pb, Fe, Bi, Zn
Оксиды и гидроксиды	44	Fe, Mn, Ti, Ta, Nb, Sn, U, Th, Pb, TR
Силикаты	78	K, Na, Rb, Cs, Tl, Li, Fe, Mn, Be, Y, TR, Th, U, Pb, F, OH, S
Карбонаты	9	Pb, Bi, Fe, Mn,
Фосфаты	11	U, Th, Pb, TR (F, Cl, OH)
Вольфраматы	3	Fe, Mn, Sc
Арсенаты	1	Fe, H ₂ O
Ванадаты	2	Pb, Bi, Cl
Молибдаты	1	Pb
Сульфаты	2	Pb, Ba
Бораты	1	Be, OH, F
Фториды	16	Ca, Na, Al, OH, TR
Всего	190	

*Вероятно, в этих полиформационных пегматитах амазонит непосредственно ассоциирует с мелкокристаллическим зеленоватым мусковитом, заметно более поздним, чем „рубиновый”.

однородным амазонитом он практически отсутствует. В гранитах и связанных с ними метасоматитах мусковит обычен для формации аляскистов, уступая свою роль слюдам в субщелочногранитовой формации и не характерен для щелочногранитовой.

Литиевые слюды – типичные минералы субщелочнолейкогранитовой формации и редкие акцессории в породах других формаций. В амазонитовых гранитах они могут быть представлены одним или несколькими из членов ряда протолигнит–цинвальдит–лепидолит. В натриево-литиевых с амазонитом наиболее часто наблюдается лепидолит.

Кварц. Амазонит нередко, особенно в пегматитах, непосредственно и вероятно, генетически связан с кварцем. Хорошо известны внешние амазонитовые зоны кристаллов микроклина, граничащие с блоковым кварцем, а также амазонитовые „прожилки” с кварцем, секущие микроклины обычных окрасок. В связи с этим интересно отметить усиление дымчатого тона кварца, наиболее отчетливо проявленное в связи с интенсивно амазонитизированными микроклинами (например, месторождение Пиртима в Карелии). В амазонитах Кольского полуострова авторы наблюдали прожилки или отдельные метакристаллы кварца, наложенные на калиевые полевые шпаты с уже проявленной амазонитовой окраской, что отчетливо сказывается на изменении цвета амазонита.

В пегматитах аляскитовой формации слабоокрашенный амазонит изредка может встречаться в ассоциации с пьезокварцем. Пегматиты с амазонитом индийского типа (см. табл. 2) содержат преимущественно дымчатый блоковый кварц. Подобный же по окраске кварц часто развит и в амазонитовых пегматитах щелочногранитовой формации кольского типа. В занорышах пегматитов с амазонитом ильменского типа нередко кристаллы дымчатого кварца, мориона, иногда аметиста.

Рассмотрим далее характерные второстепенные и акцессорные минералы.

Берилл. Крупные кристаллы берилла желтовато-зеленого цвета, реже другой окраски, отмечаются в мусковитоносных пегматитах с амазонитом Индии и Канады (аляскитовая формация). Его полихромные разновидности свойственны пегматитам натриево-литиевого типа. Для щелочногранитовых пегматитов Кольского полуострова этот минерал не характерен, а в пегматитах Ильменских гор амазонит нередко ассоциируется с аквамаринном.

В гранитах и связанных с ними метасоматитах берилл изредка наблюдается в небольших количествах в связи с субщелочногранитовой формацией, не типичен для щелочногранитовой и эпизодичен для амазонитовых проявлений аляскитовой формации.

Топаз практически не встречается в редкометалльно-мусковитоносных, натриево-литиевых и щелочногранитовых пегматитах кольского типа, т. е. во всех амазонитосодержащих породах наиболее древнего возраста и средних (больших) глубин. В относительно более молодых и менее глубинных образованиях значение топаза резко возрастает: в камерных пегматитах аляскитовой формации иногда отмечаются промышленные концентрации его ювелирных разновидностей (но амазонит здесь пока не отмечался); весьма значительная роль топаза в амазонитовых гранитах и их производных (вплоть до онгонитов) субщелочнолейкогранитовой формации; наконец, широко известны крупные кристаллы „тяжеловеса” различных окрасок из амазонитовых пегмати-

тов Ильменских гор — именно здесь, как уже упоминалось, горщики использовали амазонский камень в качестве поискового признака на топаз.

Флюорит является весьма типичным минералом амазонитовых пегматитов Кольского полуострова (особенно иттрофлюорит), реже наблюдается в пегматитах с амазонитом месторождения Пайск-Пик (США) и крайне редко в близких к ним пегматитах Ильменских гор. Таким образом, можно увидеть противоположные тенденции в изменении содержаний флюорита и топаза — основных носителей фтора — в названных щелочногранитных пегматитах. В субщелочнолейкогранитовой формации флюорит редок в пегматитах с бледным амазонитом, относящихся к натриево-литиевому типу, и весьма характерен для всех основных генетических типов малых глубин этой формации — амазонитовых гранитов и их производных. В аляскитовой формации он иногда образует промышленные концентрации в камерных пегматитах (в том числе оптические разности), но амазонит здесь уже относится к редким минералам.

Касситерит — обычный акцессорный минерал пород субщелочнолейкогранитовой формации, причем в некоторых массивах амазонитовых гранитов киммерийского возраста он имеет промышленное значение; в амазонитосодержащих породах других формаций количество касситерита заметно снижается.

Колумбит-танталит в породах аляскитовой формации представлен существенно ниобиевой разностью (Nb/Ta от 5 до 13) и содержится в значительно меньших количествах, чем в амазонитосодержащих породах щелочногранитовой формации, в которых наряду с тантало-колумбитом (Nb/Ta от 2 до 3, реже 1), встречаются еще более обогащенные танталом минералы этого ряда. В субщелочнолейкогранитовой формации возможны промышленные концентрации колумбит-танталита и наиболее низкие ниобиево-танталовые отношения.

Пироксено-микрولит наиболее типичный минерал амазонитовых гранитов и их производных субщелочнолейкогранитовой формации. В нем отмечаются наиболее высокие Nb/Ta отношения (от 1 до 5–6), а вариации содержаний Ta_2O_5 составляют 37–74%. В породах щелочногранитовой формации этот минерал представлен свинцовистыми разновидностями (содержания PbO достигают 40%). Минеральные разновидности данного ряда, обогащенные ниобием, отмечаются в производных аляскитовой формации.

Галенит — самый характерный сульфид амазонитосодержащих пород всех трех формаций. Его содержание возрастает от аляскитовой к щелочногранитовой формации, а наибольшее количество зафиксировано в древних пегматитах щелочногранитовой формации. В некоторых из них (Брокен-Хилл) он может образовывать достаточно высокие концентрации.

Из остальных акцессорных минералов назовем лишь свойственные определенным формациям и типам амазонитосодержащих пород. В пегматитах щелочногранитовой формации часто развиты такие минералы, как гадолинит, гентгельвин, гельвин, иттриалит, таленит, разнообразные тантало-ниобаты, алюмофториды, висмутовые сульфиды и сульфосоли. При этом для выделяемых авторами кольского и ильменского типов можно отметить и более узкую специализацию. Для кольского типа более характерны иттрийсодержащие (иттриалит, вюцпахит, кейвиит и др.) минералы, а также гадолинит, гентгельвин, хинганит; в ильменском чаще встречаются танталониобаты (колумбит,

пироклор-микролит), многочисленные алюмофториды (криолит, хиолит, веберит и др.), фенакит, гельвин; фергусонит и самарскит присущи и тем и другим, а также переходным типам пегматитов.

Только в некоторых пегматитах натриево-литиевого типа с бледным амазонитом отмечены сподумен, петалит, амблигонит; в целом, однако, амазонит следует считать весьма нехарактерным минералом для сподуменовых пегматитов.

При сопоставлении минерального состава основных генетических типов амазонитсодержащих пород выясняется, что его вариации во всех типах пегматитов определяются в основном количественными соотношениями между породообразующими минералами и в меньшей мере второстепенной и редкоземельно-редкометалльной минерализацией. Амазонитсодержащие граниты сложены в большинстве случаев теми же минералами, что и пегматиты, но отличаются от последних наиболее широким развитием литиевых слюд и существенно редкометалльным парагенезисом акцессорных минералов (см. табл. 6.)

3.2. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АМАЗОНИТСОДЕРЖАЩИХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

Анализируя геохимические особенности амазонитсодержащих пород прежде всего можно отметить, что ряду формаций от аляскитовой до щелочногранитовой – отвечает закономерное изменение содержаний некоторых петрогенных элементов: увеличение содержаний щелочей (с относительными максимумами лития, рубидия и цезия в субщелочнолейкогранитовой, а натрия и калия – в щелочногранитовой формации), а также глинозема, железа и титана и некоторое понижение кремнезема (табл. 8, см. табл. 1), увеличение коэффициента аргитности. Определенные тенденции выявляются также для редких и рассеянных элементов; в указанном ряду возрастают содержания редких земель, иттрия, ниобия и тантала (максимум для Ta в субщелочнолейкогранитовой, а для Nb – в щелочногранитовой формации), фтора. Поведение бора, олова и других элементов более сложно: отмечается повышение их концентрации к субщелочнолейкогранитовой формации, а затем снова к щелочногранитовой (см. табл. 1).

Сравнивая гранитоидные породы однотипных формаций разновозрастных серий, нетрудно установить, что в более поздних и все более молодых их членах происходило накопление фтора и ряда литофильных редких элементов (F, Li, Rb, Ta, Nb, Tl, Hf, Pb – особенно первых пяти) и понижение концентрации бария, стронция, редких земель и циркония. Эта же тенденция прослеживается при переходе от начальных фаз различных комплексов и формаций к заключительным и от ранних генераций породообразующих, акцессорных и второстепенных минералов к поздним. Следовательно, в гранитоидных породах всех редкометаллоносных формаций от ранних к поздним членам эволюционных рядов в общем случае намечается рост содержаний одних, обычно низко- и редкометаллоносных элементов и уменьшение концентрации других, относительно более высокометаллоносных.

Рассмотрим более подробно геохимические черты основных генетических типов амазонитсодержащих пород – гранитов и пегматитов. В первых же

Таблица 8. Средние значения (\bar{X} — числитель) и дисперсии (S^2 — знаменатель) содержаний петрогенных элементов в гранитоидах различных формационных типов, % [3]

Оксиды	Формационный тип			
	гранитовый	аляскитовый	субщелочно-лейкогранитовый	щелочногранитовый
SiO ₂	71,71	75,24	76,03	74,67
	2,87	0,75	1,19	1,27
TiO ₂	0,30	0,14	0,08	0,15
	0,01	0,002	0,001	0,006
Al ₂ O ₃	14,22	13,01	13,09	12,50
	0,50	0,31	0,88	0,97
Fe ₂ O ₃	1,00	0,75	0,43	1,31
	0,26	0,12	0,10	0,36
FeO	1,73	0,95	0,93	1,09
	0,40	0,18	0,16	0,21
MnO	0,06	0,04	0,03	0,04
	0,0005	0,0003	0,0002	0,0003
MgO	0,68	0,26	0,15	0,20
	0,09	0,02	0,01	0,02
CaO	1,62	0,74	0,45	0,51
	0,36	0,08	0,06	0,08
Na ₂ O	3,59	3,68	4,30	4,50
	0,14	0,13	0,43	0,24
K ₂ O	4,20	4,63	4,71	4,57
	0,19	0,13	0,15	0,19
Число объектов (петрохимических выборок)	192	215	55	103

работах, посвященных амазонитовым гранитам, они были отнесены к группе специфических плюмазитовых лейкократовых гранитов, часто высокоглинистых, со значительным количеством альбита и литиевых слюд, не имеющих аналогов среди традиционных петрохимических типов гранитов, по Р. Д. Ли. С. М. Бескин с соавторами предложил назвать их субщелочными лейкогранитами (или „субщелочными гранитами“) [3].

В сложных по внутреннему строению амазонитовых массивах гранитов разных зон отчетливо различаются по химическому составу (по содержанию как петрогенных элементов, так и элементов-примесей), а также количественному и качественному (химическому) составу породообразующих и акцессорных минералов.

По данным А. А. Беуса, Л. Г. Фельдмана и других исследователей, биотитовые граниты, слагающие глубокие горизонты амазонитосодержащих массивов, в петрохимическом отношении представляют собой породы субщелочного ряда, которые характеризуются весьма низкими содержаниями железа, кальция, магния, титана, фосфора и повышенными фтора. Кларки редких элементов в них заметно выше, чем в образованиях гранитовой формации: тантала, рубидия, свинца – 2–3 раза, ниобия и лития в 4–5, олова в 7 раз и т.д. Редкие элементы в этих породах сконцентрированы в основном в колумбитовых слюдах и касситерите.

При переходе биотитовых гранитов к амазонитовым фациям верхних горизонтов массивов происходит общее повышение щелочности пород (преобладающей роли натрия), увеличение содержаний глинозема, фтора, лития, рубидия, тантала, олова и уменьшение – кремнекислоты, железа, кальция, магния, бария, стронция, циркония и редких земель. При этом понижаются также значения индикаторных отношений – K/Rb , Nb/Ta , Zr/Hf , изменяется химический состав слюд (от биотита к слюдам литиевого ряда); в последних накапливаются фтор и литий и уменьшаются концентрации тантала и ниобия.

При смене более ранних пород глубоких горизонтов поздними (по мере приближения к поверхности) уменьшается количество (вплоть до исчезновения) титан- и церийсодержащих минералов – ильменита, анатаза, монацита и увеличивается – топаза, флюорита, танталониобатов и сульфидов (галенит, сфалерит, висмутин). Изредка отмечаются находки самородных свинца и висмута, алюмофторидов, уранинита, бастнезита, флюоцерита и др. В акцессорных минералах апикальных частей устанавливается повышенное содержание тантала

и ниобия, олова по отношению к аналогичным минералам из пород более глубоких горизонтов. В наиболее поздних породах 80 % тантала сконцентрировано в танталониобатах, максимальное содержание лития отмечается в слюдах, а рубидия – в слюдах и амазоните. В результате в эндоконтактных и апикальных участках массивов субщелочнолейкогранитовой формации происходит накопление ряда редких элементов; их содержания значительно превышают кларки: Ta в 15–20 раз, Nb и Sn в 5–10, Li в 10–15, Rb в 6, Tl в 5 раз.

Онгонитовые породы по петрохимическим особенностям близки к амазонит-альбитовым и альбит-лепидолитовым редкометальным гранитам. Амазонитосодержащие онгониты характеризуются аналогичными амазонитовым гранитами, концентрациями редких и рудных элементов: повышенными фтора, лития, рубидия, тантала, ниобия, бериллия, гафния и свинца и пониженными бария, стронция, редких земель и циркония.

Амазонитовые пегматиты разных формаций по геохимическим особенностям, как правило, очень близки к описанным генетическим типам пород субщелочнолейкогранитовой формации. Особенно отчетливо это устанавливается для пегматитов щелочногранитовой формации, где ведущими редкими элементами являются фтор, литий, рубидий, тантал и ниобий. Вместе с тем в этих пегматитах определенное развитие получают редкоземельная и бериллиевая минерализация, не типичные для амазонитовых гранитов и онгонитов. Характерно, что в древних и наиболее глубинных амазонитовых пегматитах редкие земли и иттрий преобладают над танталом, ниобием, бериллием. Обратное соотношение между редкоземельной и редкометальной минерализацией устанавливается в более молодых и менее глубинных амазонитовых пегматитах. При этом некоторые сквозные элементы, в частности фтор и бериллий, образуют различные минеральные формы. Так, в позднепротерозойских амазонитовых пегматитах минералы этих элементов представлены в основном флюоритом, гадолинитом, гентгельвином, хинганитом, а в позднепалеозойских – топазом, различными алюмофторидами и бериллом.

Определенная геохимическая направленность в ходе пегматитового процесса выражается в изменении состава минералов и их ассоциаций во времени. Общей особенностью процесса формирования амазонитовых пегматитов (от внешних зон жильных тел к внутренним) является увеличение содержания редких щелочей и уменьшение – бария и стронция в полевых шпатах, накопление фтора и лития в слюдах, рост концентраций тантала, олова, свинца, марганца и иттрия в акцессорных минералах.

Для амазонитовых пегматитов щелочногранитовой формации вне зависимости от их возраста и глубинности устанавливаются аналогичные закономерности развития редкометальной минерализации. В первую очередь это касается танталониобатов (колумбит-танталита, пирохлор-микролита, самарскита, фергусонита и др.). При переходе от ранних генераций этих минералов к поздним в их составе отчетливо возрастает роль тантала, олова, свинца, урана, тория вплоть до появления на самых поздних стадиях специфических свинцовистых (Pb-микролит) и танталовых (Ta-самарскит) разновидностей. Кроме того, в состав этих минералов входят не совсем обычные для пегматитов элементы – висмут, олово и вольфрам, которые часто образуют также и собственные минеральные формы (висмут, висмутовые сульфосоли, касситерит, вольфрамит). Необходимо отметить, что висмутовая и свинцово-цинковая (галенит, сфалерит) сульфидная минерализация довольно типична для амазонитосодержащих пегматитов щелочногранитовой формации.

На конечных стадиях послемагматического этапа минералогенеза в амазонитовых пегматитах возрастает также роль иттрия, фосфора и марганца. Это выражается в увеличении концентрации иттрия во всех редкоземельных минералах, вплоть до возникновения его собственных минеральных форм (кулиокит, вюнцапхит, кейвиит и др.), в распространении танталониобатов и гранатов с высоким содержанием марганца, а затем и различных фосфатов (триплит, ксенотим и др.).

Из всего изложенного следует, что петрогеохимическая эволюция состава минералообразующей среды в процессе формирования различных генетических типов амазонитосодержащих пород была поразительно близкой и в целом характеризовалась однонаправленными однозначными тенденциями в

изменении составов породобразующих, второстепенных и аксессуарных минералов. Достаточно близки также петрохимические и геохимические особенности амазонитовых гранитов и пегматитов. Как первым, так и вторым свойственно повышенное содержание щелочей, кремниесилы и глинозема, пегматитам — и железа. Не менее показательным фактором, свидетельствующим о большом сходстве этих пород, является установление в них высоких концентраций и один и тот же состав редких элементов. Типичными среди них редкие щелочные элементы и фтор отчетливо накапливаются в амазонитовых держащих (поздних) парагенезисах гранитных и пегматитовых пород. Основная масса этих элементов (за исключением фтора, образующего и собственные минералы) сконцентрирована в слюдах, причем по содержанию лития рубидия, цезия и фтора слюды и амазонитовых гранитов также подобны.

Нельзя не упомянуть и о распределении фтора, главными и постоянными минералами-носителями которого в амазонитовых породах являются флюорит и топаз. Как уже было отмечено, эти разные минеральные формы фтора до известной степени обособлены в различных по глубинности и возрасту формирования амазонитовых гранитах и пегматитах. Например, в более древних (докембрийских) и глубинных пегматитах (Кольский полуостров, Восточная Сибирь) фтор, частично рассеянный в слюдах, встречаются исключительно в виде флюорита, тогда как в относительно малоглубинных и более молодых (позднепалеозойских) пегматитах (Урал, СССР; Пайкс-Пик, США) его ведущая минеральная форма представлена топазом. Такая же тенденция намечается и в амазонитовых гранитах: в киммерийских гранитах (Забайкалье, МНР) основным минерало-носителем фтора служит топаз, в то время как каледонские граниты (Киргизия) наряду с топазом содержат и значительное количество флюорита.

И наконец, в распределении аксессуарных редких элементов, в амазонитовых гранитах и пегматитах можно найти много общих черт. Как в тех, так и в других встречаются ниобий, тантал, олово, иттрий, редкие земли, бериллий, торий, которые либо образуют собственные минеральные формы, либо находятся в рассеянном состоянии. Следует, однако, иметь в виду, что среди отмеченных элементов одни, как, например, редкие земли и бериллий, более характерны для докембрийских щелочногранитовых пегматитов (Кольский полуостров), тогда как другие, в частности тантал, ниобий и олово, — для мезозойских гранитов субщелочнолейкогранитовой формации. Конечно, это не означает, что в отмеченных пегматитах полностью отсутствуют танталониобаты и касситерит, но они имеют подчиненное по отношению к иттрииво-бериллиевым редкоземельным минералам, но танталониобаты (колумбит-танталит, пироксеноиды) и другие аксессуарные минералы (касситерит, флюорит, флюоцерит, торит, монацит) содержат повышенные количества иттрия и тяжелых лантаноидов.

Показательно, что в некоторых палеозойских амазонитовых гранитах (Казахстан, Киргизия) и пегматитах (Урал, Пайкс-Пик в США) отмечаются и редкоземельные (самарскит), и редкометалльные (колумбит) минералы. Обращают на себя внимание частые находки в гранитах и пегматитах с амазонитом аксессуарных минералов радиоактивных элементов: торита, ураноторита, иногда уранита; примеси урана и тория весьма характерны также для многих редкоземельных и редкометалльных минералов из этих пород.

4.1. МОРФОЛОГИЯ И АНАТОМИЯ

Амазонит в виде более или менее правильно огранных кристаллов встречается главным образом в полостях (занорышах) пегматитовых тел, мелких пустотках эндо- и экзоконтактовых зон гранитных массивов, а также среди альбитов и в онгонитах. Кристаллы обычно слабо вытянуты по $[001]$, иногда заметно уплощение параллельно $\{010\}$, реже наблюдается изометрический облик. Размеры кристаллов по наибольшему измерению колеблются от нескольких миллиметров до 30–40 см. Интересно отметить, что наиболее крупные кристаллы амазонита найдены в самых древних пегматитах (Кольский полуостров), тогда как для молодых образований в основном характерны небольшие и минимальные по размерам кристаллические индивиды (Забайкалье, МНР).

Известные по различным публикациям и полученные авторами данные свидетельствуют о значительном сходстве габитусов кристаллов амазонита из самых разных месторождений. Набор простых форм у кристаллов из пегматитов Западный Кейв, Ильменских гор, района Пайкс-Пик и кварц-амазонитовых жил Забайкалья в целом аналогичен и в порядке убывания площадей граней обычно включает $m \{1\bar{1}0\}$, $b \{010\}$, $c \{001\}$, $x \{101\}$, $z \{130\}$, $o \{111\}$, $y \{201\}$, $n \{021\}$ (рис. 17). Простые формы приведены здесь для моноклинной сингонии, поскольку симметрия скульптуры граней (бугры роста, вицинали) соответствуют набору элементов L_2PC . По существу, наблюдаются параморфозы микроклина по ортоклазу, что проявляется и в оптической картине микроклиновой решетки – двойников, возникших при триклинизации ортоклаза.

В соответствии с габитусом кристаллов амазонита находится сингенетическая скульптура их граней. Так, по данным В. А. Полова и М. Н. Остроумова, вытянутые по вертикальной оси кристаллы, сформированные в результате преимущественного роста граней $c \{001\}$ и $x \{101\}$, имеют на этих гранях либо множество грубых изометрических бугров роста, либо скульптуру многоглавой поверхности. На гранях вертикального пояса бугры роста у таких кристаллов сильно вытянуты в вертикальном направлении. Лишь в самых поздних (низкотемпературных) кристаллах амазонита на гранях $c \{001\}$ и $x \{101\}$ иногда наблюдаются бугры роста, не обладающие плоскостной гран-

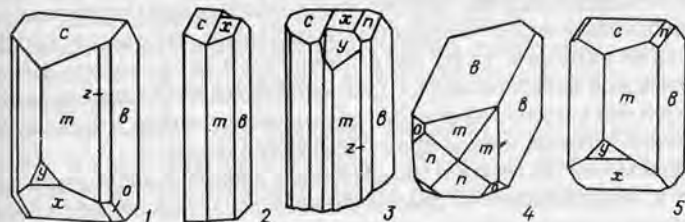


Рис. 17. Формы кристаллов и двойники амазонита.

Кристаллы из Ильменских гор (1), Забайкалья (2), Пайкс-Пик (3); бавенский (4) и карлсбадский (5) двойники

ной симметрией, что, возможно, свидетельствует о переходе к кристаллизации триклинной фазы калиевого полевого шпата. Можно предположить, что части „строительных частиц“ в среде кристаллизации уже присуща триклинная симметрия.

Наиболее частыми двойниками амазонита являются карлсбадские и бавенские. Встречающиеся совместно с амазонитом альбит пертитовых вросков и клевеландит двойниваются по карлсбадскому и альбитовому законам, другие двойники отмечаются реже. Двойники амазонита по карлсбадскому закону обычно вытянуты параллельно оси [001], а по бавенскому – оси [100]. Типичное для амазонита решетчатое двойникование (микроклиновая решетка) будет описано далее.

Находки амазонитовых кристаллов экзотичны. В природе преобладают другие формы выделения этого минерала. Для пегматитовых жил наиболее характерны блоковые выделения калиевого полевого шпата с амазонитовой окраской, размеры которых достигают иногда нескольких метров; их облик обычно близок к изометричному. Мономинеральные индивиды такого амазонита, как правило, концентрируются в центральных (осевых) частях пегматитовых жил, имеют здесь максимальные размеры и наибольшую (если не считать занорышевых кристаллов) интенсивность окраски. Для индивидов блокового микроклин-амазонита собственные грани наблюдаются лишь со стороны блокового кварца (обычно в осевой части жил) либо в отдельных узких зонах выщелачивания и последующей регенерации. В промежуточных и крайних зонах пегматитовых тел со свойственной им графической структурой амазонитовая окраска калиевого полевого шпата если и наблюдается, то в целом заметно уступает как по интенсивности, так и по объему распространения блоковым разностям из центральной зоны. Здесь амазонитовая окраска проявлена обычно в виде пятен на фоне какой-либо обычной окраски калиевого полевого шпата, границы которых весьма прихотливы и условны (постепенны). В случаях со слабо развитым амазонитовым окрашиванием подобные индивиды калиевого полевого шпата неопытному глазу вообще кажутся неамазонитовыми.

В гранитных массивах кроме мелких, правильно ограненных кристалликов из пустот выщелачивания, отмечается еще два-три морфологических типа кристаллов амазонита: идиоморфные по отношению к кварцу уплощенные из собственно амазонитовых гранитов (размером порядка нескольких миллиметров) и отчетливо удлиненные длиной от долей сантиметра до 10–20 см порфиновые среди мелкозернистой аплитовидной породы. Последние отличаются близкими к квадратному или прямоугольному поперечным сечениям.

В субвулканических породах (онгонитах) амазонит слагает порфировые вкрапленники размером до 0,7 мм в поперечнике среди мелко- или скрытокристаллической основной массы. Они характеризуются изометричной, реже таблитчатой или удлиненной формой, обычно имеют четкие и правильные прямоугольные очертания, иногда форму усеченного ромба.

В целом, как показывают литературные данные и наблюдения авторов, амазонит в морфологическом отношении не обладает какой-либо спецификой по сравнению с микроклином и ортоклазом обычных (неамазонитовых) окрасок. Здесь также уместно отметить, что характер индукционной поверхности соприкосновения индивидов калиевого полевого шпата – амазонита с тем

или иным минералом (альбитом, кварцем, топазом и др.) „сам по себе“, т. е. без привлечения дополнительных данных не позволяет однозначно судить о том, с какой разновидностью калиевого полевого шпата (обычно окрашенной или амазонитовой) синхронно рос другой минерал. За редким исключением (примером которых служат многие индивиды амазонита одной из пегматитовых жил Западных Кейв), обычной особенностью амазонитового полевого шпата следует считать его пестроцветность – несплошное и часто неравномерное проявление амазонитовой окраски в пределах отдельного индивида.

Явления роста, изменения формы, состава и свойств, а также растворение и регенерация часто фиксируются в анатомической картине минеральных индивидов. В связи с этим авторами были изучены амазонитовые индивиды из разных месторождений в плоских кристаллографически ориентированных сечениях, отпрепарированы сотни минералов-включений в амазонитах и получены нейтронно-активационные радиографии. Особое внимание уделено было изучению онтогенических особенностей амазонита с целью расшифровки истории его формирования. Основные наблюдения были выполнены на каменном материале из пегматитов г. Плоской (Западные Кейвы), Ильменских гор и гранитов Забайкалья. Поскольку наиболее существенные аспекты генезиса амазонита связаны с возникновением и эволюцией их окраски и пертитовых вростков альбита, изучению этих особенностей придавалось наибольшее значение.

Уже во время полевых наблюдений над амазонитами одной из жил г. Плоской была подмечена широкая вариация окрасок и пертитового строения амазонитов. Специальное исследование позволило выявить определенную закономерность их сочетания. Оказалось, что серии разноокрашенных амазонитов с переходом от голубого к зеленому тону соответствуют постепенное уменьшение количества альбита во вростках, изменение кристаллографической ориентировки и уменьшение размеров последних, а также их изометризация (фото 7). По пертитовому строению изученные амазониты можно подразделить на четыре следующих типа.

Амазониты первого типа отличаются максимальной насыщенностью вростками альбита – от 40 до 45% площади шлифа (фото 8). Вростки пластинчатой формы и крупных размеров – толщиной 1–2 мм, длиной 15–20 мм, редко более – расположены равномерно и очень близко друг от друга на расстоянии не более 4–6 мм). На плоскости {001} вростки образуют сетчатый рисунок.

Для амазонитов второго типа характерны несколько более крупные, по сравнению с вышеописанными, вростки – их толщина от 1 до 4 мм, длина от 5 до 35 мм, иногда более; однако они размещаются изолированно друг от друга и ориентированы субпараллельно. Такие вростки занимают от 22 до 30% площади шлифа (фото 9).

Амазониты третьего типа содержат мелкопятнистые вростки альбита изометричной или субизометричной формы размером в наибольшем измерении от десятых долей миллиметра до 1–2 мм. Количество вростков – 10–15% (фото 10).

Амазониты четвертого типа имеют наименьшее количество альбита во вростках (5–12%), которые образуют мелкие нитевидные (в плоскости шлифа) или субизометрические (точечные) выделения, достигающие на плоскости

{001} нескольких миллиметров в длину и десятых долей миллиметра в ширину (фото 11).

В первом из перечисленных типов вроски альбита ориентированы параллельно {110}, во втором – приблизительно по {100}, в третьем и четвертом типах их ориентировка благодаря субизометрическому облику выражена слабо, но в целом аналогична второму типу. Между выделенными типами пертитов в амазонитах отмечаются постепенные переходы, иногда устанавливаемые в пределах одного индивида. Наиболее характерны такие переходы для амазонитов первых трех типов. В крупных блоковых индивидах амазонита в коренном залегании иногда можно заметить тесно связанное, параллельное и весьма постепенное изменение пертитового строения от первого типа к третьему и окраски от голубой к голубовато-зеленой, причем подобные изменения прослеживаются в пределах отдельных индивидов. Показательно, что такая эволюция амазонитов происходит в направлении от верхней части жилы вниз.

Закономерное и сопряженное изменение окраски и пертитового строения амазонитов надежно устанавливается также на достаточно представительной серии образцов. В отдельных некрупных (порядка 10–20 см) образцах амазонита нередко можно видеть сочетание двух-трех соседних типов пертитовых вросток (при преобладании какого-либо одного), но с одним тоном окраски (фото 12). Это позволяет заключить, что связь окраски и пертитов в описываемых амазонитах не жесткая. Вместе с тем поскольку наблюдаются голубые окраски в амазонитах с пертитами первого типа, а зеленые – в пертитовых вростках четвертого типа и не известны случаи обратных сочетаний, можно уверенно говорить о взаимосвязи двух важнейших характеристик амазонитов.

Наряду с постепенными переходами между описанными типами пертитов амазонитов, в жиле нередко встречаются интересные „секущие” их взаимоотношения. Это выделения, имеющие вид прожилков с резкими границами (фото 13, 14), в которых обычно отмечаются пертиты третьего или четвертого типа в амазоните с зелеными тонами окраски, тогда как вмещающий их амазонит представлен голубой или зеленовато-голубой разновидностью первого, чаще второго типа. Мощность подобных прожилков варьирует от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, протяженность их, как правило, не менее нескольких или первых десятков сантиметров. Весьма характерной особенностью „прожилков” является совершенно ненарушенное, монокристалльное строение вещества амазонита внутри них и за пределами, что легко устанавливается по единому отблеску спайности (см. фото 14). Различие проявляется только в окраске и пертитовом строении, которые обычно выглядят весьма контрастно по разные стороны контакта прожилка. Внутри подобных образований иногда наблюдаются отдельные скелетные кристаллики серого или темно-серого кварца (рис. 18).

Наличие прожилковых форм амазонита и некоторых зональных индивидов (рис. 19) не оставляет сомнений в относительном возрасте его разноразраженных и разных по пертитовому строению разновидностей: зеленые окраски и субизометричные мелкие вроски пертитового альбита в целом присущи более поздним генерациям калиевого полевого шпата по сравнению с этим минералом голубых окрасок и ассоциирующих с ними крупных пластинчатых вросток альбита (мы не обсуждаем пока вопрос о способе и относительном времени возникновения окраски и пертитов).

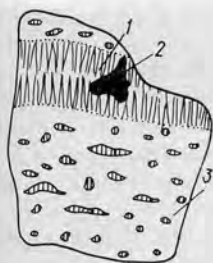


Рис. 18. Прожилок серо-зеленого блочного амазонита (1) с кварцем (2) в голубовато-зеленом пертитовом амазоните (3)

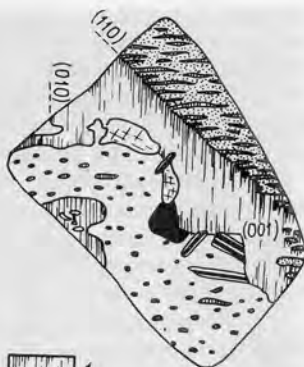


Рис. 19. Альбитовая зона (1) в кристалле амазонита (2) между ранним амазонитом (2а) и поздним (2б); 3 – кварц; 4 – кристаллы пластинчатого альбита различной ориентировки (рисунок по фотографии)

Подтверждением определенной эволюции во времени окраски и пертитов служит еще один, наиболее поздний морфологический тип амазонита – кристаллы из занорыша пегматитовой жилы. Для них характерны довольно своеобразная зеленая окраска, точечные редкие пертиты, иногда ориентированные сростания с альбитом (рис. 20) и зональное строение. Зональность проявляется благодаря альбиту, слагающему отдельные зоны вблизи наружных граней кристаллов (фото 15).

В связи с отмеченной последовательностью формирования окрасок и пертитов целесообразно снова обратиться к строению крупноблоковых амазонитов. По наблюдениям авторов, описанные выше четыре основных типа пертитов в таких амазонитах представляют единый генетический ряд. Макроскопически и в шлифах можно видеть, что ветвящиеся пертитовые вроски первого типа являются исходными для последующих. Сначала происходит разье-

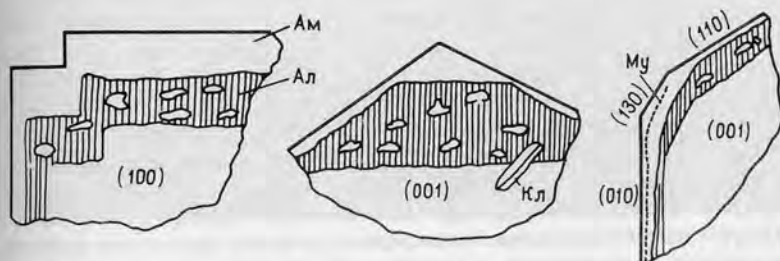


Рис. 20. Альбитовая зона – Ал в обломках кристаллов амазонита – Ам (в альбите видны включения амазонита той же ориентировки, что и основной кристалл); Кл – клевеландит, Му – мусковит

динение и некоторое укрупнение вростков на фоне общего уменьшения содержания пертитового альбита. Затем, по мере дальнейшего очищения амалитового калиевого полевого шпата от альбита, пластинчатые вростки разделяются на более изометричные и мелкие. Последующие преобразования – вынос части альбита, изометризация и уменьшение размеров вростков – приводит в конце концов к формированию пертит-амазонитов четвертого типа.

Отмеченный процесс эволюции пертитов – депертитизация – сопровождается перерождением альбита в новой форме (пластинчатые кристаллы клевеландит, сахаровидный альбит). Такой альбит наблюдается поблизости от преобразованного участка амазонитового калиевого полевого шпата – либо в пределах того же индивида (у границы с соседним), либо в соседних.

Отличительным признаком внутреннего строения блоковых амазонитов является также наличие в срезах, пераллельной плоскости $\{001\}$, отчетливо выраженной под микроскопом двойниковой микроклиновой решетки.

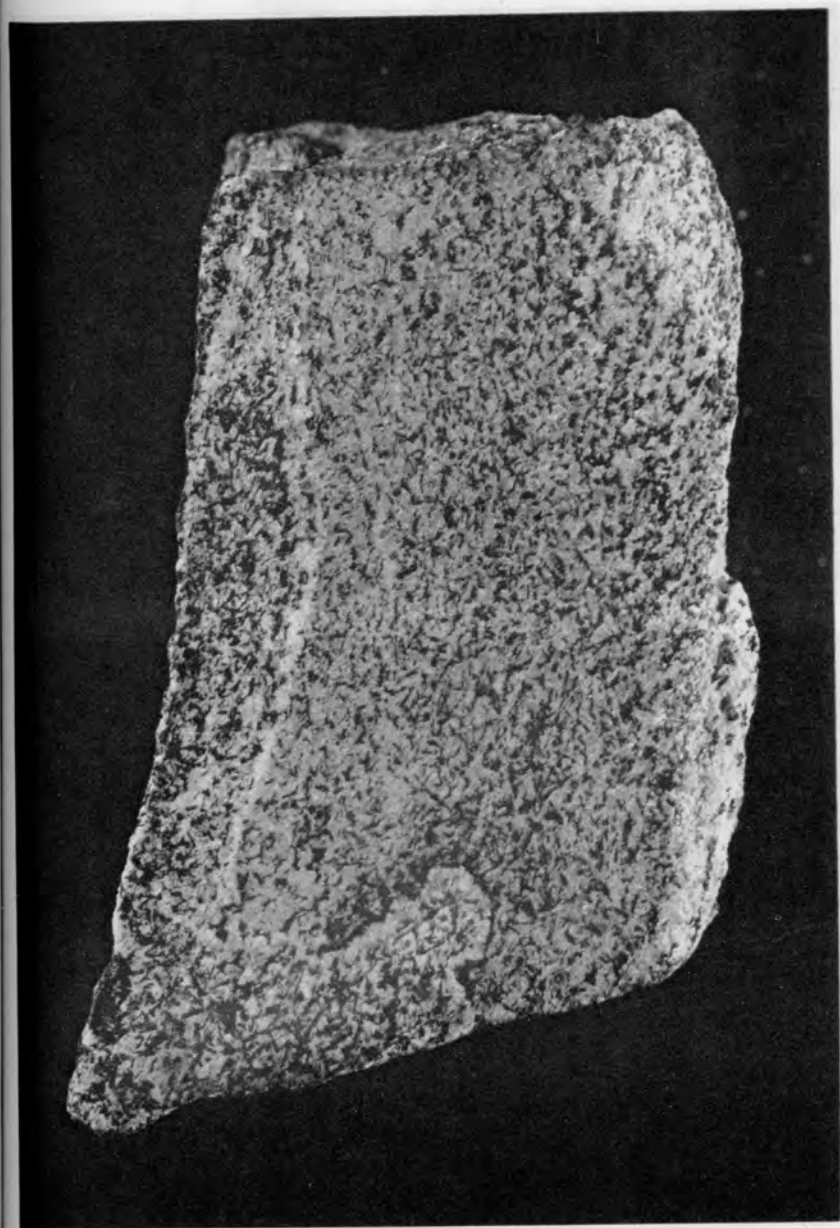
Согласно С. А. Руденко, нормальный ход эволюции пертитов и двойникования в калиевых полевых шпатах из пегматитов приводит к тому, что кристолито- и тонкорешетчатые выделения этого минерала с мелкими микропертитами распада (пертитами первого рода) переходят в груборешетчатые разновидности (сегрегационными) пластинчатыми макропертитами (пертитами второго типа). В этом случае отмечается тенденция структурного упорядочения калиевых полевых шпатов.

Как показывают исследования авторов, в амазонитах из пегматитов Западных Кейв направленность преобразования пертитов и решетчатого двойникования другая: от крупнопластинчатых и груборешетчатых разновидностей к мелким субизометричным вросткам и тонкому решетчатому двойникованию. Противоположной оказывается и тенденция изменения общего количества альбита в пертитовых вростках – от максимального к минимальному. Данные рентгеновской дифрактометрии свидетельствуют о том, что ряду депертитизации амазонитов в целом отвечает небольшое уменьшение структурной упорядоченности.

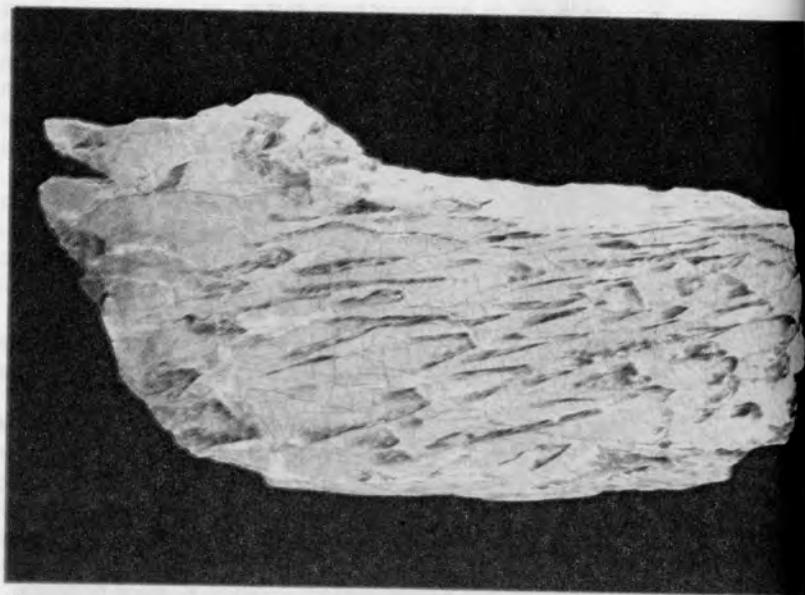
В отличие от описанных амазонитов Западных Кейв в ильменских окраска только в редких случаях бывает сплошной и равномерной в пределах отдельных индивидов калиевого полевого шпата. Обычно же наблюдается частичное проявление амазонитовой окраски наряду с какой-либо неамазонитовой – желтой, буроватой или белой. С учетом интенсивности и характера пространственного распределения амазонитовой окраски можно выделить три основных типа амазонитов: 1) блоковый и графический; 2) прожилковый; 3) занорышевых кристаллов.

Для *блокового (пегматоидного)*, а также *графического амазонита* типичны в целом слабая по интенсивности амазонитовая окраска и весьма неправильное пятнистое ее распределение в индивидах микроклинов с обычными окрасками. Границы амазонитовых пятен неровные и совершенно условные вследствие постепенного изменения окраски. На начальной стадии проявления амазонитовой окраски индивиды таких калиевых полевых шпатов обычными, кажутся неамазонитовыми. Интенсивность окраски такого типа постепенно возрастает в направлении к осевой части пегматитового тела, достигая максимума на границе с кварцем ядра жил.

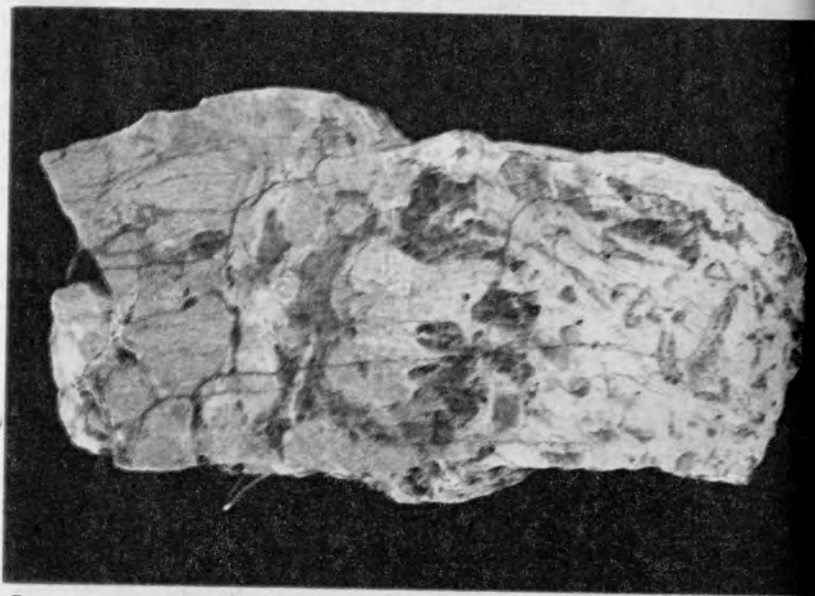
Прожилковый амазонит отличается от амазонита первого типа значите-



1. Амазонитизация гнейсов, вмещающих пегматитовую жилу (г. Плоская, Западно-Кейвское пегматитовое поле)



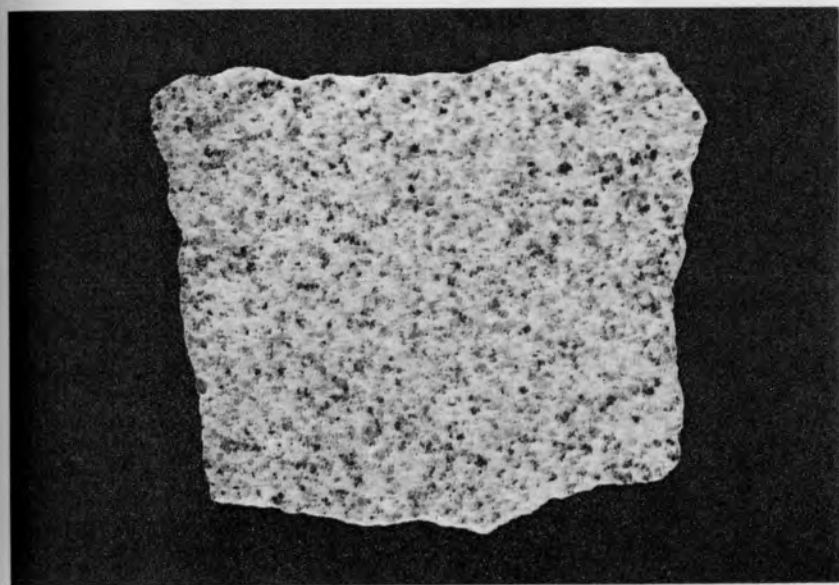
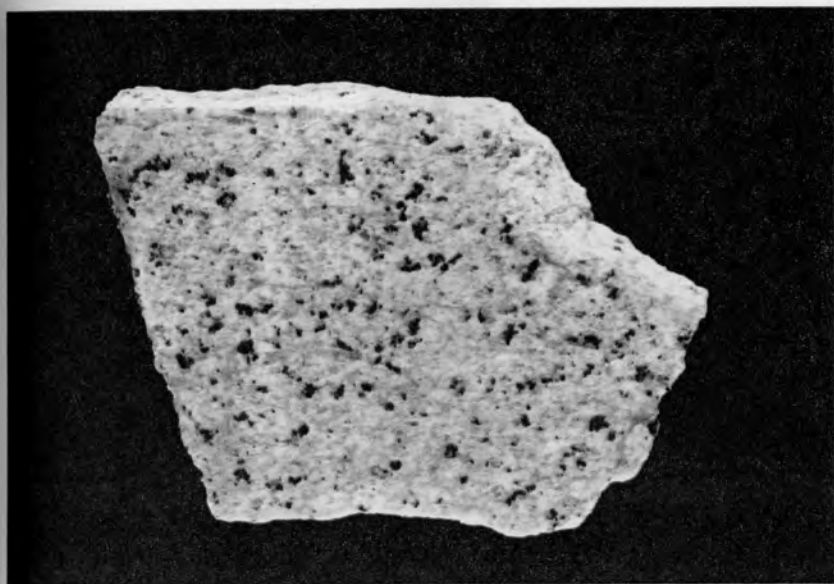
a



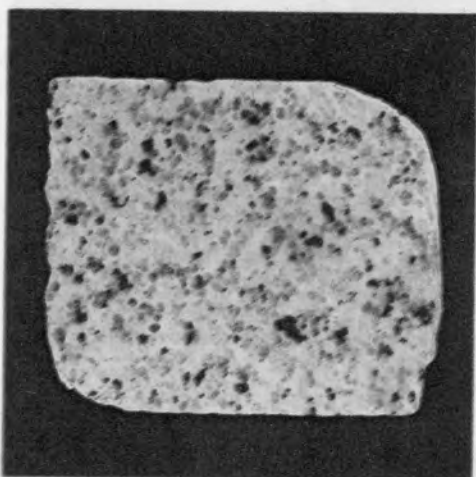
б

2. Развитие процесса амазонитизации в различных структурных зонах пегматитовых тел (Ильменские горы, копи 70, 74):

a — от графической зоны (желтый микроклин + кварц) к апографической (амазонит + кварц); *б* — от апографической (кварц + калиевый полевой шпат) к пегматоидной и блоковой (амазонит + альбит + кварц)



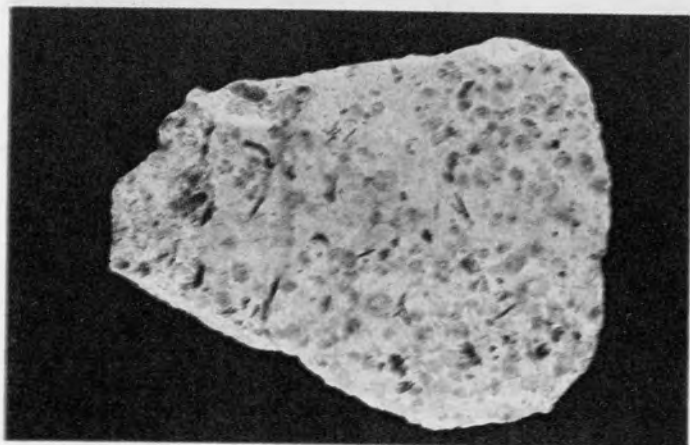
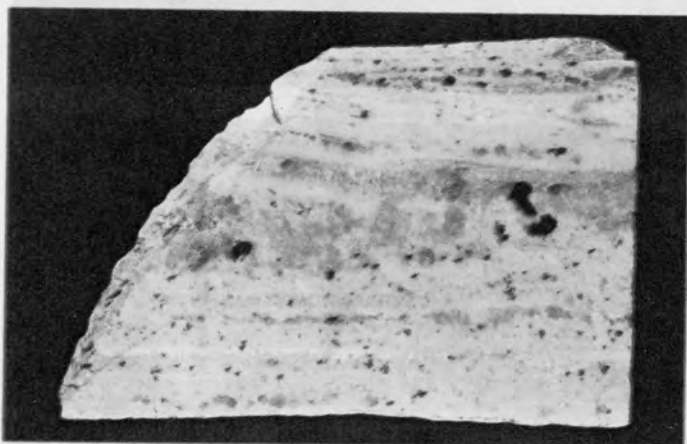
3. Средне-неравнозернистые альбит-амазонитовые граниты Майкульского массива



4. Среднезернистый амфиболит-альбитовый гранит (Западный массив, Восточная Сибирь)

5. Крупнокристаллическая кварц-амазонитовая зона полосчатом альбитите (Западный массив, Восточная Сибирь)

6. Средне-крупнозернистый альбит-амазонитовый гранит (Второй мезозойский массив Восточная Сибирь)



7. раз
ков
ны
по
8. М
пл
вре
а —
уве
обс

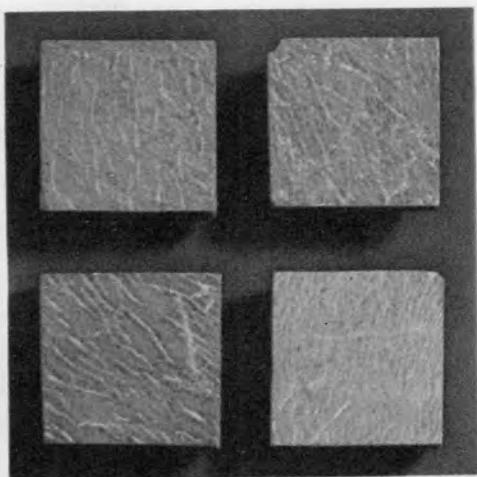
а

зо-
нит
тая

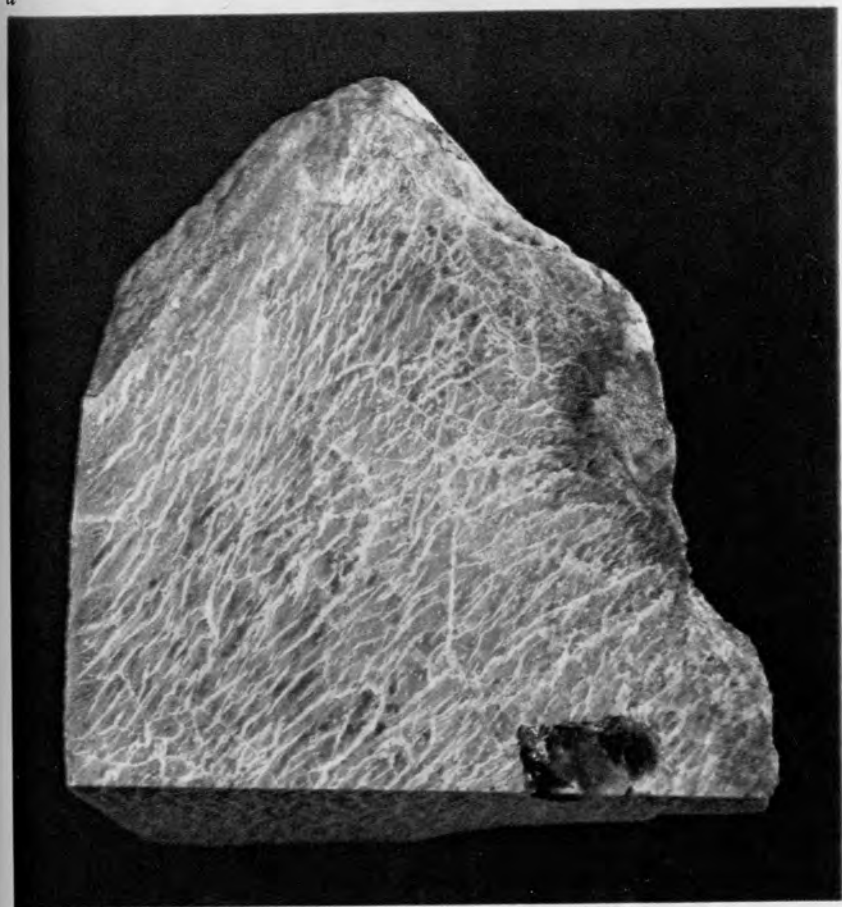
7. Изменчивость формы, размера и количества врос-
ков альбита в разноокрашен-
ных амазонитах (Кольский
полуостров, Западные Кейвы)

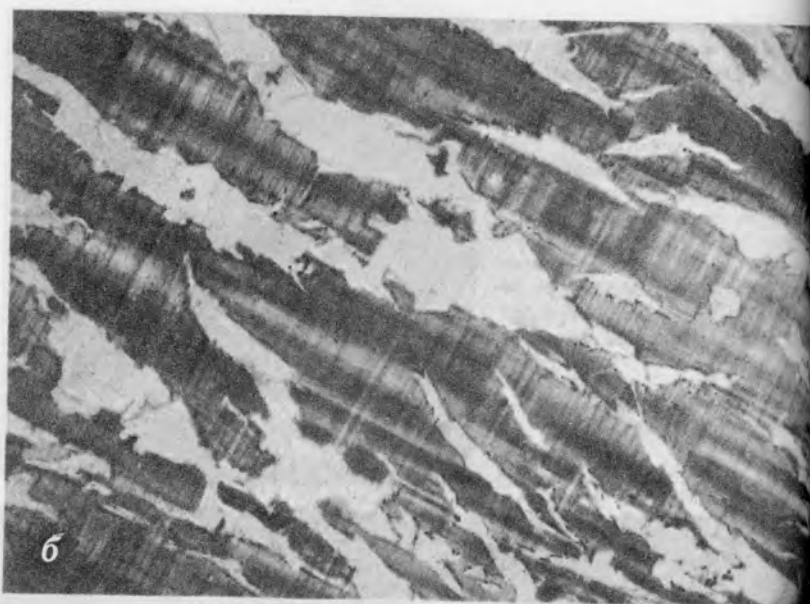
8. Ранний голубой амазонит с
пластинчатыми ветвящимися
вростками альбита:

а — полированный штупф, б — шлиф,
увел. 24, с анализатором (см. на
обороте)

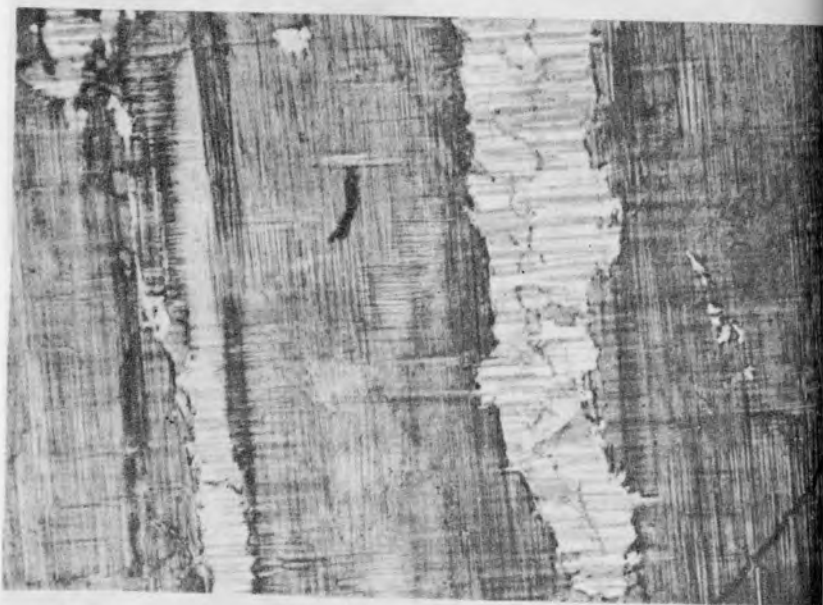


а

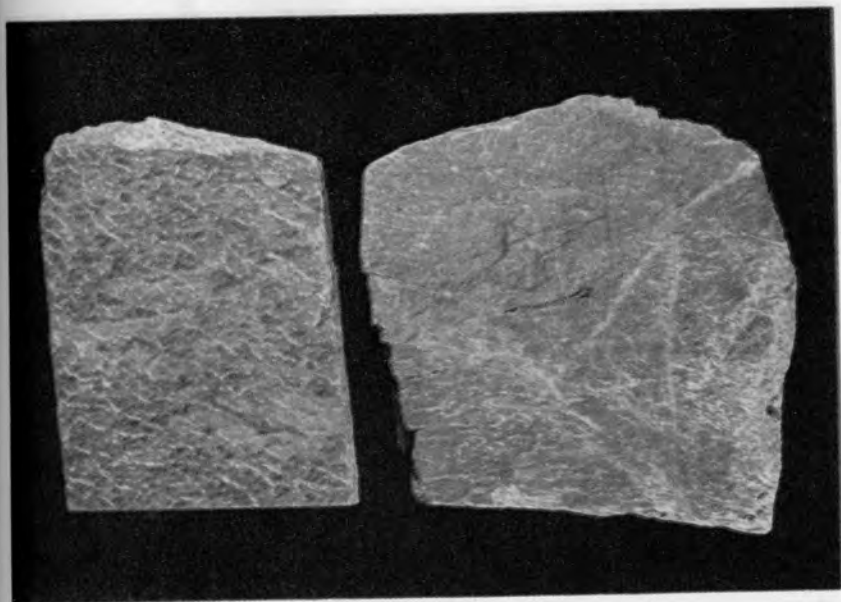




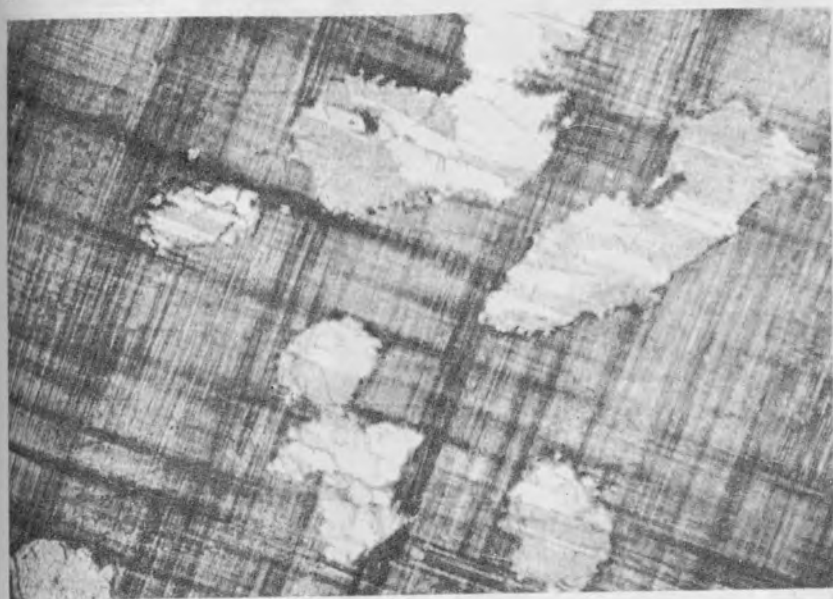
б



9. Пластинчатые субпараллельные альбитовые вроски (светлое) в амазоните. Шлиф, увел. 24, с анализатором



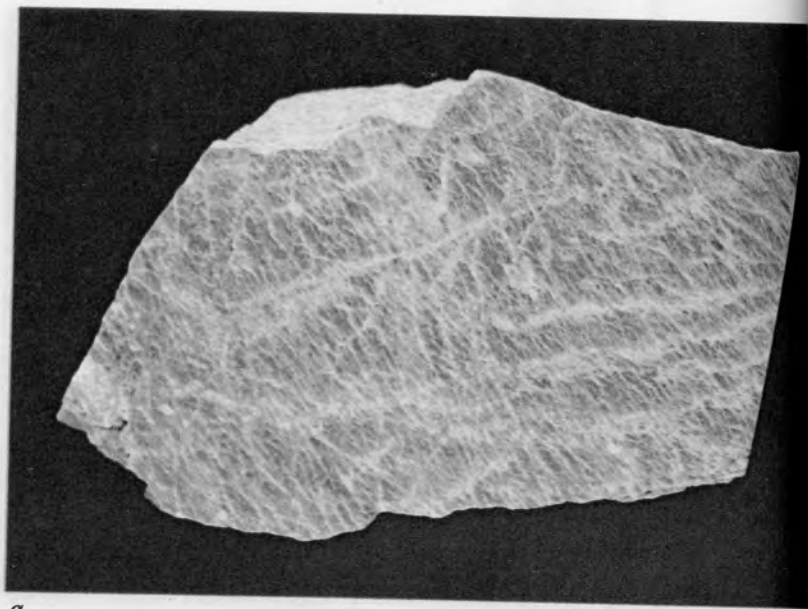
а



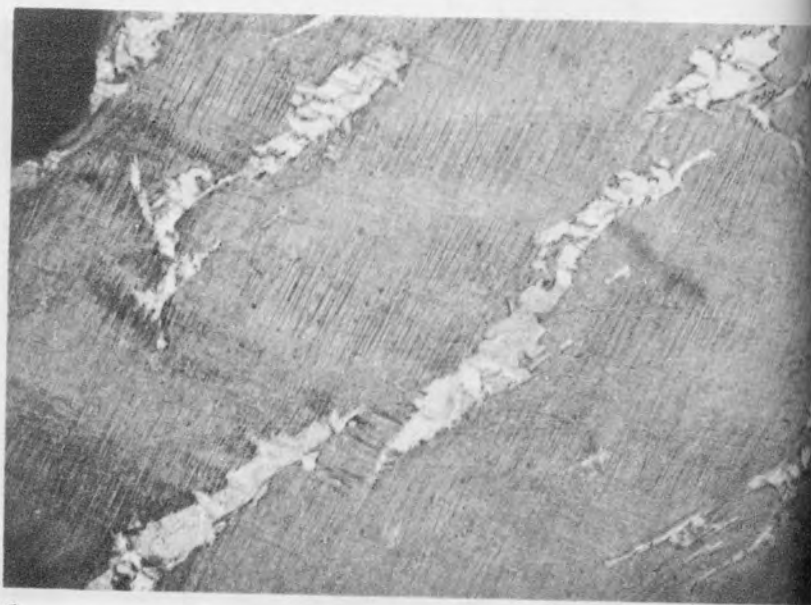
б

10. Поздний зеленый амазонит с мелкопятнистыми изометричной формы альбитовыми вростками:

а — полированный штуф, б — шлиф, увел. 24, с анализатором



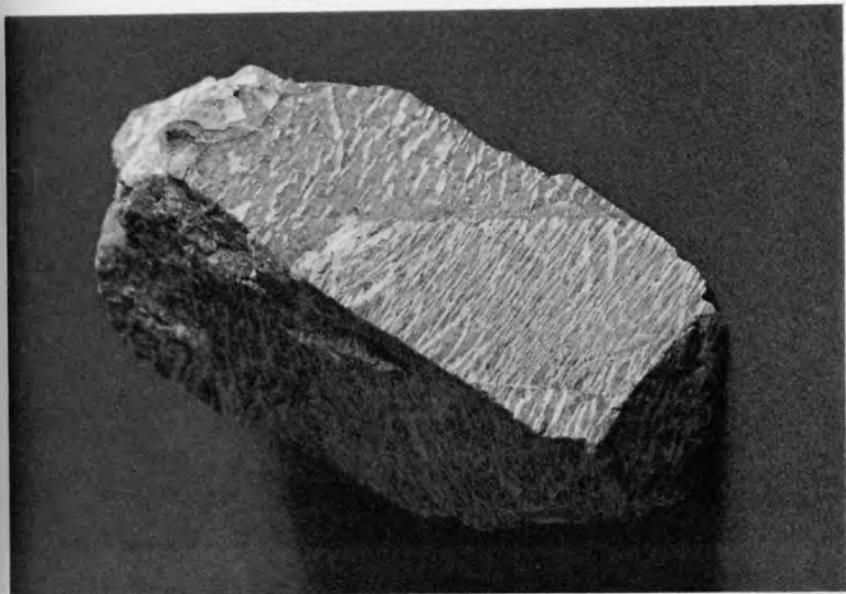
а



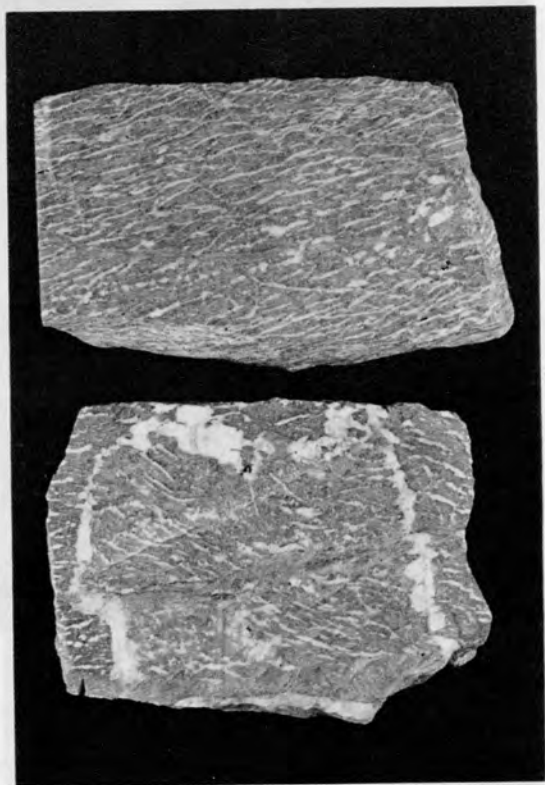
б

11. Изумрудно-зеленый амазонит с мелкопластинчатыми вросками альбита нитевидного облика:

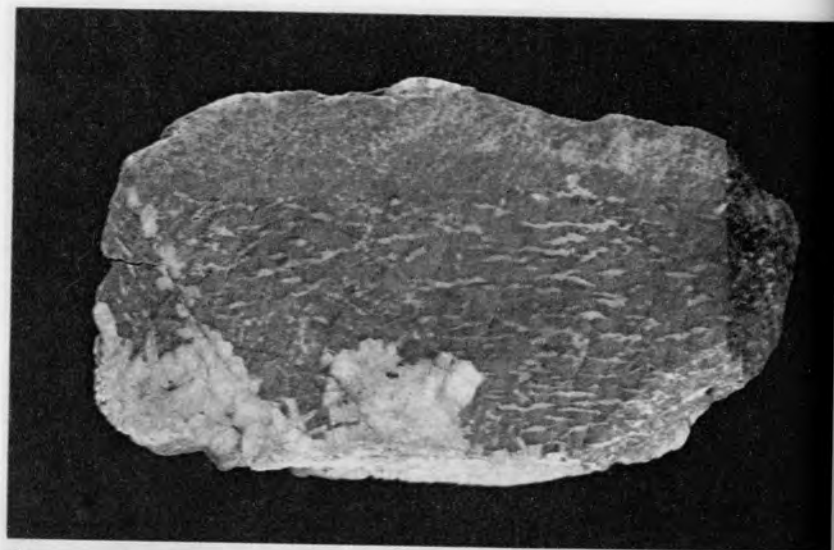
а — полированный штуф, *б* — шлиф, увел. 24, с анализатором



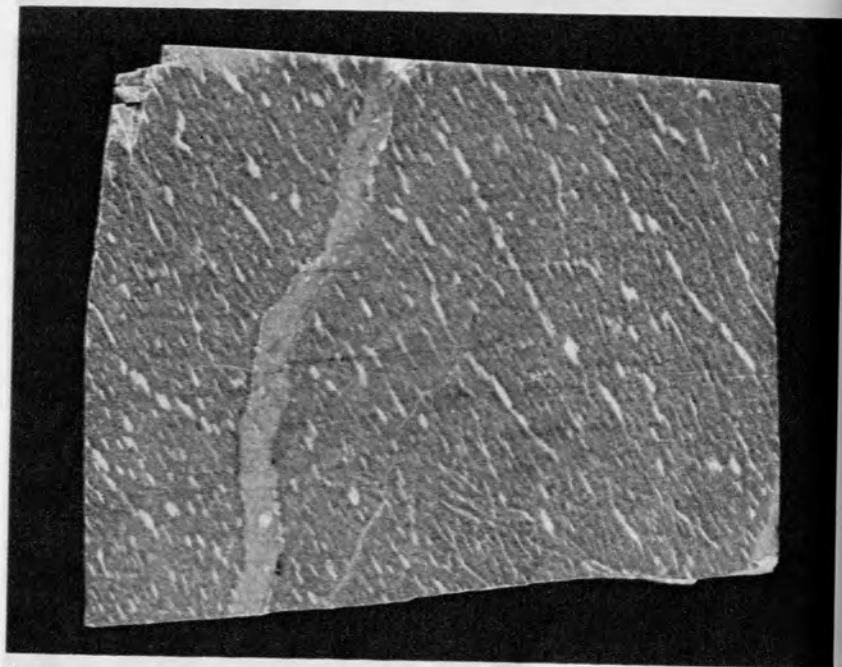
12. Зональное распределение вростков альбита в голубом раннем амазоните. Спайный обломок по {001} кристалла амазонита; зоны роста по {100} и {130}



13 а. Секущие взаимоотношения ранних и поздних выделений амазонитов различной окраски



б



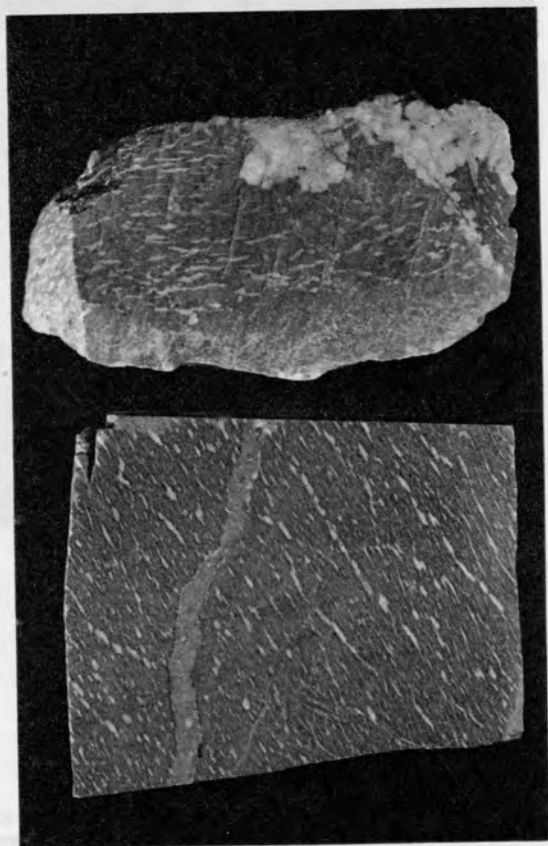
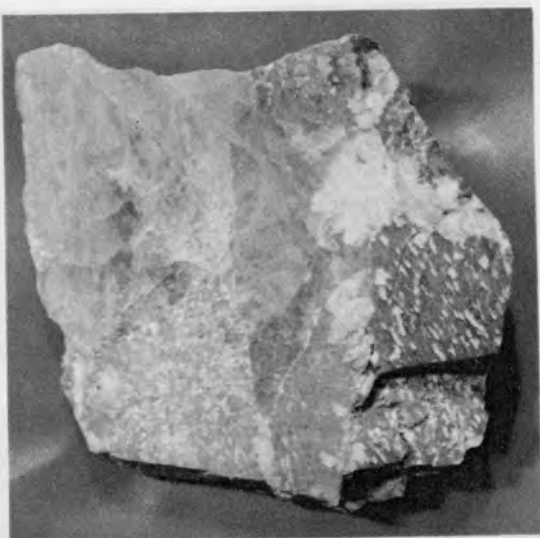
в

13 б, в. Секущие взаимоотношения ранних и поздних выделений амазонитов различной окраски.

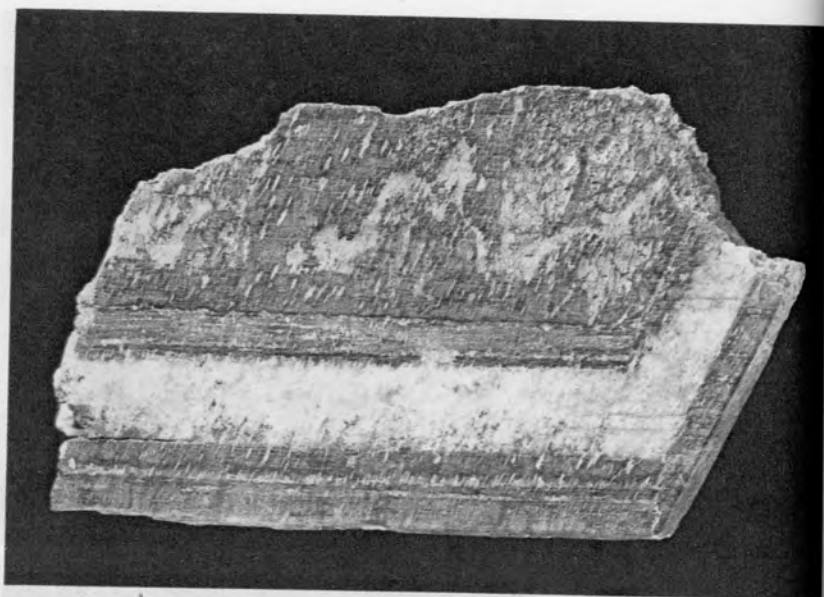
13
отн
поз
зон
рас

14
нн
ж
н
ра
м

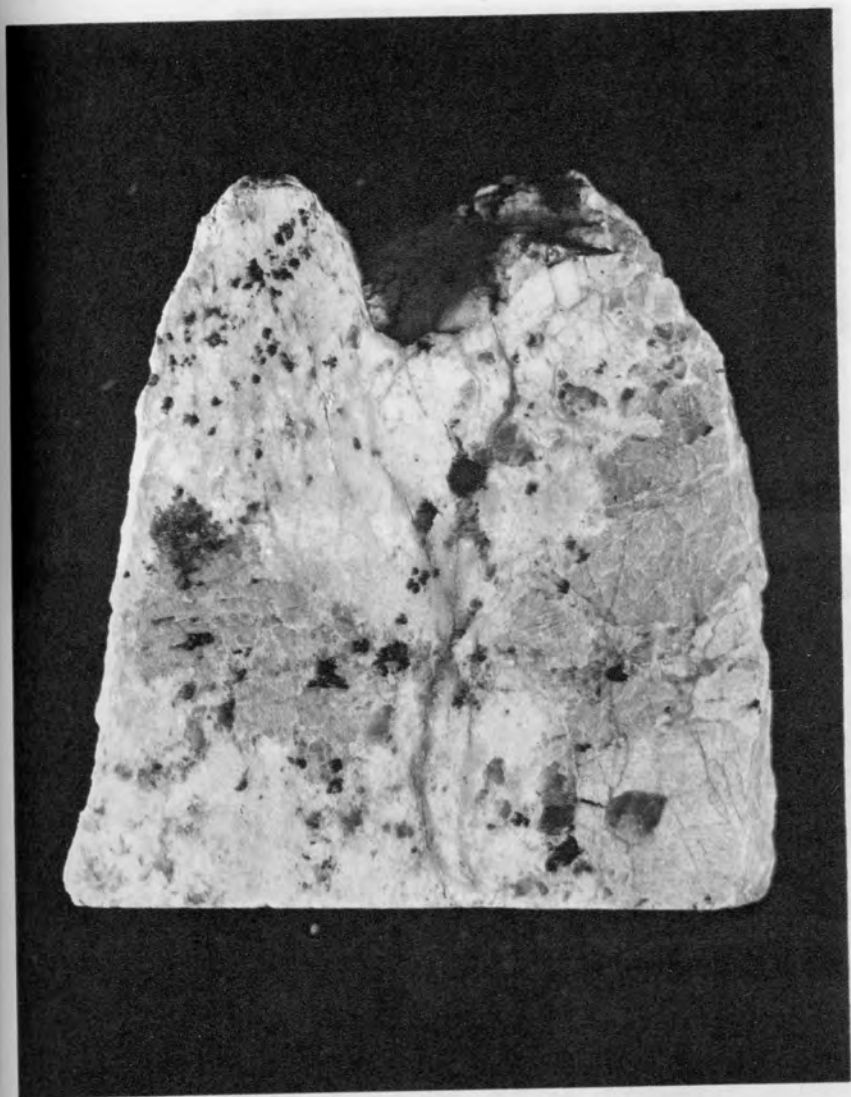
13 г. Секущие взаимоотношения ранних и поздних выделений амазонитов различной окраски



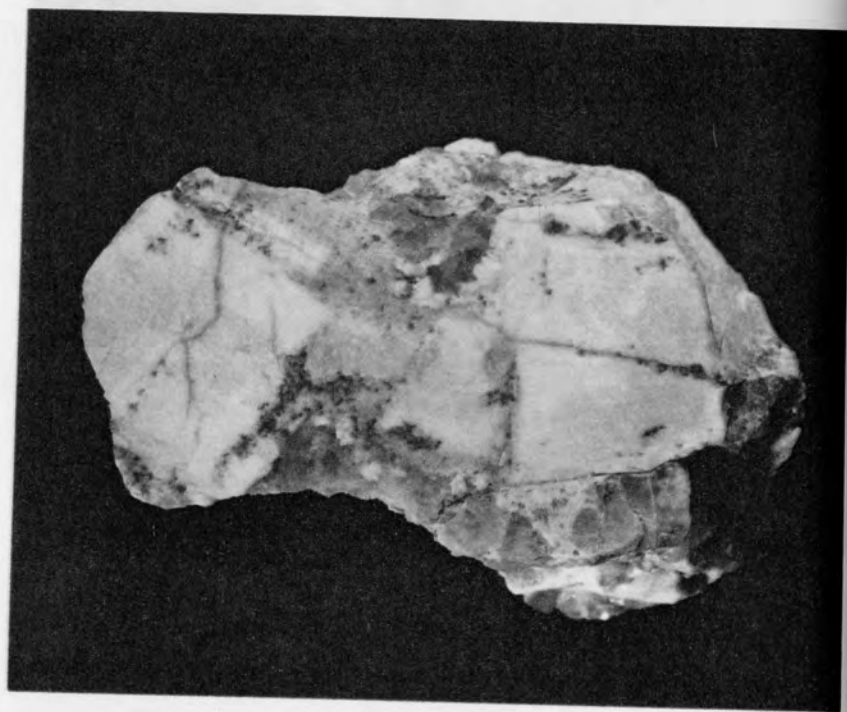
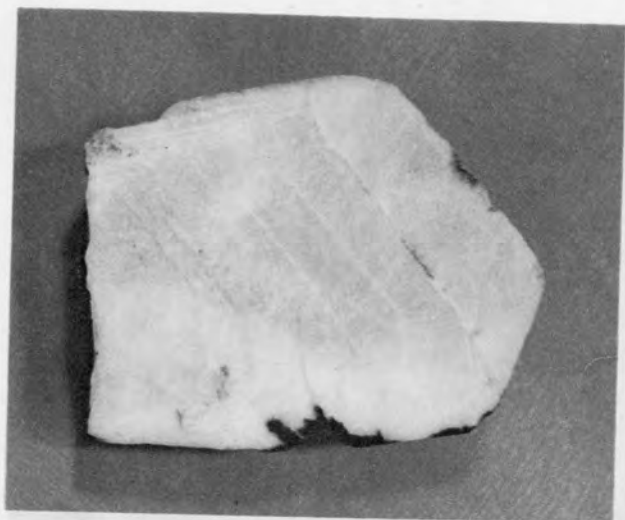
14. Развитие наиболее поздних выделений амазонита желтовато-зеленых и зеленовато-желтых окрасок по ранним выделениям этого минерала.



15. Альбитовые зоны роста в кристаллах амазонита



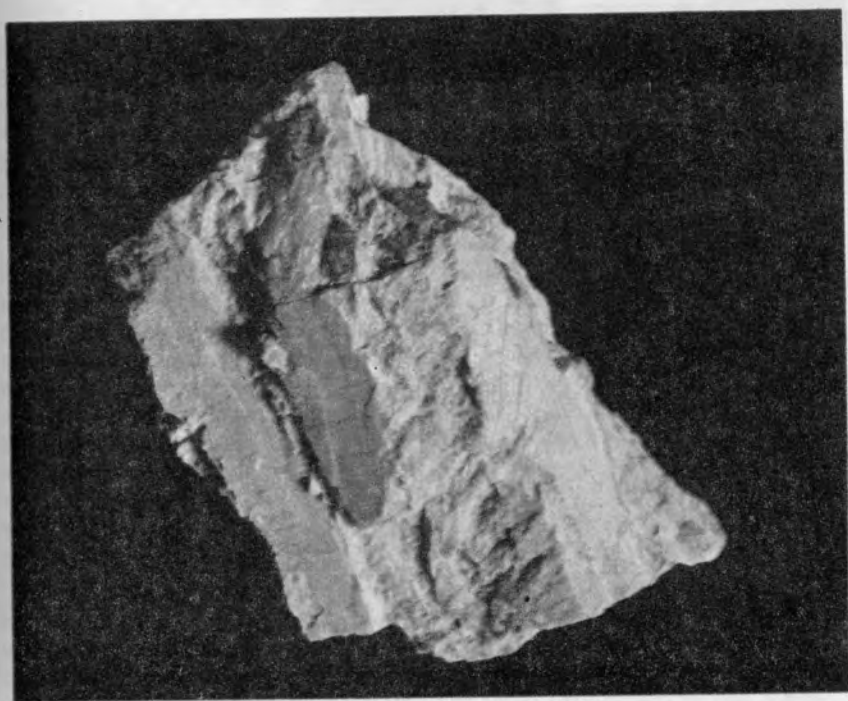
16. Поздний беспертитовый голубой амазонит в альбитите из центральной части жилы (Ильменские горы, копь 74)



17. Зональный и секториальный монокристалл амазонита

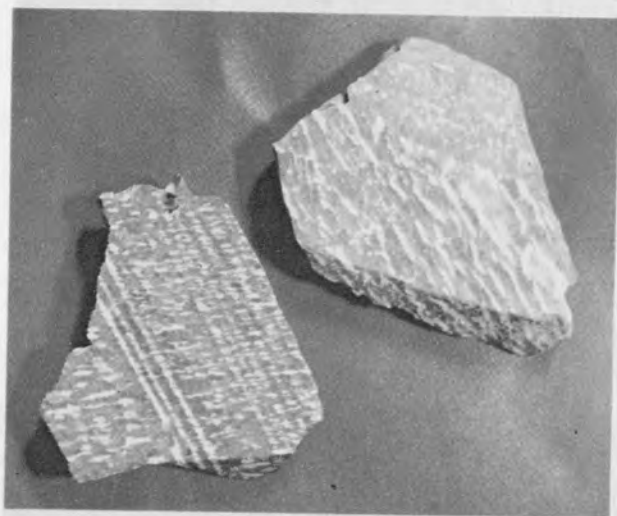
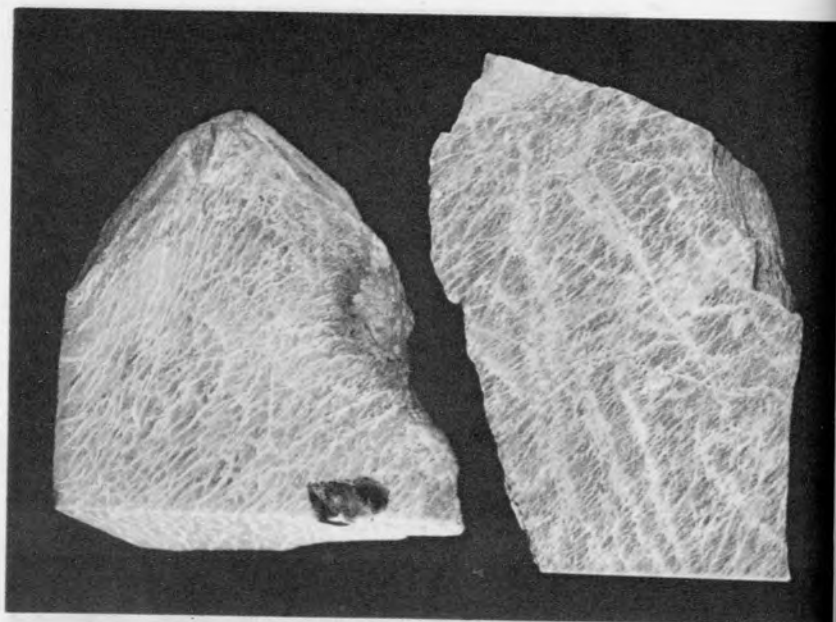
18. Зонально-секториальные индивиды амазонита в мелкозернистых аплитовидных жилах (Западный массив, Восточная Сибирь)

19
из
20
(с



19. Голубой амазонит поздней генерации (незональный монокристалл из кварц-амазонитовой жилы эндоконтакта Западного массива)

20. Максимально интенсивно окрашенные кристаллы амазонита (кварц-амазонитовая жила, Западный массив)



21. Амазониты бирюзовый ($\lambda = 492$ нм, $P = 20\%$, $Y = 34\%$) и изумрудно-зеленой ($\lambda = 525$ нм, $P = 19\%$, $Y = 32\%$) окрасок

22. Амазонит Плоскогорского месторождения

льн
ким
жил
сен
окр
жил
вил
на
раз
ющ
пер
ся

ам-
сьм
Нар
тан
кри
нар
нор
поз
Зол
в к
лов
ил
гра
ни

ни
во
бе
то
пе
ка
Кр
ни
то
чи
ра

тип
ни
со
ам
- г
ва

чат

льно большей интенсивностью окраски и обычно (но не всегда) довольно резким характером границ и линейной ориентировкой выделений. Мощность прожилков варьирует от первых миллиметров до 1–3 см. Подобные прожилки секут блоковые и графические индивиды калиевого полевого с амазонитовой окраской первого типа. Несмотря на секущий характер амазонитовых прожилков, для калиевого полевого шпата внутри них и за их пределами, как правило, не отмечается нарушения сплошности и монокристалльности. Обращают на себя внимание только резкое усиление цвета амазонита и уменьшение размеров и количества пертитовых вростков в нем по сравнению с вмещающим – бледноокрашенным (амазонитовым или обычным) и довольно крупнопертитовым калиевым полевым шпатом. Внутри прожилков иногда встречаются серый или белый кварц, топаз, слюда.

Занорышевые кристаллы амазонита обладают наиболее интенсивной амазонитовой окраской и нередко зональны. Пертитовые вростки для них весьма не характерны и отличаются микроскопическими размерами (фото 16). Наружные зоны кристаллов обычной окраски. Наблюдаются как случаи нарастания на кристалл с амазонитовой окраской самостоятельных буроватых кристаллов микроклина, так и обратные соотношения – кристаллы амазонита, выросшие на „разъединенные” обычные микроклины. Типичны сростания занорышевых кристаллов амазонита с альбитом, кварцем, топазом и другими поздними минералами (преимущественно содержащими минерализаторы). Зональный характер распределения амазонитовой и неамазонитовой окрасок в кристаллах из занорышей проявлен не всегда отчетливо: от граней кристаллов, обращенных в полость, к их внутренним частям распространяются „языки” или сложной формы пятна с желтой либо буроватой окраской. На участках граней с неамазонитовой окраской часто встречается скульптура растворения.

Обратим внимание на цветовую тональность амазонитовых и неамазонитовых окрасок в калиевых полевых шпатах ильменских пегматитов. В первом морфологическом типе доминирующая окраска их – желтоватая, редко белая либо буровато-розовая, а амазонитовая соответственно зеленая (желтовато-зеленая) либо голубоватая. Амазонит во втором морфологическом типе обычно голубовато-зеленый до голубого, и ассоциирующая окраска обычно калиевого потока полевого шпата желтоватая, буроватая или близкая к белой. Кристаллам из занорышей (третий морфологический тип) свойственно сочетание преимущественно голубых или реже зеленовато-голубых амазонитовых тонов со всей гаммой обычных окрасок калиевого полевого шпата, но, в отличие от предыдущих типов, здесь заметную роль играют буроватый и полупрозрачный светло-серый тона окраски последнего.

Подчеркнем, что зеленая окраска амазонита в первом морфологическом типе ни визуальна, ни по спектрометрическим данным (см. далее) не имеет ничего общего с зеленой окраской амазонитов Западных Кейв и представляет собой механическую смесь обычной желтой окраски микроклина с голубой амазонитовой. Следовательно, в Ильменских горах отмечались не две, а одна – голубая – стадия амазонитообразования, которую, очевидно, можно сравнивать с ранней стадией амазонитизации в районе Западных Кейв.

Укажем на еще одну особенность ильменских амазонитов – их решетчатое микроклиновое двойникование. В отличие от кейвских амазонитов, в

которых решетку можно обнаружить только под микроскопом и почти исключительно в блоковых разностях, в ильменских вследствие формирования мелких пор ее нередко можно видеть макроскопически на плоскости [001] и, по видимому, во всех трех морфологических типах. На начальной стадии проявления амазонитовой окраски (первой и второй типы) двойниковая решетка оказывала контролирующее влияние на распределение амазонитовой окраски – последняя развивается, как это впервые в 1943 г. отметил А. Н. Заварицкий, в основном в „одном кристаллическом неделимом двойникового сростка“. Представляется важным также отмеченное А. Н. Заварицким совпадение рисунка двойниковой решетки (равно как и спайности) в участках с амазонитовой окраской и без нее. Наконец, согласно наблюдениям авторов данной работы, степень макроскопического проявления решетчатого двойниования обычно связана обратной зависимостью амазонитовой окраски.

Ранее уже упоминалось об обратной зависимости интенсивности амазонитовой окраски от размера и количества пертитовых вростков альбита, уславливаемой при сопоставлении трех основных морфологических типов амазонитов. К этому необходимо добавить, что в амазоните первого типа (с наиболее слабо проявленной окраской) в отдельных случаях крупные пертитовые вростки контролируют распространение амазонитовой (наблюдение А. Н. Заварицкого).

В заключение кратко рассмотрим некоторые основные особенности внутреннего строения амазонита в гранитах. Здесь, как уже отмечалось, можно выделить следующие типы амазонита: выделения в основной массе гранита (как порообразующий минерал), порфириовидные кристаллы в альбитите, а также мелкие кристаллики в пустотах выщелачивания пегматоидных зон и жильных тел. Амазонитам двух последних типов свойственно обычно зональное и секториальное строение индивидов, проявленное в неравномерности и чередовании окрасок – голубой или зеленоватой амазонитовой и светло-серой или желтоватой обычной (рис. 21, фото 17, 18). Последовательность смены зон самая разная, в пустотах наружные зоны чаще неамазонитовые.

Четкий прямолинейный рисунок зональности иногда усложняется за счет пятен сложной формы с голубоватой и белой окраской, беспорядочно распределенных в кристаллах. Зоны роста иногда подчеркнуты выделениями альбита, кварца и циннвальдита. В секториально окрашенных кристаллах амазонита пирамиды нарастания $\langle 110 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 101 \rangle$ имеют зеленовато-голубую или голубовато-зеленую окраску, $\langle 010 \rangle$ и $\langle 130 \rangle$ – бесцветные или белые, а $\langle 201 \rangle$ окрашены зонально. Иногда пирамиды нарастания $\langle 010 \rangle$ расщепленные и блочные.

Многие кристаллы амазонита с пятнистой окраской, на первый взгляд казавшейся распределенной неравномерно, оказались двойниками по карлсбадскому, манебахскому или бавенскому закону. Самая поздняя генерация амазонита голубоватого цвета (в парагенезисе с дымчатым кварцем и слюдой) чаще незональна и несекториальна (фото 19). Подобная пятнистость окраски амазонитов затрудняет визуальное определение их количества в гранитах.

В кристаллах порообразующего амазонита по мере усиления интенсивности амазонитовой окраски (от ранних к поздним генерациям) обнаруживается, согласно наблюдениям авторов и литературным данным, все более

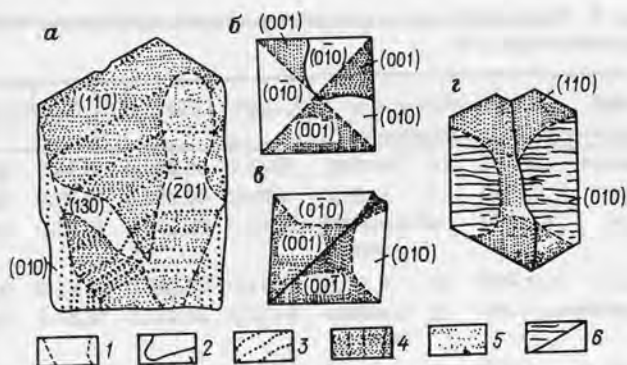


Рис. 21. Зональность и секториальность окраски в кристаллах и двойниках амазонита (Западный массив, Восточная Сибирь).

а-з - различные сечения: а, з - по (001), б, в - по (100). 1 - границы пирамид роста граней; 2 - двойниковые швы (двойники: б, в - бавенские, з - карлсбадский); 3 - вросстки альбита по зонам роста; 4-5 - амазонит: 4 - зеленовато-голубой, 5 - бледноокрашенный; 6 - бесцветный микроклин

четкое решетчатое двойникование, происходит „очистка“ микроклина от пертитовых вросток альбита, который, вероятно, переотлагается в виде пластинчатых кристаллических обособлений внутри тех же зерен микроклина или поблизости от них. В целом интенсивность амазонитовой окраски возрастает не только в гранитах от ранних к поздним выделениям, но также от гранитовых к пегматоидным (штокшайдеры) и кварц-амазонитовым (гидротермальным) формам калиевого полевого шпата (фото 20).

4.2. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Несмотря на большое количество работ, в которых рассматривается химический состав амазонита, до сих пор не установлены пределы изоморфной емкости этого минерала в отношении к редким и рассеянным элементам и их характерные концентрации в амазонитах из пород различных генетических и формационных типов. В настоящем разделе проанализированы все известные из литературы данные о химическом составе амазонитов. Кроме того, учтены полученные в ходе специального исследования 24 полных силикатных и 98 частных химических и более 500 спектральных (из них половина количественных) анализов амазонитов и ассоциирующих калиевых полевых шпатов.

Результаты химических и спектральных анализов амазонитов свидетельствуют об изменчивости и непостоянстве состава этой разновидности полевых шпатов. При этом наряду с широкими вариациями содержаний примесных элементов наблюдается определенное изменение соотношений и между некоторыми видообразующими элементами. Внимательное рассмотрение аналитического материала убеждает прежде всего в следующем.

1. Заметные вариации в составе амазонитов отмечаются лишь для двух видообразующих элементов - калия и натрия. Особенно отчетливо это выявля-

Таблица 9. Химический состав амазонитов из щелочногранитных пегматитов Кольского полуострова, %

Структурная зона пегматита	Номер образца	Окраска минерала	λ , нм	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O
Пегматоидная	241	Голубая	497	66,20	18,9	0,06	10
—	113	—	495	66,06	18,7	0,07	11
—	240	Зеленоватоголубая	501	65,29	18,8	0,09	12
—	242	—	500	65,53	18,8	0,08	13
Малоблоковая	249	Травяно-зеленая	512	64,97	18,5	0,03	16
—	292	—	514	65,32	18,6	0,04	14
Блоковая	293	Темно-зеленая	542	64,44	18,8	0,04	14
—	103	—	542	65,0	18,8	0,03	14

Примечания: 1. λ – цветовой тон, количественный параметр окраски в цветной системе X, Y, Z.

2. Анализы выполнены в ЦХЛ СЗТГУ (аналитик О.А. Богуславская).

ется в пегматитах щелочногранитовой формации. По данным химического анализа (табл. 9), содержание K₂O в амазонитах Кольского полуострова изменяется от 10,8 до 14,6%, а содержание Na₂O – от 1,53 до 4,2%, что в пересчете на ортоклазовый и альбитовый миалы дает соответственно 63–87% первого и 13–38% второго компонента.

Весьма показательна устанавливаемая в амазонитах обратная зависимость между концентрациями анализируемых оксидов. Такое взаимоисключающее поведение калия и натрия во всех типах пегматитов (по мощности, падению, в зависимости от расстояния до магматического очага) известно уже давно и неоднократно отмечалось многими исследователями (А. Е. Ферсман, Н. А. Солодов и др.). Не являются исключением из этого правила и амазонитовые пегматиты. Анализ проб, отобранных по мощности (от внешних к внутренним зонам) в одном из пегматитовых тел (жила 19) участка г. Плоской, показал, что отчетливое изменение состава амазонитов (см. табл. 9) связано главным образом с постепенным уменьшением содержания и размеров альбитовых вростков. Минимальное содержание альбитового компонента было определено в обособлениях и кристаллах амазонита из осевой и занорыша этой пегматитовой жилы.

Подобное явление, которое можно назвать депертитизацией калиевых полевых шпатов, устанавливается во многих амазонитсодержащих пегматитах, развитых на Кольском полуострове. С ним отчетливо взаимосвязано изменение окраски амазонитов (см. раздел 4.1.). Депертитизации отвечает понижение (углубление) цветового тона амазонитовой окраски, выражающееся в смене голубых калиевых полевых шпатов зелеными (разной тональности). Последние по положению в жильных телах, а также по взаимоотношениям с амазонитами других окрасок относятся к самым поздним образованиям (см.

K₂O
10,8
11,8
13,5

13,2
14,0

14,0
14,6

14,2

ето-

ана-
еня-
ете
ого

иси-
оча-
де-
уже
ан,
ито-
ден-
ка-
ав-
ито-
ре-
той

ых
ти-
из-
они-
я в
(ти).
и с
см.

	Na ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Pb	K/Na	K/Rb	K/Cs	K/Pb	Rb/Cs
	4,20	0,23	0,028	0,82	2,57	47	386	109	8,2
	3,68	0,23	0,027	0,041	3,23	51	437	239	8,5
	2,28	0,34	0,022	0,10	5,93	40	614	112	15,4
	2,56	0,27	0,012	0,11	5,15	40	1110	100	22,4
	2,08	0,44	0,019	0,30	6,73	32	736	39	23,2
	1,72	0,51	0,027	0,36	8,14	27	518	32	18,9
	1,76	0,69	0,058	0,83	8,30	20	252	15	12
	1,53	0,65	0,036	0,73	8,99	22	395	16	18

фото 14). В них же фиксируются наибольшие концентрации калия и минимальные натрия.

Аналогична тенденция наблюдается и в амазонитовых пегматитах: в образцах амазонитов из центральных частей тел, где развит пегматит пегматоидной и блоковой структур, отмечается минимальное количество альбитовых вростков. При это неамазонитизированные калиевые полевые шпаты и амазониты из краевых (мелко-среднезернистых) и промежуточных (графических) зон всегда содержат больше альбита во вростках и, следовательно, обогащены натрием по сравнению с амазонитами, слагающими крупные пегматоидные и блоковые обособления во внутренних частях жил (табл. 10). Следует упомянуть, что в ильменских пегматитах наблюдаются как бы обратные вышеуказанным взаимоотношения разноокрашенных амазонитов: более поздним генерациям свойственны преимущественно голубые и зеленовато-голубые окраски. Однако необходимо иметь в виду, что зеленые окраски ильменских амазонитов представляют собой механическую смесь голубых и желтобурых окрасок калиевых полевых шпатов.

Депертитизация весьма отчетливо проявлена и в амазонитовых гранитах. Калиевые полевые шпаты из массива субщелочнолейкогранитовой формации в процессе их амазонитизации очищаются от пертитовых вростков альбита; практически не содержат альбитовых вростков наиболее интенсивно окрашенные амазониты в жильных производных и метасоматитах гранитов, залегающих в эндо- и экзоконтактах массивов. Интересно отметить, что столь широкие вариации содержания натрия и калия отмечались в 1970 г. В. В. Гордиенко и в калиевых полевых шпатах редкометалльных (натриево-литиевых) пегматитов.

2. Подтверждается известное положение, согласно которому ассоции-

Т а б л и ц а 10. Химический состав микроклинов и амазонитов из различных пегматитовых месторождений, %

Местонахождение, жила	Структурная зона пегматита, номер образца	Окраска минерала	λ , нм	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O
Кольский полуостров, г. Плоская, жила 20	355	Розовая	596	65,9	19,54	0,19	11,10
	354	Голубовато-розовая	500	66,1	19,10	0,24	11,70
	345	Голубая	497	65,53	18,80	0,08	13,20
Карелия, Пиртима, жила 1	172	Кремевая	590	64,4	18,65	0,08	13,14
	163	Бледно-зеленая	568	65,43	18,6	0,08	13,8
	164	Ярко-зеленая	544	63,8	19,0	0,08	14,57
Ильменские горы, копь 70	Среднезернистая, 70—84—1	Желтоватая	593	—	—	—	10,15
	Пегматоидная, 70—84—3	Желтовато-зеленая	569	—	—	—	10,75
То же, копь 77	Среднезернистая, 77а	Серовато-розовая	587	—	—	—	11,75
		Бледно-зеленая	570	—	—	—	11,75
	Графическая, 77—2	Бледно-зеленая	570	—	—	—	10,50
	Пегматоидная, 77—3	Зеленая	548	—	—	—	13,62

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены в ЦХЛ СЗТГУ (аналитик О. А. Богуславский)

рующие с амазонитами калиевые полевые шпаты обычных (неамазонитовых) окрасок всегда обеднены свинцом, рубидием и цезием. Напротив, повышенные концентрации этих элементов являются неотъемлемой чертой химического состава амазонитов, хотя в различных генетических типах пород гранитоидных формаций в них накапливается различное количество отмеченных элемен-

Na ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Pb	K/Na	K/Rb	K/Cs	K/Pb	Rb/Cs
3,0	0,10	0,001	0,004	3,08	111	11111	2303	100
3,20	0,16	0,002	0,02	3,56	71	5700	486	80
2,56	0,27	0,012	0,05	5,15	49	1100	219	23
3,05	0,07	0,002	0,01	4,3	188	6570	1065	35
2,32	0,20	0,001	0,02	5,95	69	1255	573	182
1,70	0,36	0,008	0,03	8,56	41	1890	366	47
4,56	0,087	0,004	0,007	2,23	117	2540	1203	22
3,32	0,29	0,005	0,03	3,24	37	216	297	58
4,87	0,11	0,006	0,045	2,41	107	1960	650	18
4,62	0,14	0,006	0,03	2,28	75	1750	291	23
1,82	0,70	0,023	0,04	7,35	19	592	282	31

и в химической лаборатории ЗабНИИ МГ СССР (аналитик Л. Н. Аршинская).

тов-примесей (табл. 11). Так, в кольских амазонитах наблюдаются максимальные возможные в калиевых полевых шпатах содержания свинца,* поэтому и среднее значение содержаний этого элемента здесь самое высокое. В ама-

*Исключая амазонит-ортоклаз из месторождения Брокен-Хилл.

Таблица 11. Содержание характерных элементов-примесей в амезонитах и парагенетичных калиевых полевых шпатах из различных генетических типов пород и формаций гранитоидов, Г/Т

Формационный и генетический типы пород	Страна, регион		Pb		Rb		Cs	
	микроклин	амезонит	микроклин	амезонит	микроклин	амезонит	микроклин	амезонит
Аляскитовый, пегматиты:								
экзоконтактовые редкометалльно-мусковитовые	280 --- (5)	410 --- (20)	855 --- (9)	2100 --- (9)	66 --- (9)	156 --- (9)		
внутригранитные	32 --- (8)	160 --- (6)	1419 --- (8)	1990 --- (8)	98 --- (7)	191 --- (7)		
Субщелочнолейкогранитовый:	26-40	40-500	710-1975	1300-2477	13-217	100-312		
амезонитовые граниты	32 --- (6)	160 --- (5)	589 --- (10)	3100 --- (31)	12 --- (7)	32 --- (8)		
жильные производные гранитов	14-60 54 --- (6)	60-250 450 --- (6)	427-954 1870 --- (4)	1410-5000 5800 --- (14)	8-15 17 --- (18)	23-50 64 --- (8)		
онгониты:	18-100	150-810	1150-2880	3800-7900	10-22	24-120		
МНР								
вкрапленники	113 --- (10)	98 --- (22)	3094 --- (9)	5007 --- (25)	40 --- (7)	109 --- (20)		
основная масса	28-360 62 --- (2)	53-250 77 --- (18)	1815-4415 706 --- (4)	3958-6400 2290 --- (18)	17-82 --- (18)	40-170 --- (18)		
	51-74	12-320	84-1500	1000-3000				

натриево-литиевые пегматиты	Кольский полуостров	11000 5500—24000	1000 600—2400
Щелочногранитовый: редкоземельные пегматиты	То же	3410 300—9400	800 500—1000
	120 (34) 50—250	(103) 21 3400 1100—6800	28 (16) 10—50
редкометалльные пегматиты	Урал	460 50—1100	960 560—1500
	90 (12) 40—180	(47) 10 7730 (62)	60 (10) 20—90
эндоконтактовые метасоматиты	Украина	210 80—400	2380 930—3830
	30 (7) 10—50	(7) 10 2900 (7)	22 (10) 16—34
		1000—4200	34 (3) 24—48

П р и м е ч а н и я. 1. Таблица составлена по материалам авторов, а также В. С. Антипина, В. А. Дунаева, К. К. Жирова и др. 2. В числителе указаны средние значения, в знаменателе — предельные, в скобках — число анализов.

Т а б л и ц а 12. Уровни концентрации типичных элементов-примесей в амазонитах

Тип пегматита, регион	Минерал	Оценки	
		Pb	Rb
Редкоземельный,	Амазонит	3360±820	2880±320
Кольский полуостров	Микроклин	150±20	695±40
Редкометалльный,	Амазонит	375±30	5820±670
Урал	Микроклин	85±6	940±120

Примечание. В таблице рассчитана максимально правдоподобная оценка, которая, по мнению Д.А. Родионова и В.В. Иванова, является наиболее эффективной (собственные аналитические материалы).

зонитах из существенно редкометалльных (ильменских) пегматитов отмечаются наиболее высокие содержания рубидия.

Следует, однако, подчеркнуть, что, по данным Н. А. Солодова, максимально возможные для калиевых полевых шпатов содержания рубидия, а также цезия фиксируются не в амазонитовых разновидностях, а в минералах с обычными окрасками из некоторых типов пегматитов натриево-литиевого типа. Поэтому неудивительны высокие содержания редких щелочей в слабоокрашенных амазонитах, характерных для отдельных пегматитовых типов субщелочнолеюгранитовой формации.

Небольшой изоморфной емкостью к примесным элементам отличаются амазониты из пегматитов аляскинского и гранитов субщелочнолеюгранитового формационных типов. Некоторое среднее положение по содержанию характерных элементов-примесей занимают амазониты из онгонитов и пегматоидных образований, находящихся в эндо- и экзоконтактах гранитов субщелочнолеюгранитовой формации.

3. Химические и спектральные анализы амазонитов показывают, что в их составе постоянно присутствует только один элемент-хромофор – железо, содержание которого варьирует от 0,00п до 0,п % (в пересчете на Fe_2O_3). Кроме того, устанавливаются некоторые различия в содержаниях и соотношении оксида железа (II) и оксида железа (III) в амазонитах с разными окрасками. Нет сомнения в том, что обе валентные формы железа играют определенную роль в составе амазонитового полевого шпата. Вместе с тем, содержание двух- и трехвалентного железа в них часто близко к таковому в некоторых микроклинах из керамических и амазонитосодержащих пегматитов.

4. Впервые обращено внимание на высокие содержания в амазонитах радиоактивных примесных элементов – урана и тория (табл. 12). Эти данные получены М. Н. Остроумовым и другими в 1976 г. и проверены лишь для пегматитов щелочногранитовой формации.

Как уже отмечалось, максимальная интенсивность амазонитового окрашивания характерна для производных щелочногранитовой формации. Здесь, как правило, в интенсивно окрашенных амазонитах фиксируются наибольшие концентрации редких и рассеянных элементов. Рассмотрим подробнее некоторые особенности химического состава амазонитов из ряда пегматитовых месторождений этого формационного типа.

Рубидий и цезий. Рубидий был обнаружен в ильменском амазоните в

микроклинах из пегматитов различного типа, г/т

средней концентрации			K/Rb	K/Cs	K/Pb	Rb/Cs	Rb/Pb
Cs	U	Th					
258±45	12,5±3	27,2±4	39,8	760	76	18	1,9
21,7±2	<2	<2	157	7487	1878	54	38,8
264±30	11,4±2	13,9±3	32,7	1191	316	42	10,3
52±6	<2	<2	100,5	2250	1117	23	15

средней концентрации (и ошибка ее определения при 5 %-ном уровне значимости), при использовании данных различной представительности (литературные и

количестве 3,12% еще в 1913 г. В. И. Вернадским, и в последующих работах другие исследователи не раз подтверждали наличие повышенных концентраций этого элемента и цезия в амазонитах из различных месторождений.

Анализ полученных материалов показывает, что в амазонитах содержание рубидия, как правило, на порядок выше, чем в микроклинах из пегматитов слюдоносно-керамического типа. В то же время подобные амазонитовым содержания рубидия и цезия свойственны калиевым полевым шпатам с обычными окрасками из редкометальных пегматитов*, которые, по данным Н. А. Солодова, отличаются от амазонитов лишь максимально возможными для полевых шпатов содержаниями лития и цезия.

Однако в амазонитах из разных месторождений рубидий накапливается в неодинаковой степени. Так, средняя концентрация его в амазонитах из пегматитов докембрийского возраста (Кольский полуостров) примерно в 2 раза меньше вычисленной для амазонитов из более молодых позднепалеозойских пегматитов (см. табл. 11, 12). Поэтому в последних и коэффициент накопления** для рубидия (7–8) выше, чем в кольских амазонитах (3–4). Обратное соотношение коэффициентов накопления в амазонитах этих месторождений отмечается для цезия (примерно 11–12 в кольских и 5–6 в ильменских пегматитах). То же самое можно сказать и о коэффициентах концентрации*** этих элементов в амазонитах. Статистическая проверка гипотез о равенстве средних значений содержаний редких щелочей позволяет (с вероятностью 95 %) заключить, что по их концентрации амазонитовые калиевые полевые шпаты из кольских и ильменских месторождений значимо отличаются друг от друга. Отвергается гипотеза и о равенстве дисперсий содержаний рубидия и цезия (при невысоком коэффициенте вариации этих характеристик).

Если к полученным значениям содержаний редких щелочей в амазонитах применить критерии, разработанные В. В. Гордиенко для выявления типа

* Здесь и далее имеются в виду редкометальные пегматиты субщелочнолейкогранитовой формации (натриево-литиевого типа).

** Отношение среднего содержания элемента в амазонитах к этому показателю в парагенетичных калиевых полевых шпатах с обычными окрасками.

*** Отношение среднего содержания элемента в амазонитах к его кларку в пегматитах, по Н. А. Солодову.

пегматитов и металлогенической специализации пегматитовой провинции то выяснится следующее: ильменские пегматиты по содержанию рубидия и цезия отвечают сподуменовому типу, близки к нему по содержанию цезия и кольские пегматиты (по концентрации рубидия они попадают в поле мусковит-полевошпатовых редкометалльных пегматитов, по терминологии В. В. Гордиенко). По диаграмме в координатах $K/Cs - Na_2O$, предложенной тем же исследователем для прогнозной оценки пегматитов, докембрийские и фанерозойские амазонитовые пегматиты также определяются как редкометалльные. Близкие значения имеют и коэффициенты распределения рубидия и цезия между калиевыми полевыми шпатами и слюдами в амазонитовых и редкометалльных пегматитах. Но в последних калиевые полевые шпаты относительно обогащены еще одним щелочным элементом – литием, в амазонитах же его содержания находятся на том же уровне, что и в микроклинах слюдоносно-керамических пегматитов, т.е. примерно 1 г/т, изредка 10 г/т. Ввиду ограниченной изоморфной емкости калиевых полевых шпатов к литию его нахождение в амазонитах, так же как и в обычных микроклинах, может быть объяснено наличием в них субмикроскопических включений литийсодержащих минералов (например, слюд).

Геохимическое родство калия с рубидием (в меньшей степени с цезием) способствует рассеянию редких щелочей в калиевых минералах, причем, по мнению Н. А. Солодова, особенно отчетливо эта закономерность проявляется в пегматитовом процессе. Отмеченная тенденция прослеживается и в амазонитовых пегматитах: редкие щелочные элементы накапливаются в калиевых полевых шпатах и амазонитах параллельно с увеличением в них содержания ортоклазового компонента. При этом значения индикаторных отношений K/Rb и K/Cs в целом уменьшаются при переходе от краевых к центральным зонам пегматитовых жил, т.е. содержания рубидия и цезия в амазонитах, находящихся во внутренних частях жильных тел, увеличиваются не только по абсолютному значению, но и по отношению к содержанию калия (см. табл. 9, 10). Весьма показательно обогащение редкими щелочами наиболее поздних по времени формирования разностей зеленого цвета, по сравнению с более ранними амазонитами, которым свойственны голубые оттенки окраски. В изменении отношения Rb/Cs по мощности пегматитовых тел не наблюдается какой-либо закономерности, что свидетельствует о примерно одинаковом рассеянии этих элементов в полевых шпатах амазонитовых пегматитов.

Свинец. О повышенном содержании свинца в амазонитах впервые упоминается в работе И. Офтедала. Проведенные впоследствии К. К. Жировым и другими исследователями точные количественные определения подтвердили, что амазониты концентрируют этот элемент.

Для сравнения характера распределения свинца в полевых шпатах из различных горных пород проанализируем известные литературные данные. Согласно В. В. Иванову и др. (1973 г.), среднее содержание его в калиевых полевых шпатах гранитоидов и пегматитов составляет соответственно 46 и 52 г/т при вариации от 1 до 660 г/т. По материалам авторов, средняя концентрация этого элемента в амазонитах в 4–50 превышает приведенные упомянутыми исследователями средние значения. Значительно меньше свинца (в 10–20 раз по сравнению с амазонитами) в микроклинах из редкометалльных и слюдисто-керамических пегматитов (В. В. Иванов и др., Н. А. Солодов). Особенно обогащены им амазониты из пегматитов Кольского полуострова – в них

устанавливаются наивысшие содержания этого элемента – 10000 г/т. Максимальным является в этих амазонитах и значение коэффициента накопления свинца – 29–30 (см. табл. 8, 9, 13). В некоторых пегматитовых телах количество его в амазонитах находится в пределах 0,03–1,0 % при высокой дисперсии средних значений и коэффициенте вариации, близком к 100 %.

На порядок меньше среднее содержание рассматриваемого элемента в амазонитах Ильменских пегматитов, поэтому и коэффициент накопления в них понижен до 2–2,5. Близкие к последним значения содержания свинца в амазонитах пегматитового и гидротермального происхождения получены в 1965 г. К.К. Жировым и С.М. Стишовым: по данным этих исследователей, в амазонитах концентрируется от 50 до 2800 г/т свинца, тогда как в микроклинах – от 70 до 280 г/т, причем в окрашенных (амазонитовых) участках одних и тех же образцов по сравнению с неокрашенными содержание его всегда в 2–3 раза больше. Выборочные средние и дисперсии содержания этого элемента в амазонитах кольских и уральских месторождений значительно отличаются друг от друга.

В пределах отдельных пегматитовых тел амазониты из разных зон содержат неодинаковые количества свинца – его всегда больше в образцах из пегматоидных и блоковых структур. При этом отношения K/Pb и Rb/Pb отчетливо уменьшаются к центру жил, где, по-видимому, свинец привносился в большем количестве, чем редкие щелочные элементы (см. табл. 10). Обращает на себя внимание неодинаковая концентрация этого элемента в разноокрашенных амазонитах. В голубых и зеленовато-голубых разностях его количество (<1000 г/т) всегда гораздо меньше (иногда на порядок), чем в амазонитах насыщенных зеленых окрасок. Показательно, что зеленые амазониты, отличающиеся максимальным содержанием свинца, приурочены, как правило, к центральным частям пегматитовых тел.

Учитывая изложенное, можно заключить, что свинец является типичным примесным элементом амазонитового полевого шпата, накапливается в нем и достигает самых высоких концентраций, не известных в других разновидностях полевых шпатов.

Уран и торий. Определение этих элементов в калиевых полевых шпатах и амазонитах проводилось флюоресцентным рентгеноспектральным методом в лаборатории ВСЕГЕИ. Всего было проанализировано более 80 образцов. Обработка результатов анализов показала, что в изученных амазонитах среднее содержание урана составляет 12,8 г/т (с вариациями от 4 до 23 г/т), а тория – 22,8 г/т (5,9–67 г/т), что значительно превышает средний (по В.В. Иванову и др.) уровень концентрации этих элементов в калиевых полевых шпатах из гранитоидов и различных типов пегматитов. В амазонитах содержание урана на порядок, а содержание тория в 16 раз больше, чем в микроклинах из слюдяных и керамических пегматитов. В пределах отдельных пегматитовых полей (Кольский полуостров, Ильменские горы) накопление урана и тория происходит в центральных частях жильных тел, причем неамазонитизированные калиевые полевые шпаты из этих пегматитов содержат по сравнению с амазонитами в 4–7 раз меньше урана и в 5–8 раз меньше тория (концентрация этих элементов в микроклинах находится на уровне 1–2 г/т).

Обращает на себя внимание разный уровень концентрации тория в амазонитах разновозрастных пегматитов: в докембрийских среднее содержание

его составляет 27,9 г/т, тогда как в пегматитах позднепалеозойского возраста оно примерно в 2 раза меньше. Однако гипотеза о равенстве этих средних отвергается. В то же время средние содержания урана в амазонитах таких пегматитов имеют почти одинаковую величину (соответственно 10 и 11,4 г/т).

Представляется, что установленный факт аномальной концентрации урана и тория в амазонитах не является случайным, хотя пока еще, вероятно рано говорить об изоморфной форме их присутствия в кристаллической решетке калиевых полевых шпатов. Постоянно повышенные содержания этих элементов в амазонитах (в ассоциирующих калиевых полевых шпатах их всегда меньше) и, кроме того, наибольшие концентрации урана и тория именно в тех из них, в которых отмечаются максимальные концентрации типичных „амазонитовых“ элементов – свинца, рубидия и цезия, – свидетельствуют о накоплении радиоактивных элементов-примесей в калиевых полевых шпатах с амазонитовыми окрасками (см. табл. 12).

Прочие элементы. С помощью количественного спектрального анализа было установлено, что по сравнению с парагенетическими калиевыми полевыми шпатами амазониты обогащены таллием, галлием, бериллием и иттрием и обеднены барием и стронцием (табл. 13). Размеры ионных радиусов

Таблица 13

Содержание второстепенных элементов-примесей в амазонитах и микроклинах пегматитовых месторождений, г/т

Элемент	Кольский полуостров		Урал	
	микроклин	амазонит	микроклин	амазонит
Tl	$\frac{20}{4-70}$ (14)	$\frac{34}{10-150}$ (54)	$\frac{8}{0-10}$ (5)	$\frac{17}{6-30}$ (15)
Ga	$\frac{35}{5-66}$ (12)	$\frac{60}{30-150}$ (58)	$\frac{72}{10-100}$ (4)	$\frac{120}{40-250}$ (10)
Be	$\frac{3}{1-5}$ (14)	$\frac{10}{2-20}$ (24)	$\frac{5}{3-7}$ (8)	$\frac{9}{5-20}$ (8)
Y	—	$\frac{20}{10-150}$ (50)	—	—
Ba	$\frac{350}{200-520}$ (10)	$\frac{135}{10-200}$ (18)	$\frac{200}{100-300}$ (5)	$\frac{100}{10-270}$ (6)
Sr	$\frac{180}{100-300}$ (5)	$\frac{56}{30-200}$ (24)	$\frac{125}{100-200}$ (6)	$\frac{11}{2-28}$ (10)

Примечание. В числителе указаны средние значения, в знаменателе – предельные, в скобках – число анализов.

валентность таллия и рубидия равны, вследствие чего, по мнению Н.А. Солодова, их поведение в пегматитовом процессе полностью совпадает. Средние содержания таллия в амазонитах кольских и уральских пегматитов в 1,5–3 раза больше, чем в микроклинах с обычными окрасками из тех же месторождений. Известно, что амазонит является минералом-концентратором таллия, однако наибольшее количество его, так же как и рубидия, устанавливается, по данным В. В. Иванова и др., в обычных микроклинах редкометалльных пегматитов.

Содержание галлия в амазонитах немного превышает среднюю концентрацию его в калиевых полевых шпатах редкометалльных пегматитов, в то же время полученные авторами данной работы значения в 4–8 раз превышают среднее содержание этого элемента в калиевом полево-шпатовом пегматите, приведенное В. В. Ляховичем (14,9 г/т).

Бериллий и иттрий являются типичными примесными элементами амазонитов из кольских пегматитов. Накопление их происходит в амазонитах, тяготеющих к внутренним зонам пегматитовых жил, в которых часто находятся ассоциирующие с амазонитом редкоземельные минералы. Двух-трехкратное обогащение бериллием и полное отсутствие иттрия характерны для амазонитов из пегматитов Ильменских гор.

Как известно, калиевые полевые шпаты поздних генераций пегматитов отличаются пониженными содержаниями бария и стронция. Амазониты, как самые поздние образования в пегматитовых телах, содержат минимальные количества этих элементов, обычно в 2–11 раз меньше, чем в ассоциирующих с ними обычных калиевых полевых шпатах. В исследованных амазонитах отмечается примерно четырехкратное уменьшение концентрации бария по сравнению со средним значением для калиевого полевого шпата пегматитов, вычисленным В. В. Ляховичем.

Более контрастно поведение стронция: в амазонитах из щелочногранитных пегматитов его содержания в 3–11 раз меньше, чем в парагенетических микроклинах и других калиевых полевых шпатах пегматитов. При этом следует иметь в виду в значительной степени радиогенную природу стронция и в амазонитах. Так, по данным В.А. Дунаева, И.Н. Дурневой (1967 г.), в амазонитах из центральных частей пегматитовых тел Ильменских гор содержание радиогенного изотопа ^{87}Sr составляет от 34 до 78 % общего количества стронция.

Весьма показательным является то, что интенсивно окрашенные кольские амазониты содержат в среднем в 5 раз больше стронция, чем ильменские. Интересно отметить, что и по возрасту докембрийские и фанерозойские амазонитосодержащие пегматиты отличаются друг от друга примерно во столько же раз. Кроме того, в пределах одного из пегматитовых тел (Кольский полуостров) наблюдается увеличение содержания стронция в амазонитах по мере усиления их окраски (от зальбандов к осевым частям жилы).

Кажущееся противоречивым поведение этого элемента (с одной стороны, относительно пониженные содержания в амазонитах по сравнению с ассоциирующими неамазонитовыми калиевыми полевыми шпатами, а с другой, — несомненное повышение его концентрации в связи с длительностью и интенсивностью процесса амазонитизации) может быть объяснено наличием двух форм этого элемента (нерадиогенной и радиогенной) и связью интенсивности амазонитовой окраски и её тона с накоплением радиогенного изотопа строн-

ция. В заключение подчеркнем, что микроклины и амазониты из кольских и уральских пегматитов по средним значениям отмеченных (прочих) элементов (за исключением бария и стронция) не имеют значимых отличий.

Подводя общий итог, можно констатировать, что наиболее существенной геохимической особенностью амазонского камня является постоянная обогащенность этого минерала по сравнению с ассоциирующими неамазонитизированными калиевыми полевыми шпатами, свинцом, рубидием, ураном и торием. В то же время количественная оценка степени концентрации, пределов и среднего содержания редких и рассеянных элементов в амазонитах из разных месторождений свидетельствует о закономерном изменении химического состава минералов, связанном с геологическими условиями их формирования (принадлежность к определенной гранитоидной формации, геологической эпохе, нахождение и место локализации в различных генетических типах пород и т. д.).

4. 3. СТРУКТУРНОЕ СОСТОЯНИЕ

В петрографо-минералогической литературе довольно прочно укоренилось представление об амазоните как о максимальном микроклине – наиболее упорядоченной и триклинной разновидности калинатриевых полевых шпатов. Более того, некоторые исследователи считают максимальную степень структурной упорядоченности калиевых полевых шпатов необходимым условием развития амазонитового окрашивания. Однако в связи с открытием и изучением новых месторождений и генетических типов амазонитсодержащих пород появились материалы, свидетельствующие о значительной вариации структурных типов калиевых полевых шпатов с амазонитовой окраской. Например, среди амазонитов в массивах субщелочных (фтор-литиевые) гранитов и их субэффузивных аналогов – онгонитах, как правило, устанавливали как типичные максимальные микроклины, так и менее упорядоченные разновидности – промежуточные триклинные ортоклазы и крипторешетчатые микроклины.

– промежуточные триклинные ортоклазы и крипторешетчатые микроклины.

Но отдельные находки необычных со структурной точки зрения амазонитов были известны и раньше. Так, еще в 1959 г. в пегматитах из Восточных Альп А. Алкер обнаружил амазониты, которые характеризовались непостоянными оптическими константами и прежде всего значительно варьирующей величиной угла оптических осей. Впоследствии Х. Макарт и А. Прайзингер выявили в этих пегматитах амазониты с весьма низкими значениями (вплоть до нулевых) величины рентгеновской триклинности. Позднее в пегматитах рудного месторождения Брокен-Хилл в Австралии был найден зеленый калиевый полевой шпат, который после детальных рентгенооптических исследований был идентифицирован как типичный ортоклаз: $-2V = 61^\circ$; $\Delta\rho = 0,0$; $\Delta\sigma = 0,0$.

Здесь уместно будет вспомнить о том, что еще в прошлом столетии А. Де-Клуазо разделил все кристаллы амазонского камня на две группы: 1) "триклиномерной" системы – с весьма густой окраской и малой прозрачностью; 2) „одноклиномерной" системы – частично окрашенные и более прозрачные (см. гл. 1). Эти наблюдения не нашли объяснения в свое время и впоследствии были, по-видимому, забыты. Выводы А. Де-Клуазо в настоящее время подтверждаются результатами, которые были получены рентгеновскими и оптически-

ми методами, — наряду с триклинными груборешетчатыми интенсивно окрашенными амазонитами известны разности с невысокой интенсивностью амазонитовой окраски, отличающиеся крипторешетчатым строением и невысокой степенью структурной упорядоченности.

Структурные разновидности амазонитовых и обычных калиевых полевых шпатов (всего было изучено около 200 образцов) определялись главным образом на основании измерения рентгеновских (рентгеновская триклинность Δ_p , степень моноклинной упорядоченности Δ_z) и в меньшей мере оптических (оптические упорядоченность $2V$ и триклинность Δ_0) характеристик с обязательным учетом пертитового строения, степени и типа двойникования. Для ряда типичных амазонитовых калиевых полевых шпатов была установлена степень упорядоченности методом ИКС, рассчитаны параметры элементарной ячейки и содержание алюминия в тетраэдрических позициях. Дифрактометрические исследования были проведены в рентгеновских лабораториях ЛГИ (М. Н. Остроумов), ВСЕГЕИ (Т. А. Соседко) и СибГЕОХИ АН СССР (Г. Г. Афонина).

Учитывая разнообразие геологической позиции амазонита и необходимость дифференцированного подхода к рассмотрению геологических условий нахождения этого минерала, остановимся прежде всего на общей характеристике структурных особенностей изученных образцов. Анализ всех известных из литературы данных и экспериментальных материалов авторов свидетельствует о следующем (табл. 14, 15).

1. В пегматитах аляскитовой и щелочногранитовой формаций, образовавшихся в докембрийское время, амазонитовые калиевые полевые шпаты относятся к максимальным микроклинам с отчетливо решетчатым микро- и макропертитовым строением. Валовый состав амазонит-пертитов колеблется в интервале $Or_{60-91}Ab_{9-40}$, а отдельные фазы представлены почти чистыми конечными членами ($Or_{95-99}Ab_{9-99}$). Эти факты находят в полном соответствии с распространенными взглядами и лишь несколько детализируют известные положения. Единственным и пока не вполне понятным исключением являются амазонит-ортоклазы из месторождения Брокен-Хилл. С другой стороны, в более молодых и менее глубоких пегматитах палеозойского и мезозойского возраста тех же формаций величины, характеризующие степень Si-Al-упорядоченности амазонитов, варьируют в более широких пределах по сравнению с практически стабильными показателями структурного состояния амазонитов из древних пегматитовых пород. Последнее обстоятельство подтвердилось литературными данными (Х. Макарт, А. Прайзингер) по структурному состоянию амазонитов из пегматитов альпийского возраста, а также после того, как в распоряжении авторов оказались образцы амазонитов из палеогеновых пегматитов Центрального Памира. В них были найдены криптопертитовые амазониты, структурные особенности которых позволяют считать их моноклинными ортоклазами ($\Delta_p = 0,0$; $\Delta_z = 0,58$).

2. Наибольшее число структурных типов устанавливается для амазонитовых калиевых полевых шпатов из субэффузивных пород, гранитов и их производных субщелочнолейкогранитовой формации. Характерно, что эти амазонитсодержащие породы формировались преимущественно в мезозойское (в меньшей степени в палеозойское) время и на сравнительно малых глубинах. Именно в гранитных массивах почти всеми исследователями было отмечено

Таблица 14. Структурно-оптические характеристики амазонитов из различных генетических типов и формаций гранитоидов

Формационный и генетический типы пород	Страна, регион	Состав амазонита	Δp	Δz	- 2V, градус	Характер пертитов и двойникования	Структурный тип
Аляскитовый, пегматиты: экзоконтактные редкометалло-мусковитовые	Индия	Op ₇₀₋₉₁ A ₅₋₉₋₃₀	0,92 (6)	0,97 (6)	68-82	Макро-микрорепер-	Максимальный
		Op ₆₀₋₈₀ A ₆₋₂₀₋₄₀	0,88-0,96 0,96 (12)	0,94-1,0 0,97 (12)	78-84	титы решетчатые Макропертиты решетчатые	микрорепер-титы То же
Субщелочнойкогранитовый: амазонитовые гра- ниты	Прибайкалье Забайкалье	Op ₅₇₋₉₅ A ₆₋₅₋₄₃	0,73 (18)	0,92 (18)	68-78	Макро-микрорепер-	Промежуточный
			0,2-0,93	0,85-0,96		титы микро-крип- торешетчатые	триклинный орто- клас, промежуточ- ный и максималь- ный микрорепер-
жильные произ- водные гранитов	"	Op ₈₈₋₉₅ A ₆₋₅₋₁₂	0,95 (20)	0,97 (20)	78-84	Микро-крипторепер-	Максимальный
			0,91-1,0	0,93-1,0		титы решетчатые	микрорепер-

онгониты	МНР	Ор70-91 Аб9-30	0,79 (12) 0,1-0,86	0,78 (16) 0,6-0,9	68-84	Микро-криптопер- титы крипторе- шетчатые	Промежуточный триклинный орто- клас, промежуточ- ный и максимал- ный микроклин
Щелочногранитовый: редкоземельные пегматиты	Кольский полуост- ров	Ор62-85 Аб15-38	0,95 (32) 0,9-1,0	0,97 (32) 0,92-1,0	80-86	Макропертиты решетчатые	Максимальный микроклин
редкометалльные пегматиты	Урал	Ор63-90 Аб10-37	0,91 (20) 0,78-0,96	0,95 (20) 0,84-1,0	76-85	Макро-микропер- титы макро-мик- рорешетчатые	То же
эндоконтактовые метасоматиты	Украина	Ор91-98 Аб2-9	0,97 (5) 0,94-1,0	0,98 (5) 0,96-1,0	78-80	Микропертиты крипторешетчатые	"

П р и м е ч а н и я: 1. Таблица составлена по материалам авторов, а также В. С. Антипина, Г. Г. Афонинной, О. А. Беспального и др. 2. В числителе указаны средние значения, в знаменателе — предельные, в скобках — число анализов.

Таблица 15. Структурное состояние и окраска амазонитов и микроклинов из некоторых пегматитовых месторождений

Местонахождение, жила	Структурная зона пегматита, номер образца	Окраска амазонита	Структурное состояние		Распределение в тетраэдрических позициях			λ , нм
			Δ p	Δz	$t_1, 0$	t_1, m	$t_2, 0 - t_2, m$	
Кольский полуостров, г. Плоская, жила 19 То же, 240	Пегматоидная, 241	Голубая	1,0	0,98	0,99	0,01	0,0	497
		Зеленовато-голубая	0,98	0,98	0,98	0,02	0,0	501
	То же, жила 20	Мелкоблочная, 292	0,94	0,96	0,96	0,02	0,01	512
		Блочная, 293	0,93	0,95	0,95	0,03	0,01	542
Ильменские горы, копь 70	Пегматоидная, 355	Розовая	0,95	0,96	0,97	0,01	0,01	596
		Мелкоблочная, 351	0,98	0,96	0,97	0,01	0,01	500
	То же, 345	0,98	0,98	0,98	0,01	0,0	497	
	Среднезернистая, 70-84-1	8,88	0,98	0,93	0,05	0,01	593	
То же, копь 77	Графическая, 70-84-2	Бледно-зеленая	0,82	0,98	0,90	0,08	0,01	572
		Желтоно-зеленая	0,94	0,95	0,94	0,01	0,02	569
	Среднезернистая, 77-а	0,81	0,92	0,88	0,08	0,92	587	
Памир, Мургабский район, жила в районе проявления Мика	Графическая, 77-2	Зеленоватая	0,82	0,86	0,88	0,06	0,03	570
		Зеленая	0,96	0,98	0,97	0,01	0,01	548
	Пегматоидная, 77-3	0,0	0,56	0,38	0,38	0,12	553	
То же, жила 502	Пегматоидная, 501	Голубовато-зеленая	0,0	0,71	0,42	0,42	0,08	503
		Значение ИК-упорядоченности Θ для всех исследованных образцов, кроме образцов 501 и 502 (для них нет данных), равно единице.						

вление параллельного усиления интенсивности окраски и увеличения степени структурной упорядоченности амазонитов, что в свою очередь послужило основной для общепринятых теперь взглядов о тесной связи этих двух процессов. Безусловно, нельзя отрицать следующее: структурно-оптические состояния калиевых полевых шпатов с разной интенсивностью специфической амазонитовой окраски изменяются в зависимости от их локализации в разных зонах массивов, при этом в наиболее поздних по времени становления эндо- и экзоконтактных пегматоидных и гидротермальных жилах образуются, как правило, максимально упорядоченные и интенсивно окрашенные амазониты.

3. В древних докембрийских пегматитах между амазонитами и парагенетическими с ними калиевыми полевыми шпатами обычных окрасок не устанавливается заметных различий по структурному состоянию, в то время, как в относительно молодых и менее глубинных породах (пегматитах, гранитах, онгонитах) амазонитовые разности в целом всегда более упорядочены. Обычные калиевые полевые шпаты в пегматитах докембрийского и палеозойского возраста относятся к максимальным микроклинам, тогда как в мезо-кайнозойских пегматитах, гранитах и субэффузивных породах они представлены в основном неупорядоченными разностями — моноклинными и триклинными ортоклазами, высокими и промежуточными микроклинами ($-2 V = 57-76^\circ$; $\Delta_p = 0,0-0,8$; $\Delta_z = 0,56-0,92$).

Остановимся теперь на характеристике структурного состояния амазонитов и калиевых полевых шпатов из конкретных пегматитовых месторождений и гранитовых массивов, принадлежащих к различным формационным типам.

В докембрийских пегматитах щелочногранитовой формации (Кольский полуостров) структурное состояние как обычных калиевых полевых шпатов, так и слабо и интенсивно окрашенных амазонитов характеризуется высокой степенью упорядоченности и по всем измеренным рентгенооптическим параметрам соответствует типичному максимальному микроклину ($\Delta_p, \Delta_z > 0,9$; $-2 V > 80^\circ$.) По значениям $\Delta_p, \Delta_z, 2 V, \Delta_0$ и ИК-упорядоченности между амазонитовыми и неамазонитовыми полевыми шпатами из одних и тех же жильных тел не наблюдается заметных отличий. Более того, структурно-оптические константы обычных калиевых полевых шпатов лежат внутри интервала соответствующих характеристик структурного состояния, свойственных амазонитам. Это, тем не менее, не означает, что все амазониты по структурному состоянию полностью аналогичны обычным калиевым полевым шпатам, последние могут быть даже относительно более упорядоченными.

При нормальном ходе эволюции пертитов и двойникового калиевых полевых шпатов пегматитов преобладает тенденция их структурного упорядочения. Как показывают исследования авторов, проведенные в районе г. Плоской, в амазонитовых пегматитах отмеченная тенденция может нарушаться. Так, в самых поздних по времени формирования амазонитах, приуроченных в основном к осевым „килевым” зонам пегматитовых тел и характеризующихся зелеными окрасками, под микроскопом наблюдается неоднородное двойниковое строение. При этом выделяются участки, которые по размерам сдвойникованных субиндивидов и величине оптической триклинности в значительной степени отличаются друг от друга. В то же время ранние амазониты голубой окраски с крупными пластинчатыми вростками альбита сложены доста-

точно близкими по размерам sdвойникованными неделимыми. Это явление свидетельствует о небольшой структурной разупорядоченности и связано с тем, что в низкотемпературных амазонитах по сравнению с высокотемпературными разностями фиксируются, как правило, максимальные концентрации таких крупных по размеру катионов, как рубидий, цезий и свинец. Согласно В. В. Гордиенко, вхождение редких щелочных элементов в позиции калия полевошпатовой решетки способствует стабилизации неупорядоченной моноклинной модификации, содержание которой увеличивается с возрастанием содержания рубидия и цезия. Характерно, что в таких калиевых полевых шпатах наряду с триклинной присутствует и моноклинная фаза, которая выявляется рентгеновским методом при содержании суммы рубидиевого и цезиевого компонентов не менее 1%.

Согласно данным расшифровки дифрактограммы, ни один из исследованных авторами образцов (даже разности с наибольшими содержаниями рубидия и цезия – до 2,5 % рубидиевого и цезиевого компонентов) не представляет собой смеси триклинной и моноклинной модификации, т. е. все они состоят только из триклинной фазы. Вместе с тем поздние амазониты, несомненно, обладают определенной степенью структурной разупорядоченности (величины Δ_p и Δ_z у поздних генераций всегда выше – см. табл. 15). Таким образом, можно предположить, что концентрация редких щелочных элементов (и возможно, свинца) складывается лишь на уменьшение степени структурной упорядоченности амазонитов, но недостаточна для образования в их структуре моноклинной фазы.

Учитывая то, что поздние генерации амазонитовых калиевых полевых шпатов окрашены преимущественно в зеленые оттенки (в отличие от ранних голубых и зеленовато-голубых разностей), логичным является следующий вывод: углублению цвета амазонитов (смене голубых калиевых полевых шпатов зелеными разной тональностью) соответствует уменьшение степени структурной упорядоченности. Говорить о какой-либо связи последней с интенсивностью окраски не приходится, поскольку даже в монокристаллах, в которых наблюдается непосредственные и постепенные переходы обычного полевого шпата в амазонит, фиксируется практически одинаковая (в пределах ошибки измерения величин Δ_p и Δ_z) степень упорядоченности разных частей индивидуальных. Наконец, сомнение в существовании прямой связи вызывает и уже отмечавшийся факт: некоторые разности амазонитов отличаются меньшей степенью структурной упорядоченности по сравнению с парагенетичными калиевыми полевыми шпатами неамазонитовых окрасок.

В *позднепалеозойских пегматитах щелочногранитовой формации* (Ильменские горы) по мере приближения к осевым зонам жильных тел увеличивается количество амазонита и возрастает интенсивность его окраски. В этом же направлении в целом возрастает и степень структурной упорядоченности калиевых полевых шпатов. Достаточно отчетливо по структурным параметрам отличаются различные индивиды последних: микроклины с обычными окрасками ($\Delta_p = 0,79-0,89$; $\Delta_z = 0,86-0,92$; $-2V = 74-75^\circ$) от бледноокрашенных в амазонитовый цвет разностей ($\Delta_p = 0,89-0,94$; $\Delta_z = 0,95-1,0$) и собственно амазонитов ($\Delta_p = 0,82-0,98$; $\Delta_z = 0,93-1,0$; $-2V > 82^\circ$).

Согласно Б. М. Шакину (1968 г.), в пределах отдельных кристаллов заметно большими значениями величины рентгеновской триклинности по срав-

нению с неокрашенными характеризуются амазонитовые участки: Δ_p составляет 0,7–0,8 для первых и 0,95–1,0 – для вторых. На измеренных авторами пестроцветных монокристаллах, локализованных в центральных частях жильных тел, в которых наблюдались нечеткие границы и постепенные переходы между разноокрашенными зонам, не удалось установить заметных различий в структурном состоянии неодинаковых по окраске частей индивидов (в желтых и белых частях кристаллов $\Delta_p = 0,9–0,94$; $\Delta_z = 0,93–1,0$; в амазонитовых зонах значения этих параметров находятся в том же диапазоне). То же можно сказать и о монокристаллах с резкими границами между неокрашенными и окрашенными в амазонитовый цвет участками. Наконец, упомянем о таких пестроцветных индивидах, в которых макроскопически наблюдается решетчатое двойникование как в желтых, так и в зеленых участках монокристалла.

Как уже отмечалось, амазонит в пегматитах приурочен к разным структурным зонам (графической, алографической, пегматоидной) жильных тел, отличаясь интенсивностью и тоном голубовато-зеленой окраски. При этом среди самых поздних по времени образования интенсивно окрашенных амазонитов обнаруживаются как наиболее упорядоченные, так и относительно разупорядоченные разности (см. табл. 15). Показательно, что в последних обычно устанавливаются максимальные концентрации редких щелочных элементов и свинца. Таким образом, и после изучения образцов из уральских пегматитов складывается убеждение в том, что характер связи амазонитовой окраски и степени структурной упорядоченности полевого шпата неоднозначен.

Аналогичные закономерности выявляются в крупных, нередко зональных, массивах *амазонитсодержащих гранитов субщелочнолейкогранитовой формации*. Общая особенность таких гранитов – постоянно фиксируемое увеличение степени амазонитизации в направлении к прикупольным зонам (см. раздел 2.3.1). Наиболее интенсивно окрашенными оказываются калиевые полевые шпаты в жильных производных и метасоматитах гранитов, локализующихся в эндо- и экзоконтактах массивов.

Биотитовые граниты, залегающие во „внутренних зонах” и на глубоких горизонтах таких массивов, сложены неамазонитовыми калиевыми полевыми шпатами, которые отличаются в основном невысокой степенью структурной упорядоченности ($-2V = 65–70^\circ$; $\Delta_p = 0,0–0,6$), позволяющий считать их промежуточными ортоклазами и микроклинами. Но иногда в этих частях отдельных интрузивов находятся калиевые полевые шпаты с высокими значениями Δ_p . Как считают Н. В. Герасимовский и Н. В. Залашкова, присутствие относительно упорядоченного решетчатого микроклина ($\Delta_p = 0,81–1,0$) характерно для рудоносных биотитовых гранитов*, тогда как калиевым полевым шпатам нерудоносных массивов присущи в большинстве случаев низкие величины рентгеновской триклинности – 0,0–0,2. К сожалению, эти исследователи не обсуждали причин столь интересного и важного с поисковой точки зрения явления, а ограничились лишь констатацией фактов.

В амазонитовых гранитах обычно выделяется несколько генераций калиевых полевых шпатов, в том числе и амазонитов. По данным Я. С. Косалса, амазониты ранних генераций отличаются от поздних характером выделений,

*В некоторых рассмотренных примерах они отвечают метасоматически измененным породам аляскитовой формации, тогда как нерудоносные – породам гранитовой формации.

нечеткой двойниковой решеткой, менее идиоморфными очертаниями и невысокой интенсивностью окраски. Среди первых генераций этого минерала, локализованных главным образом в „промежуточных зонах“ массивов, одинаково часто встречаются как упорядоченные ($-2V = 80-83^\circ$; $\Delta\rho = 0,85-0,91$), так и неупорядоченные разности (с более низкими значениями тех же параметров). В эндоконтактных участках ряда массивов Казахстана и Забайкалья были обнаружены амазонитовые калиевые полевые шпаты с максимальным упорядочением структуры и бледными окрасками.

По данным П. В. Коваля, в эндоконтактной зоне одного из массивов Забайкалья, сложенной кварц-амазонитовой породой пегматоидной структуры, водяно-прозрачные решетчатые амазониты голубого цвета, относящиеся к ранним генерациям, характеризовались величиной $\Delta\rho$ от 0,2 до 0,3. Эти амазониты оказались, таким образом, более разупорядоченными по сравнению с еще более ранними калиевыми полевыми шпатами с буроватыми окрасками, для которых величина $\Delta\rho$ изменялась в интервале 0,1–0,75. Там же в монокристалле калиевого полевого шпата по мере перехода от голубого участка к розовому было зафиксировано возрастание величины $\Delta\rho$ от 0,35 до 0,71.

Подобные вариации величин, характеризующих структурное состояние, совершенно отсутствует у амазонитов, находящихся в жильных производных гранитов. Здесь наблюдаются только высокоупорядоченные разности ($-2V = 85-88^\circ$; $\Delta\rho = 0,9-1,0$; $\Delta z = 0,95-1,0$) с изменяющимися по интенсивности и тональности окрасками. По данным авторов, в зональных калиевых полевых шпатах из кварц-амазонитовых жил, расположенных в эндо- и экзоконтактах массивов, участки, окрашенные в голубовато-зеленые и белые цвета, имеют одинаковую степень структурной упорядоченности. Приведенные примеры достаточно наглядно подтверждают представление в неоднозначном характере связи между структурным состоянием и окрасками рассматриваемых минералов в амазонитсодержащих гранитных массивах.

Полученные в процессе работы данные заставили вновь вернуться к проверке той прямой связи, которая постулировалась (Л. А. Ратиев, Х. Н. Пулиев, Б. М. Шмакин и др.) между степенью проявления амазонитовой окраски и структурной упорядоченностью калиевых полевых шпатов. Здесь следует обратить внимание на то, что ни в одной из работ, где обсуждаются варианты влияния упорядоченности на окраску амазонитов, не приводится ни одного доказательства прямого влияния миграции алюминия в определенные структурные позиции на окрашивание калиевого полевого шпата в голубовато-зеленые оттенки окраски.

Проведенные в 1956 г. Э. Спенсером, Ю. Гольдсмитом и Ф. Лавесом многочисленные эксперименты по изучению термической устойчивости различных калиево-натриевых полевых шпатов свидетельствуют о том, что решетчатая структура микроклин-пертитов исчезает только после длительного (500–700 ч) нагрева при температуре не менее 1000°C . В опытах Т. Барта некоторые микроклины даже после выдержки при температурах в течение 300–600 ч оставались триклинными. Наконец, общеизвестны результаты Ю. Гольдсмита и Ф. Лавеса, которые рассмотрев соотношения устойчивости микроклина и санидина, детально исследовали действие сухого отжига на микроклин и выявили его высокую термическую устойчивость (табл. 16). Отжиг этого минерала в течение от нескольких десятков часов до 100–150 ч даже при

Таблица 16. Изменение показателя триклинности Δ_p при высокотемпературном отжиге микроклинов из пегматитов

Условия отжига		Δ_p		Местонахождение
температура, °С	время, ч	исходное	после отжига	
1050	48	0,96	0,92	Швейцария
1050	144	0,96	0,77	"
1050	240	0,96	0,53	"
1050	336	0,96	0,29	"
1050	720	0,96	Моноклинный или почти моноклинный	"
800	144	0,84	0,84	Мадагаскар
1060	192	0,84	0,62	"
1060	336	0,84	0,62	"
1060	672	0,84	0,2	"
800	192	0,96	0,92	Финляндия
1065	140	0,96	0,74	"
1065	169	0,96	0,69	"
1065	284	0,96	0,61	"
1065	666	0,96	Очень низкое, почти моноклинный	"

температурах 800–1000 °С не приводит к резкому разупорядочению его структуры. Напротив, продолжительный отжиг при 1000–1065 °С вызывает постепенное разупорядочение структуры микроклинов вплоть до перехода в моноклинную модификацию. При этом отмечается непрерывное уменьшение величин угла оптических осей и рентгеновской триклинности.

С целью проверки возникших противоречий М. Н. Остроумовым были проведены специальные эксперименты по изучению изменения при нагревании и жестком облучении структурного состояния из основных генетических типов амазонитосодержащих пород, рассмотренных выше.

Отметим общие особенности термического выцветания амазонитовой окраски. Из серии опытов, выполненных при постоянном времени и разных температурах нагрева, следует, что выцветание окраски начинается при 200–300 °С, а ее полное и быстрое исчезновение происходит в интервале от 450 до 500 °С. Кривые термообесцвечивания, согласно М. Н. Остроумову и др., свидетельствуют о том, что первый резкий спад в поглощении наблюдается при нагревании до 280–300 °С. Дальнейшее нагревание при этих температурах (в течение 1–50 ч) не приводит к какому-либо изменению окраски, т. е. при таком температурном режиме полностью "снять" амазонитовую окраску не удастся; последующему повышению температуры до 400–450 °С на кривой

Т а б л и ц а 17. Параметры структурного состояния амazoнитов после нагревания при разных температурах и времени выдержки

Номер образца, окраска амazoнита	Условия отжига		Исходное значение		Значения после отжига		Местонахождение, тип пород
	время, ч	темпе- ратура, °C	Δp	Δz	Δp	Δz	
241:			1,0	0,98	0,98	0,95	Кольский полуостров, пегматит
голубая	5	200					
голубоватая	5	300			1,0	1,0	
бледно-голубая	5	400			0,97	0,94	
белая	26	500			0,94	0,90	
295:							
зеленая	5	200	0,95	1,0	0,96	1,0	
зеленоватая	5	300			0,96	0,98	
бледно-зеленая	5	400			0,95	0,96	
серовато-белая	26	500			0,94	0,91	
111, темно-зеленая, после отжига — белая	1	1000	0,98	0,88	0,78	0,82	То же
70-1, темно-зеленая, после отжига желтовато-белая	26	500	0,96	0,96	0,93	0,85	Ильменские горы, пегматит
70-86, голубовато-зеленая, после отжига белая	26	500	0,96	0,91	0,93	0,84	То же
268, голубая, после отжига белая	26	500	0,97	0,94	0,94	0,92	Забайкалье, гранит

П р и м е ч а н и е. Образцы 241 и 295 представлены сериями спайных пластинок, отобранных соответственно из голубого и зеленого монокристаллов. Они характеризовались одинаковым исходным структурным состоянием и последовательно отжигались при разных температурах и времени выдержки (приведена только часть полученных результатов; окраска указана для прогретых образцов).

термообесцвечивания отвечает второй спад в поглощении. Все изученные образцы амазонитов при температуре около 500°C обесцвечиваются в течение ~ 0,1–0,2 ч.

В результате изучения структурных характеристик на всех стадиях нагрева (от наименьших температур, при которых начинается выцветание, до тех, при которых минерал практически мгновенно обесцвечивается) установлено, что вышеуказанных температур и времени выдержки оказывается явно недостаточно для существенного Si-Al-разупорядочения амазонитов (и тем более — для перехода в моноклинную модификацию).

Приведенные в табл. 17 результаты позволяют утверждать, что параметры структурного состояния обесцвеченных разностей весьма незначительно отличаются от таковых исходных образцов. Даже высокотемпературный обжиг в течение относительно небольшого времени не вызывает существенного разупорядочения структуры. Неизменным остается после прокаливания и решетчатое двойниковое строение амазонитов. Эти наблюдения дают достаточное основание для следующего суждения: при обесцвечивании амазонитов никакого изменения в распределении алюминия по различным тетраэдрическим позициям в структуре не происходит. Точно так же после рентгеновского и гамма-облучения предварительно обесцвеченных образцов не отмечается существенного изменения в степени упорядоченности как у разностей, приобретающих искусственную окраску, так и у образцов, не окрашивающихся под влиянием жесткого облучения (табл. 18).

По экспериментальным данным авторов, выдержка амазонитов даже в течение 30–50 ч при 1000 °C не приводит к таким изменениям величин Δ_p и Δ_z , которые характерны для моноклинных калиевых полевых шпатов (значения этих величин у прокаленных в таком режиме амазонитов соответственно 0,4–0,6 и 0,6–0,9). Аналогичные результаты были получены Х. Макартом и А. Прайзингером. Согласно их данным, величина Δ_p амазонитов из разных месторождений изменялась от 0,95 – до 0,99 (за исключением образца из пегматитов Восточных Альп, где $\Delta_p = 0,0–0,1$). После прокаливания при 1000 °C в течение 48 ч величина Δ_p исследованных образцов незначительно понизилась – до 0,92–0,94 (значение Δ_z амазонита не изменилось). Значительное разупорядочение при такой температуре выдержки фиксируется у амазонитов, подвергавшихся многочасовому отжигу (не менее 80–100 ч), которого все же недостаточно для получения полностью разупорядоченного моноклинного калиевого полевого шпата (после такой термообработки $\Delta_p = 0,2–0,3$; $\Delta_z = 0,5–0,6$).

Полученные выводы базируются не только на измерении величин рентгеновской триклинности, степени моноклинной и ИК-упорядоченности, угла оптических осей, но и на данных полного рентгеноструктурного анализа (см. табл. 18). Таким образом, становится ясно, что, вопреки распространенным представлениям, максимальная степень упорядоченности калиевых полевых шпатов не является обязательным условием развития амазонитового окрашивания. Приведенные выше геологические наблюдения и соответствующие экспериментальные материалы свидетельствуют о том, что амазонитовой окраской могут обладать калиевые полевые шпаты с целым рядом структурных состояний – от ортоклаза до максимального микроклина. С другой стороны, нельзя отрицать и то, что наиболее интенсивно окрашенные (типичные) амазонитовые калиевые полевые шпаты из различных генетических и формацион-

Т а б л и ц а 18. Результаты рентгеноструктурного анализа амазонитов

Номер образца, его характеристика	Структурное состояние		Распределение в тетраэдрических позициях		
	$\Delta\rho$	Δz	t_{10}	t_{1m}	$t_{21} = t_{2m}$
241:					
исходный голубой	1,0	0,98	0,99	0,01	0,00
обесцвеченный белый	0,96	0,96	0,97	0,01	0,01
облученный бледно-голубой	—	0,99	0,96	0,02	0,01
295:					
исходный зеленый	0,96	1,0	0,97	0,01	0,01
обесцвеченный белый	0,94	0,98	0,96	0,02	0,01
облученный серовато-белый	0,96	1,0	0,99	0,01	0,00

Примечания: 1. Значения θ для всех образцов равны единице. 2. Термообращение 5 ч; обесцвеченные образцы облучены 60°Co дозой 10^5 Гр. 3. Анализы выполнены на УРС-50ИМ, Co -излучение, 18 кВ, 8–10 мА, скорость записи 0,5 градус/мин, наименьших квадратов на ЭВМ М-6000.

ных типов гранитоидных пород характеризуются преимущественно высокой упорядоченностью, а среди минимально упорядоченных разностей амазонита неизвестно таких, которые бы имели интенсивные окраски.

Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в разделе 5.2. Здесь же отметим следующее. Отсутствие разупорядоченности при исчезновении окраски, находки амазонитов с пониженной степенью структурной упорядоченности и моноклинных калиевых полевых шпатов с амазонитовой окраской указывают на то, что главные примесные элементы, формирующие дефектные центры окраски, не связаны с алюмокремнекислородным каркасом, а располагаются в пустотах решетки на месте щелочных катионов. Невысокая интенсивность окраски разупорядоченных амазонитов, которые, как правило, представлены ранними высокотемпературными генерациями, объясняется незначительной концентрацией в них примесных элементов и соответственно вызываемых ими центров окраски и никоим образом не связана с миграцией атомов алюминия в определенные позиции кристаллической решетки калиевого полевого шпата.

Поздние и относительно низкотемпературные разности амазонитов, перенесшие распад, упорядочение и двойникование, характеризуются наиболее

Параметры элементарной ячейки

a	b	c	$V(10^{-10})^3 \text{ \AA}^3$	α	β	γ
$n \cdot 10^{-10} \text{ \AA}$				градусы		
8,597	12,955	7,218	721,73	90,5	116,0	87,8
8,595	12,974	7,218	723,16	90,8	115,9	87,5
8,593	12,971	7,218	723,09	90,7	116,0	87,6
8,594	12,971	7,221	723,23	90,9	115,9	87,6
8,000	12,971	7,219	722,83	90,7	116,0	87,6
8,602	12,966	7,218	722,59	90,5	116,0	87,8

ботка амазонитов проводилась в лабораторной печи при температуре 500° С в течение в рентгеновской лаборатории ВСЕГЕИ Т.А. Соседко; условия съемки: дифракто-внешний эталон NaCl, параметры элементарной ячейки рассчитаны по методу

интенсивно выраженной специфической окраской благодаря наличию в них наивысших концентраций элементов-примесей, принимающих участие в образовании окрашивающих центров. Отсутствие прямой связи между возникновением окраски амазонита и явлением структурного упорядочения калиевого полевого шпата не исключает возможности существования опосредованных зависимостей между тем и другим (влияние Si-Al-упорядочения на распределение щелочных катионов и примесных элементов по разным структурным позициям).

4.4. ОКРАСКА И ЕЕ СПЕКТРАЛЬНО-КОЛОРИМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

4.4.1. Колориметрия

Окраска представляет собой определяющий признак (или свойство) амазонита позволяющий выделять его в качестве внутривидовой разновидности калиево-натриевых полевых шпатов. В учебной и справочной литературе

амазонитом называется обычно зеленая или голубовато-зеленая разновидность микроклина, что не дает отчетливого представления о реальных окрасках этого камня. Большое разнообразие последних уже давно отмечается в геолого-минералогической литературе. Так, М. П. Мельников – один из первых исследователей Ильменских копей – еще в 1882 г. писал: „...Амазонский камень редко яблочно-зеленого цвета или варьирует до бирюзового цвета, обыкновенно же желтовато-серый с зелеными пятнами, и, всматриваясь ближе, видно, как поверхность его испещряется желтовато-серыми полосками, через что цвет его меняется*». Подобным же образом, используя приемы художественного описания, позднее характеризовал окраску амазонита А. Е. Ферсман.

Как уже упоминалось в гл. 1, первая инструментальная оценка окраски амазонитов по параметрам кривых спектрального поглощения была выполнена в 1949 г. Э. Н. Елисеевым. Впоследствии спектрометрические измерения амазонитовой окраски постепенно расширялись (К. К. Жиров и др., Г. С. Плюсин) и приобрели обязательный и основной характер в работах, посвященных амазониту (А. Я. Вохменцев, М. Н. Остроумов, Ю. Б. Марин, А. Н. Платонов, А. Н. Таращин, М. Н. Таран). В то же время наряду со спектрометрией для оценки изменчивости окрасок амазонита начинает применяться метод колориметрии (М. Н. Остроумов и др.).

Нюансы окраски амазонита, прежде привлекавшие внимание только узкого круга минералогов, в настоящее время становятся объектом специальных исследований. Причинами этого служат следующие обстоятельства. Во-первых, от окраски, в частности от ее тона и насыщенности, зависит сортность и стоимость амазонита как поделочного камня. Во-вторых, тонкие особенности окраски зависят от конституционных особенностей амазонита и соответственно от условий, способов и времени его образования и преобразования [8, 9]. В-третьих, отмеченная впервые авторами необходимость дифференцированного подхода к амазониту как важному поисковому критерию [7], подтвержденная затем А. И. Гинзбургом и другими специалистами по редкометальному оруденению, требует учета специфики и разнообразия его окраски.

Таким образом, и в научном, и в практическом отношении важна количественная объективная оценка цвета этого камня, основанная не только на его спектральной характеристике, но и на спектральных особенностях человеческого глаза и источника освещения, при котором происходит определение окраски амазонита. Эти главные факторы, влияющие на оценку цвета минеральных объектов, наиболее полно учитывает международная колориметрическая система X, Y, Z. Точность расчета цвета минералов в этой системе базируется на использовании, с одной стороны, экспериментально измеримых коэффициентов спектрального отражения или пропускания в видимой области, а с другой – на учете цветовых особенностей особенностей зрительного восприятия (единообразно табулированных величин) при каком-либо из стандартных источников освещения. Эта система достаточно подробно описана в специальной литературе (Д. Джадд, Г. Вышецки), уже применялась в

* Мельников М. П. Ильменские минеральные копи. – Горный журнал, 1882, т. 1, с. 77.

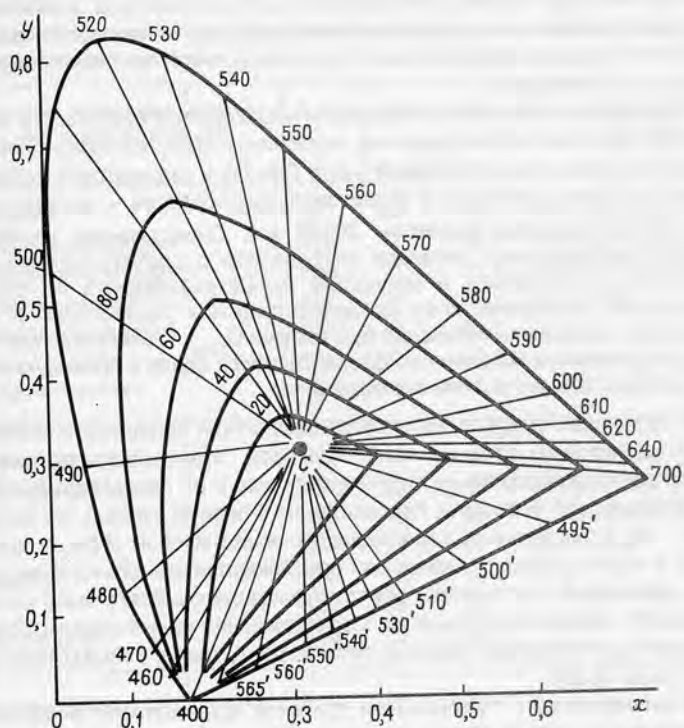


Рис. 22. Цветовой график колориметрической системы X, Y, Z

минералогической практике и поэтому здесь детально не характеризуется. Заметим лишь, что в результате несложных расчетов получают три колориметрических параметра: количественную характеристику цвета – яркость (светлоту) – Y и качественные – коэффициенты цветности – x , y . Последние наносятся на стандартный цветовой график (цветовой треугольник – рис. 22), на котором с помощью специально составленных номограмм осуществляется переход к характеристике цвета (цветности) исследуемых минеральных объектов – получению значений цветового тона λ и насыщенности (чистоты) цвета P . Таким образом, измеряются и фиксируются количественные характеристики цвета минералов в виде колориметрических показателей x , y , Y , λ , P , рассчитанных при одном из стандартных источников света A, B, C, D_{65} , используемых в данной системе.

На современном этапе в колориметрии широко применяются три инструментальных метода измерения цвета: спектрофотометрический, компарирования и непосредственного измерения. В большинстве случаев предпочтение отдается первому из указанных методов, поскольку он отличается максимальной степенью объективности проводимых измерений, которые, кроме того, выполняются с помощью серийной аппаратуры, внесенной в официальный реестр цветоизмерительных средств. Наконец, этот метод обладает по сравне-

нию с другими еще одним очень важным для минералогов достоинством - расчет цвета ведется по кривой спектрального отражения (пропускания), которая является весьма информативной характеристикой при исследовании породы окраски минералов.

Принимая во внимание изложенное, необходимо отметить, что приведенные далее цветовые характеристики амазонитов были получены спектрофотометрическим методом (спектрофотометр СФ=18) в стандартных условиях измерения на серии однообразно подготовленных образцов - на приполированных по {001} пластинах размером 20x20 мм. Спектральные коэффициенты отражения исследуемых образцов считывались с соответствующих кривых через 20 нм и вводились в микроЭВМ Д-3-28 для расчета по специально составленной программе всех колориметрических параметров. В качестве стандартного источника излучения был выбран C_{1961} , спектральный состав которого соответствует дневным фазам голубого света и примерно воспроизводит условия обычного дневного освещения.

В настоящем разделе излагаются результаты колориметрического изучения амазонитов из главных концентраторов этого минерала: пегматитов щелочногранитовой формации, а также гранитов и их производных субщелочнолейкогранитовой формации. Рассмотрение в первую очередь колориметрических, а не спектральных характеристик амазонитовой окраски связано с тем, что в последующих разделах они привлекаются для объяснения разнообразных изменений в оптических спектрах амазонитов. Всего было исследовано около 300 образцов из основных месторождений нашей страны, размещенных преимущественно на Кольском полуострове, Урале, в Казахстане и Забайкалье (табл. 19, 20).

В соответствии с полученными данными устанавливается существование достаточно широкой области, занимаемой на стандартной цветовой диаграмме в треугольнике цветности параметрами окрасок амазонитов (рис. 23). Колориметрические характеристики этого минерала оказываются в целом

Таблица 19. Колориметрические параметры амазонитов из различных генетических типов и формаций гранитоидов

Формационный и генетический типы пород	Возраст	Регион	Колориметрические параметры		
			λ , нм	P, %	γ , %
Субщелочнолейкогранитовый, амазонитовые граниты	Герцинский	Казахстан	522-575	5-10	44-65
То же	Киммерийский	Забайкалье	497-570	5-10	48-70
Щелочногранитовый, пегматиты:					
редкоземельные	Протерозойский	Кольский полуостров	491-545	10-25	25-42
редкометалльные	Герцинский	Урал	495-570	5-20	49-68

Таблица 20

Колориметрические параметры амазонитов из конкретных пегматитовых месторождений и гранитных массивов

Номер образца	Окраска амазонита (визуальная характеристика)	λ , нм	P , %	Y , %	Регион, месторождение, порода
25	Голубая	491	22	33,1	Кольский полуостров,
40	Зеленовато-голубая	495	17	28,5	Западные Кейвы,
19	Голубовато-зеленая	500	17	29,4	пегматит блоковой
35	Травяно-зеленая	512	20	30,7	структуры
5	Изумрудно-зеленая	522	17	27,1	
24	Темно-зеленая	530	18	31,5	
39	Табачно-зеленая	543	21	28,9	
330	Бирюзовая	495	15	18	Южный Урал,
70-1	Желтовато-зеленая	564	20	45	Ильменские горы,
70-59	"	558	16	50	пегматит пегматоидной
327-1	"	574	14	61	структуры
70-10	Зеленая	548	18	50	
77	"	542	15	52	
59	Зеленоватая	510	6	69	
70-84-2	Бледно-зеленая	575	17	53	То же, графический
77-2	"	574	22	53	пегматит
20-з	Зеленовато-голубая	500	5	54	Забайкалье, среднезер-
1-з	"	500	7	70	нистый гранит
5-з	Зеленоватая	550	5	65	
В-з	Зеленая	560	5	57	
3-з	"	520	5	63	
28-м	"	512	5	47	Казахстан, среднезерни-
23-м	"	550	5	48	стый гранит
31-м	Зеленоватая	570	9	61	

довольно изменчивыми, варьирующими в следующих пределах: цветовой тон λ - 491-575 нм; чистота (насыщенность) цвета P - 5 - 25%; светлота (яркость) Y - 25 - 70%. При этом, однако, можно отметить определенные отличия окрасок амазонитов из разных месторождений (см. табл. 20). Так, наибольшей чистотой цвета характеризуются амазониты из пегматитовых месторождений Кольского полуострова, а наименьшей - амазониты из гранитных массивов

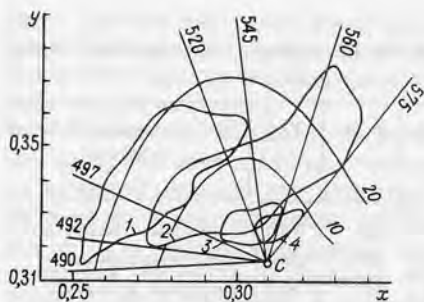
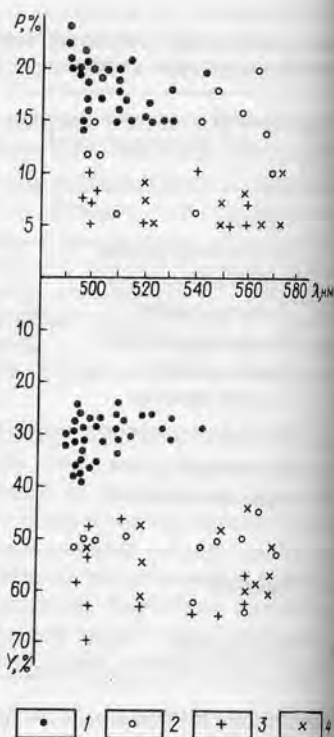


Рис. 23. Координаты цветности амазонитов. 1-4 - контуры полей цветности амазонитов из пегматитов (1 - Кольский полуостров, 2 - Ильменские горы, Урал) щелочно-гранитовой и гранитов (3 - Забайкалье, 4 - Казахстан) субщелочнолейкогранитовой формаций

Рис. 24. Колориметрические параметры амазонитов в координатах чистота P - цветовой тон λ - яркость Y . Амазониты из пегматитов (1 - Кольский полуостров, 2 - Ильменские горы, Урал) и гранитов (3 - Забайкалье, 4 - Казахстан)



Казахстана и Забайкалья (рис. 24). Обратные соотношения отмечаются для тех же образцов по значениям светлоты. Некоторое промежуточное положение по этим параметрам занимают амазониты из пегматитов Ильменских гор. Диаграммы, построенные в координатах $\lambda - P$ и $\lambda - Y$, показывают четкое обособление полей колориметрических параметров кольских амазонитов, в то время как аналогичные характеристики этих минералов из других месторождений в значительной степени перекрывают друг друга.

В гл. 2 было отмечено, что амазонит с максимально возможными по интенсивности окраскам весьма типичен для наиболее древних (протерозойских) пегматитов щелочногранитовой формации, тогда как в достаточно молодых (юра - мел) массивах субщелочнолейкогранитовой формации амазонит бледных окрасок свойствен гранитам и связанным с ними метасоматитам. По рассчитанным колориметрическим параметрам амазонитовых окрасок с учетом данных по разновозрастным сериям гранитоидных пород отмеченную тенденцию в общем виде нетрудно сформулировать так: более молодым и менее глубинным образованиям разных генетических и формационных типов присущи амазониты с меньшей чистотой и большей светлотой цвета и несколько большим интервалом значений величины цветового тона. Иными словами, в молодых сериях гранитоидных пород наблюдается своеобразное ослабление (разбавление) амазонитовой окраски. Если рассматривать гранитоиды

однотипных формаций разновозрастных серий, то та же тенденция окажется лучше всего выраженной в породах щелочногранитовой формации*.

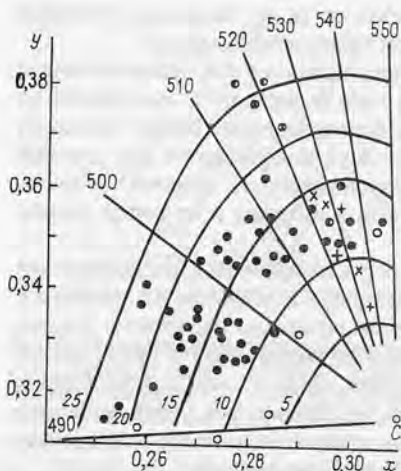
Увеличение чистоты и понижение яркости окраски при незначительном расширении диапазона значений цветового тона происходят в амазонитах по мере перехода от относительно ранних к более поздним (более молодым) формациям внутри серии. Это особенно четко устанавливается для древних серий гранитоидных пород. Аналогичная закономерность отмечается также при переходе от ранних генераций амазонита к поздним и от пород ранних фаз к поздним.

Самые разнообразные зональность и секториальность распределения окраски наблюдаются в пределах монокристаллов амазонитового калиевого полевого шпата. Так, в последнем некоторые пирамиды нарастания обычно окрашены в варьирующие по колориметрическим параметрам оттенки, другие — чаще бесцветные или белые. Нередки случаи, когда от центра к периферии кристаллов амазонитовый цвет становится постепенно все более насыщенным и темным (иногда даже с изменением цветового тона) и, наоборот, — выцветает вплоть до появления бесцветных (белых) внешних зон.

Подобный разноплановый и неоднозначный характер изменения цветности амазонитов от ранних к поздним членам эволюционных рядов подтверждает необходимость дифференцированного подхода к этому минералу как поисковому признаку. Судя по предварительным данным, в различных месторождениях в парагенетических ассоциациях с полезной минерализацией находят амазониты с вполне определенными колориметрическими параметрами. Это позволяет предполагать возможность использования колориметрических характеристик амазонитового полевого шпата при оценке перспективности некоторых типов месторождений, связанных с редкометаллоносными гранитоидными формациями.

Итак, если судить по объективным колориметрическим параметрам, то нетрудно сделать вывод о том, что наиболее насыщенными (чистыми) окрасками обладают амазонитовые калиевые полевые шпаты из щелочногранитных пегматитов Кольского полуострова. Видимо, не случайно пегматитовые месторождения именно этого региона служат в настоящее время основным поставщиком амазонита. В связи с этим следует обратить внимание на колориметрические характеристики амазонского камня Плоскогорского месторождения, которое ныне является главным источником этого минерала. В амазонитах данного месторождения наибольшими вариациями отличаются значения цветового тона (рис. 25), изменению которых в интервале от 491 до 545 нм отвечает переход от голубых к зеленым тонам цвета через целую серию промежуточных разностей. В этом же направлении уменьшаются чистота и яркость амазонитового цвета (окраска несколько ухудшается). Полученные результаты достаточно просто объясняют неодинаковое потребительское отношение к амазониту Плоскогорского месторождения — известно, что на рынке сбыта гораздо более высоким спросом пользовались и продолжают пользоваться голубые и переходные к зеленым разности этого минерала. Наконец, еще одна отличительная особенность этого месторождения: в нем практически отсутствуют

* Это подтверждают недавние находки бледноокрашенных амазонитов в щелочногранитных пегматитах альпийского возраста.



●	1	○	2	+	3
⊗	4	⊙	5	⊖	6

Рис. 25. Координаты цветности амазонитов из Плоскогорского пегматового месторождения (1) и других типичных зеленых и голубых самоцветов (2 – бирюзы, 3 – нефрита, 4 – жадеита, 5 – малахита, 6 – изумруда)

желтовато-зеленые и зеленовато-желтые разности амазонитов, столь типичные, например, для Ильменских пегматитов.

При проведении геологоразведочных и добычных работ на Плоскогорском месторождении в разное время и разными специалистами визуально различалось неодинаковое и обычно небольшое число цветовых разностей амазонского камня. Авторами при подборе образцов для колориметрии было выделено не менее 50 визуально различимых (по цвету) амазонитов. Показательно, что для каждой из таких разностей характерны индивидуальный рисунок, форма и содержание пертитовых вростков. Устанавливается также определенная пространственная и временная локализация цвета амазонита на данном месторождении: в осевых и нижних частях жильного тела сконцентрированы преимущественно зеленые разности амазонита. С некоторыми из них тесно пространственно связана редкометалльная аксессуарная минерализация. На этом конкретном примере нетрудно убедиться, с одной стороны, в значительной произвольности традиционных словесно-визуальных оценок окраски амазонита, не подкрепленных объективными измерениями, а с другой – в актуальности специальных колориметрических исследований этого камня.

Опираясь на полученные колориметрические параметры амазонитов данного месторождения, не составляет труда разделить их по значениям цветового тона на четыре группы: 491-494 нм – голубые; 495-500 нм – зеленовато-голубые; 501-510 нм – голубовато-зеленые; 511-545 нм – зеленые. Внутри этих цветовых групп различия в окрасках амазонитов определяются степенью насыщенности (чистоты) и светлости (яркости). Наибольшее число цветовых разностей устанавливается в последней группе. Интересно, что многие из них по колориметрическим параметрам (фото 21, см. рис. 25) весьма близки к таким самоцветам, как изумруд, малахит, бирюза, жадеит, нефрит. И если первые два камня, как правило, превосходят амазонит по чистоте цвета, то нефрит и жадеит по этому параметру в большинстве случаев даже несколько уступают ему. Точно так же некоторые голубые разности амазонитов по чистоте цвета могут быть сравнимы с лучшими образцами бирюзы. Таким образом, находит подтверждение правомочность сравнения окрасок амазонитов с цветом наиболее известных и используемых голубых и зеленых самоцветов.

В заключение укажем на те обстоятельства, которые, с точки зрения авторов, наиболее важны при оценке цвета амазонитов. Окраска этого минерала (как и любого другого непрозрачного и оптически неоднородного самоцвета) на практике оценивается в отраженном свете, в связи с чем наиболее объективной ее характеристикой будет кривая спектрального отражения в видимой области спектра. Однако при этом надо иметь в виду то, что получаемый спектр отражения не всегда достаточно селективен, поскольку обусловлен не только собственно амазонитовым калиевым полевым шпатом, но и другими фазами, в частности альбитовыми вростками, которые являются неотъемлемым компонентом практически любого амазонитового полевого шпата. Пертитовые вростки оказывают двойное влияние на колориметрические параметры амазонитовой окраски: увеличение их количества приводит к уменьшению чистоты и возрастанию светлоты цвета амазонита.

Следует упомянуть и об оценке окраски пестроцветных амазонитов. В этом случае можно получать как интегральную, так и локальную характеристику цвета. При локальном измерении спектров отражения разных по цвету участков монокристаллов обычно фиксируются большие значения чистоты и меньшие яркости при вариации значения цветового тона от 560 до 570 нм. Интегральная оценка цвета приводит к обратному явлению – уменьшению чистоты и возрастанию яркости, а также к длинноволновому сдвигу значений цветового тона в область переходных от зеленых к желтым тонов – 575–580 нм.

Селективность оптических спектров этого минерала можно увеличить путем съемки спектров пропускания отдельных просвечивающих микрозерен. Такие спектры необходимы для исследования природы центров окраски амазонита [11]. Однако использовать эти данные для расчета колориметрических параметров представляется с методической точки зрения некорректным или по крайней мере возможным (целесообразным) для частного случая условий наблюдения: макроскопически воспринимаемая окраска всего образца не будет соответствовать таковой его изолированного микроучастка, тем более измеренной в проходящем свете.

На современном этапе развития минералогии субъективная словесно-визуальная оценка окраски, не опирающаяся на колориметрию, должна считаться анахронизмом. Поэтому понятно стремление многих исследователей выразить „числом и мерой” одно из главнейших свойств любого минерала. В то же время в большинстве случаев цветовые измерения минералов выполняются на несерийной аппаратуре, с разной геометрией освещения и наблюдения, различными приемниками излучения, неодинаковыми эталонами белой поверхности. Нетрудно понять, что получаемые таким образом результаты не могут считаться сопоставимыми. Дальнейшее внедрение в минералогическую практику инструментальных методов измерения цвета требует от исследователей неукоснительного соблюдения двух условий: использования серийной цветоизмерительной аппаратуры и единых методик.

4.4.2. Оптическая спектроскопия

Амазонитовые кристаллы и агрегаты, как правило, непрозрачны или, в лучшем случае просвечивают в тонких сколах, вследствие чего выполненные к настоящему времени спектрометрические измерения амазонитов основыва-

лись только на спектрах диффузного отражения, полученных в основном от приполированной поверхности образца. Первые измерения позволили установить, что в формировании амазонитовой окраски принимают участие, как минимум две полосы поглощения – коротковолновая с максимумом ~ 380 нм и длинноволновая, собственно „амазонитовая” (т. е. определяющая зелено-голубую окраску минерала), значения максимума которой колеблются в широком диапазоне – от 625 до 740 нм.

На начальном этапе работы авторы (А.Я. Вохменцев, М.Н. Остроумов) при оценке окраски с помощью спектра, кроме положения в нем обеих окрашивающих полос, учитывали также их интенсивность и площади или соотношения площадей. По этим характеристикам наметилось некоторое обособление амазонитов из различных типов пород и формаций. Так, было определено, что амазониты из докембрийских щелочногранитных пегматитов (Кольский полуостров) отличаются наиболее широкой вариацией спектрального состава окрасок (максимум „амазонитовой” полосы наблюдался в интервале 630-740 нм) и наиболее высокими значениями интенсивности „амазонитовой” полосы и соотношений площади длинноволновой и коротковолновой полос поглощения, т. е. им свойственны наиболее отчетливо проявленные собственно амазонитовые окраски. Менее интенсивными и более узкого спектрального состава амазонитовыми окрасками характеризуются образцы из близодновозрастных пегматитов Карелии. Примерно такой же узкий спектральный состав, но в более коротковолновом диапазоне (625-650 нм) и весьма значительная вариация интенсивностей и соотношений площадей полос поглощения присущи образцам амазонитов из позднепалеозойских пегматитов (Урал, СССР; Пайкс-Лик, США). Положения максимумов „амазонитовой” полосы амазонитов из пегматоидных обособлений в гранитах субщелочнолейкогранитовой формации (Забайкалье), уступающих кольским и уральским образцам с интенсивной амазонизацией, близки к таковым наиболее „коротковолновых” уральских амазонитов.

Амазониты из гранитов отличаются по спектральным характеристикам от других образцов прежде всего наиболее низкими значениями интенсивностей „амазонитовой” полосы поглощения.

На основании данных Ю. Б. Мариным с соавторами был сделан вывод о широкой изменчивости характеристических параметров спектров амазонитов, а также о некоторой специфичности окраски этого минерала из различных генетических и формационных типов гранитоидных пород. Позднее М. Н. Остроумовым и другими при детальном анализе спектров разноокрашенных амазонитов из пегматитов г. Плоской было установлено неэлементарное строение „амазонитовой” полосы поглощения, представляющей собой, как правило, суперпозицию двух полос поглощения с максимумами 625 и 720 нм (рис. 26). Этот факт позволил объяснить причину смещения максимума „амазонитовой” полосы, заключающуюся в изменении относительной интенсивности составляющих ее полос поглощения 625 и 720 нм. Независимое поведение этих полос и связь их с различными центрами люминесценции дали возможность заключить, что природа их была различной.

Более детальное исследование оптических спектров поглощения амазонитов было выполнено авторами с привлечением поляризационной техники. При просмотре обширной коллекции амазонитов из разных месторождений удалось выбрать в качестве эталонных два практически прозрачных образца

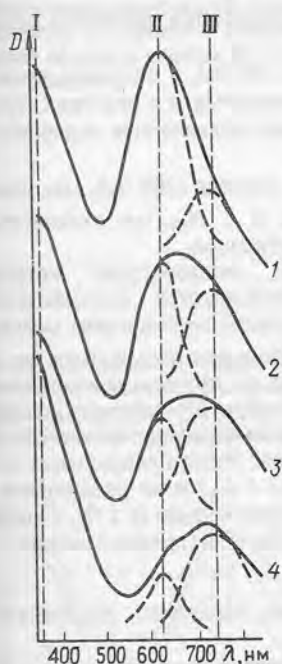


Рис. 26. Положение широких полос поглощения (I—III) в оптических спектрах разноокрашенных амазонитов. От голубого (1) к зеленому (4) изменяется соотношение интенсивностей элементарных полос (пунктир); D — оптическая плотность

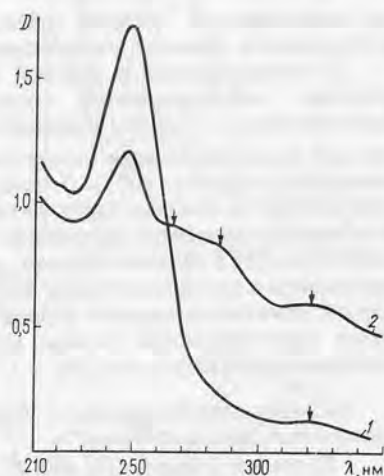


Рис. 27. Полосы поглощения в Уф-области спектра голубого (1) и зеленого (2) амазонитов

(г. Плоская), резко отличающихся визуально по тональности окраски (в проходящем свете) — ярко-голубой ($\lambda = 490,5$ нм) и ярко-зеленой ($\lambda = 520$ нм). Спектры диффузного отражения этих образцов характеризуются крайними значениями максимумов λ_{\max} полос поглощения 625 и 720 нм. Из этих образцов были изготовлены плоскопараллельные пластинки по (010), что позволило получить поляризованные спектры оптического поглощения по двум осям оптической индикатрисы — N_m и N_p , составляющим угол 18° с кристаллографическими осями c и a соответственно. При изучении образцов в поляризованном свете оказалось, что как голубой, так и зеленый амазонит обладает резко выраженным плеохроизмом: от густо-синего и ярко-зеленого по N_m до бледно-голубого и бледно-зеленого по N_p .

Оптические спектры поглощения эталонных образцов амазонитов были получены на автоматизированном однолучевом поляризационном микроспектрофотометре при комнатной температуре в диапазоне 380–2500 нм. Коэффициенты поглощения рассчитывались для толщины поглощающего слоя 1 мм. Поглощение в коротковолновой области спектра (200–400 нм) исследовалось с помощью монохроматора ДМР-4, водородной лампы и стандартного регистрирующего блока с ФЭУ-39.

В оптических спектрах исследованных амазонитов выявлены следующие полосы поглощения:

1) группа ультрафиолетовых $\sim 250, 285$ и 320 нм; в спектрах зеленого амазонита интенсивность всех этих полос соизмерима, а в спектрах голубого полосы поглощения 285 и 320 нм имеют явно подчиненное значение при доминирующей роли полосы 250 нм (рис. 27);

2) поляризованная в ближней Уф-области спектра (380 нм), максимальная интенсивность которой наблюдается при $\epsilon \parallel N_m$; ее относительная интенсивность различна для разноокрашенных образцов;

3) поляризованная в красной области, т.е. „амазонитовая“, которая в спектрах разноокрашенных образцов характеризуется специфическими особенностями: в голубом амазоните в N_m -поляризации она имеет максимум при 635 нм и практически симметрична, но небольшая асимметрия ее длинноволнового крыла (~ 700 нм) свидетельствует о наличии длинноволновой компоненты поглощения (дополнительной полосы); в N_p -поляризации максимум полосы смещается до значения 615 нм, асимметрия проявлена столь же слабо (рис. 28); в зеленом образце „амазонитовая“ полоса расщеплена на две компоненты в одной ориентации: 650 и 725 нм ($\epsilon \parallel N_p$) и не расщеплена - в другой: отмечается широкая полоса с максимумом 670 нм ($\epsilon \parallel N_m$); конфигурация коротковолновой полосы дает основание для предположения о ее неэлементарности (см. рис. 28);

4) слабая поляризованная ~ 1000 нм, более отчетливо выраженная в спектре голубого амазонита;

5) слабые узкие $\sim 420, 450, 475, 500$ нм, иногда проявляющиеся в виде ступенек на длинноволновом крыле Уф-полосы поглощения.

В спектральном диапазоне $1000-2500$ нм полосы поглощения зафиксировать не удалось.

Как уже отмечалось, амазониты полностью обесцвечиваются при нагревании до $500-600^\circ\text{C}$. Из серии опытов, проведенных при постоянном времени и разной температуре нагрева, следует, что окраска исследованных образцов заметно выцветает, начиная с температуры $250-300^\circ\text{C}$, а полностью и быстро исчезает в интервале $450-500^\circ\text{C}$. Разноокрашенные амазониты характеризуются при прочих равных условиях неодинаковой термической устойчивостью окраски: при одних и тех же значениях температуры большая скорость обесцвечивания свойственна существенно зеленым амазонитам, оптические спектры которых отличаются значительной ролью полосы поглощения в области $700-750$ нм.

Опытами по ступенчатому (экспозиция 10 мин, интервал 100°C) термообесцвечиванию амазонитов установлено следующее.

1. Прокаливание голубого амазонита до 200°C приводит к некоторому повышению интенсивности полосы 625 нм, а при температуре более 300°C отмечается заметное уменьшение интенсивности „амазонитовой“ полосы (при 500°C в 3 раза) и коротковолнового (400 нм) поглощения (рис. 29, а). Если длительность выдержки образца при 500°C увеличить до 1 ч, то „амазонитовая“ полоса наблюдается в виде слабого пологого максимума. Следует отметить, что по мере уменьшения интенсивности „амазонитовой“ полосы при термообработке образца происходит отчетливое смещение ее максимума в коротковолновую область - от 635 нм (в N_m -поляризации) у исходного образца до 620 нм у прогретого до 500°C . Кроме того, параллельно с уменьшением

Рис. 28. Поляризованные оптические спектры поглощения голубого (1) и зеленого (2) амазонитов в видимой и ближней инфракрасной областях спектра (K – коэффициент поглощения)

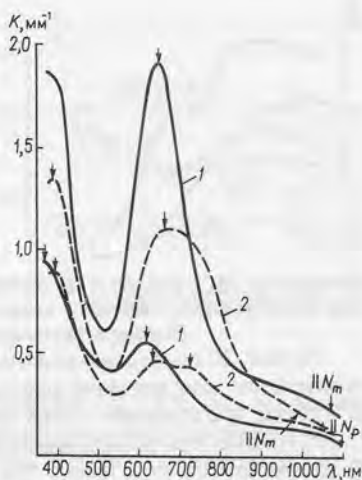
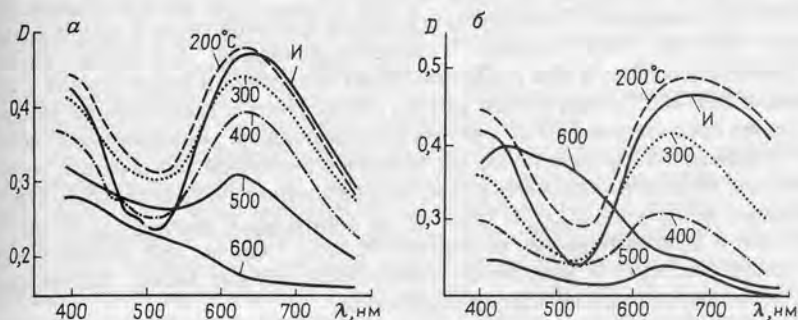


Рис. 29. Изменение спектров поглощения голубого (а) и зеленого (б) амазонитов при различной температуре прогрева (200–600° С); И – спектры исходных образцов



интенсивности „амазонитовой” полосы в спектре прогретых образцов отчетливо проявляются слабые узкие полосы поглощения 450, 475 и 490 нм, обычно не выделяемые в спектрах исходных яркоокрашенных амазонитов.

2. Более существенны изменения спектров поглощения при нагревании ярко-зеленого амазонита (см. рис. 29, б). В температурном интервале 200–300° С общая интенсивность „амазонитовой” полосы остается практически такой же, как и в спектре исходного образца, однако отчетливо изменяется ее форма за счет постепенного исчезновения длинноволновой компоненты в области 700–750. При 400°С эта компонента фиксируется только по асимметрии длинноволнового крыла „амазонитовой” полосы, интенсивность которой, как и в случае голубого амазонита, уменьшается примерно в 3 раза, а положение максимума смещается от 680 к 635 нм (в N_m -поляризации). Параллельно отмечается уменьшение длинноволнового поглощения. Выдержка образца зеленого амазонита при температуре 500°С в течение 1 ч приводит к исчезновению характерного амазонитового спектра и появлению вторичной серой и даже черной окраски, приуроченной, что хорошо видно при микроскопическом изучении, к трещинам спайности и другим механическим дефектам.

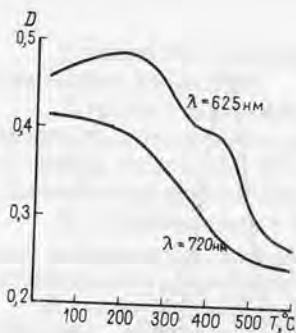


Рис. 30. Кривые термообесцвечивания амазонита для разных длин волн

На рис. 30 приведены кривые термообесцвечивания синевато-зеленого амазонита для двух значений длин волн — 625 и 720 нм. Поскольку „амазонитовая” полоса представляет собой суперпозицию двух полос поглощения (см. рис. 27), кривые термообесцвечивания в значительной мере отражают суммарный эффект отжига этих полос. Тем не менее рассмотрение этих зависимостей позволяет заключить, что отжиг полосы с $\lambda_{\max} = 720$ нм в интервале 20–200 °C сопровождается некоторым усилением коротковолновой компоненты с $\lambda_{\max} = 625$ нм. Весь процесс термообесцвечивания амазонита является двухступенчатым, о чем свидетельствует остановка в спаде кривой в интервале 300–400 °C. Полученные данные согласуются с высказанным авторами ранее предположением об участии в формировании „амазонитовой” полосы по меньшей мере двух полос поглощения с различной термической устойчивостью. Нельзя не упомянуть о том, что разрушение центров окраски, ответственных за полосу с $\lambda_{\max} = 720$ –740 нм, в интервале температур 20–200 °C приводит к дополнительному насыщению полосы ~ 625 нм; это обстоятельство свидетельствует о возможном электронном обмене между различными центрами, вызывающими окраску амазонитов.

Следует особо отметить то, что с уменьшением интенсивности „амазонитовой” полосы при нагревании образцов происходят существенные изменения в УФ-области спектра. Полосы поглощения 285, 320 и 380 нм полностью отжигаются до 500 °C, вследствие чего поглощение амазонитов в интервале 260–400 нм резко уменьшается. В то же время наблюдается заметное возрастание интенсивности узкой полосы поглощения 250 нм.

Колориметрические исследования образцов разноокрашенных амазонитов (в проходящем свете), нагретых до различных температур (от 100 до 600 °C), показали, что процесс их термообесцвечивания сопровождается уменьшением значений (в 2–3 раза) чистоты окраски, при этом цветовой тон практически не меняется.

Авторы выполнили ряд опытов по восстановлению амазонитовой окраски в термически обесцвеченных образцах путем облучения их рентгеновскими лучами и последующей температурной обработки. Результаты радиационно-термического воздействия фиксировались по изменению спектров диффузного отражения порошкообразных (размер зерен 0,1–0,25 мкм) препаратов, приготовленных из вышеописанных образцов. Для объективной оценки характера изменения окраски рассчитывались колориметрические параметры. В спектрах облученных рентгеновскими лучами предварительно термообесцвечен-

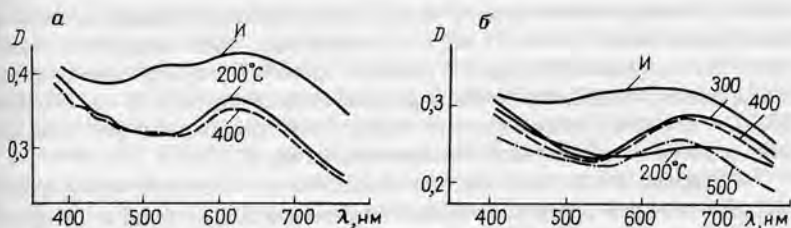


Рис. 31. Изменение спектров поглощения голубого (а) и зеленого (б) амазонитов с вторичной радиационной окраской при различных температурах прогрева (200–500°С; И – спектры образцов с исходной радиационной окраской)

ных исходных голубого ($\lambda = 491$ нм) и зеленого ($\lambda = 502$ нм) амазонитов проявляется диффузное поглощение с широким размытым максимумом в области 550–620 нм (рис. 31), причем в спектре голубого образца на его фоне довольно отчетливо выражена дополнительная слабая полоса поглощения с максимумом 520 нм; голубой амазонит с этим максимумом в спектре после обесцвечивания и облучения приобретает синевато-сиреневато-серую окраску ($\lambda = 447$ нм), а зеленый – сиреневато-серую ($\lambda = 454$ нм). Радиационная окраска отличается от природной также пониженными значениями чистоты (в несколько раз) и (на несколько процентов) яркости.

Таким образом, только прямым радиационным воздействием на термообесцвеченные амазониты не удастся получить даже слабую чисто амазонитовую окраску, что четко фиксируется как визуально, так и с помощью объективных измерений – по характеру спектра диффузного отражения и колориметрическим параметрам. Основной особенностью облученных образцов является сиреневато-серая окраска, а их спектров – диффузное, практически бесструктурное поглощение во всей видимой области – небольшой максимум отражения в сине-фиолетовой области и обуславливает сиреневую (фиолетовую) тональность окраски.

Экспериментально удалось доказать, что „амазонитовая“ окраска частично воспроизводится при дальнейшей температурной обработке облученных образцов. Так, в спектре исходного голубого амазонита, вторично прогретого после облучения до 200°С, исчезают широкие диффузные полосы (см. рис. 31, а), соответствующие сиреневато-серой компоненте окраски, и появляется полоса поглощения в области 625 нм; образец приобретает отчетливую голубовато-зеленую окраску ($\lambda = 504$ нм), практически не изменяющуюся при дальнейшем прогреве до 300 и 400°С. Чистота этой окраски очень невысока (несколько процентов), а яркость несколько выше (на 3–5 %), чем у радиационной. При нагревании до 500°С окраска заметно ослабевает, а при 600°С полностью исчезает.

Несколько иначе изменяется при нагревании окраска исходно зеленого облученного амазонита. При прогреве до 200°С в его спектре также исчезает диффузное поглощение, ответственное за сиреневато-серую окраску, и появляется слабая широкая полоса поглощения с максимумом 700 нм; образец окрашивается в бледно-зеленый цвет ($\lambda = 565$ нм). Дальнейший прогрев до 300°С приводит к небольшому повышению интенсивности „амазонитовой“

полосы, смещению ее максимума до 650 нм и соответственно к некоторому усилению окраски ($\lambda = 531$ нм; Р и У несколько увеличиваются). Так же как и при нагревании исходного образца, при 400°C осуществляется уменьшение длинноволновой компоненты „амазонитовой” полосы, а при нагреве до 500°C – заметное уменьшение интенсивности обоих компонент „амазонитовой” окраски и полное термообесцвечивание при 600°C.

Следует особо отметить, что способность к восстановлению окраски обесцвеченных и затем облученных амазонитов сильно зависит от температуры и времени первого прокаливания. Эксперименты показывают, что уже при температурах 700°C амазонитовую окраску вышеописанным радиационно-термическим способом удастся воспроизвести с большим трудом. После прокаливания (даже кратковременного, в течение 10-15 мин) до 800°C и более амазонитовая окраска не восстанавливается, и образцы приобретают различной густоты и оттенка желтовато-коричневатый цвет.

4.4.3. Люминесценция

За многолетний период исследований накоплен обширный экспериментальный материал по люминесценции примесных и собственных дефектов в кристаллах полевых шпатов, в том числе и амазонитов. Установлено, что все изученные амазониты независимо от особенностей их геологической позиции и окраски обладают заметной люминесценцией при фото и рентгеновском возбуждении, а также термостимулированной люминесценцией. Спектры свечения практически всех образцов характеризуются наличием четырех основных полос излучения, расположенных в области 200–1000 нм (рис. 32). Принципиально важным является и то, что эти полосы свойственны не только амазонитам, но и практически всем типам калиевых полевых шпатов с незначительными вариациями в спектральном положении их максимумов.

Анализ литературных данных, в которых с достаточной полнотой обсуждались возможные модели оптически активных центров, ответственных за

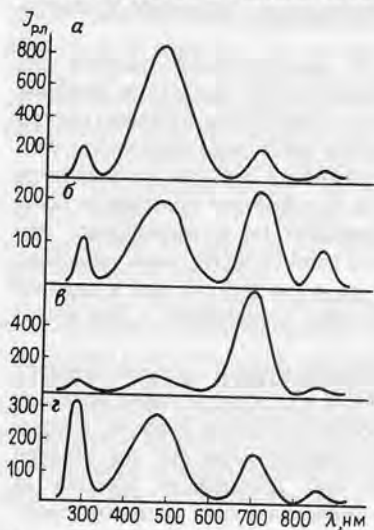


Рис. 32. Типичные спектры рентгенолюминесценции $J_{рл}$ разноокрашенных кристаллов амазонита из герджинских (а) и киммерийских (б) гранитов субщелочнолейкогранитовой формации, а также редкоземельных (в) и редкометалльных (з) пегматитов щелочногранитовой формации

эти полосы, показал, что в интерпретации некоторых из них существуют явные противоречия. Кроме того, экспериментальное изучение процессов, приводящих к люминесценции амазонита, привело к обнаружению ряда не полученных достаточного объяснения результатов. К ним относятся свечение в ИК-области, появление высокотемпературных пиков термовысвечивания вследствие термической обработки при температурах выше 700°C и последующего рентгеновского облучения кристаллов амазонита, а также ряд других фактов, которые не могут быть интерпретированы в рамках существующих представлений. В связи с этим возникает потребность в обобщении имеющихся данных и пересмотре некоторых моделей с учетом новых результатов измерений.

Основные эксперименты при изучении спектров фото-, рентгенолюминесценции и кривых термовысвечивания были выполнены на порошках и монокристаллах 130 образцов амазонитов из ряда пегматитовых и гранитных месторождений. Спектры рентгенолюминесценции измерены при 300 К при возбуждении рентгеновским излучением трубки БСВ-2 (45 кВ, 20 мА) через монохроматоры СФ-4 и ИСП-51 с помощью фотоумножителей ФЭУ-39 и ФЭУ-108.

Эти измерения позволили установить следующее.

1. При комнатной температуре спектры рентгенолюминесценции всех образцов состоят из четырех основных полос излучения: ультрафиолетовой с максимумом ~ 285 нм (полуширина $\sim 0,4$ эВ); двух в видимой области спектра – интенсивной широкой с $\lambda_{\max} = 480\text{--}490$ нм ($\sim 0,7$ эВ) и узкой $\lambda_{\max} = 710$ нм ($\sim 0,2$ эВ); узкой интенсивной в ИК-области с $\lambda_{\max} = 860$ нм (полуширина $0,2$ эВ) – см. рис. 32. Появление в спектре других полос (в частности, 320–340, 390–420, 570 и 740 нм) связано с механической примесью альбита.

2. Интенсивность указанных полос для кристаллов из разных месторождений варьирует в очень широких пределах, однако тип спектра, определяемый по соотношению их интенсивностей, сохраняется практически неизменным для всех образцов в пределах одного месторождения (табл. 21, см. рис. 32).

3. Температура сильно влияет на спектры рентгенолюминесценции. В одном и том же образце ход температурной зависимости специфичен для каждой полосы. Увеличение температуры приводит к полному тушению излучения одних центров и в ряде случаев стимулирует излучение других (рис. 33). Максимальное тушащее действие температура оказывает на излучение в полосе ~ 710 нм; при 200–220°C интенсивность этой полосы достигает почти нулевых значений. Обращает на себя внимание и тот факт, что температурное тушение излучения в области ~ 710 нм при фото и рентгеновском возбуждении подчинено одному закону. Следует также отметить, что, по данным А. Н. Таращана (1978 г.), характер температурной зависимости свечения в полосах ~ 285 и 480 нм в значительной мере зависит от примесного состава амазонита.

4. Прокаливание образцов амазонита при фиксированных температурах в интервале 400 – 900 °C по-разному влияет на интенсивность полос рентгенолюминесценции (рис. 34). Интенсивность полосы 710 нм практически не зависит от температуры и времени прокаливания; лишь при высоких температурах (1000°C) и длительности нагревания порядка 40–50 ч свечение в этой области спектра практически исчезает. Интенсивности полос ~ 285 и 480 нм проходят через максимальные значения при температурах 500–700 °C и в дальнейшем, по мере возрастания температуры и времени прокаливания,

Т а б л и ц а 21. Средние значения интенсивности полос в спектрах рентгенолюминесценции образцов амазонита из различных генетических типов и формаций гранитов

Формационный и генетический типы пород	Возраст	Регион	Интенсивность (отн. ед.) при λ_{\max} , нм			
			280	480	710	860
Субщелочнолейкогранитовый амазонитовые граниты	Герцинский	Казахстан	31	67	300	50
То же	Киммерийский	Забайкальский	175	169	13	122
Щелочногранитовый, пегматиты:						
редкоземельные	Протерозойский	Кольский полуостров	110	780	108	34
редкометалльные	Герцинский	Урал	40	181	223	63

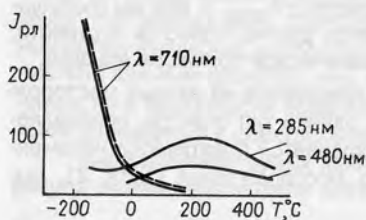


Рис. 33. Зависимость интенсивности рентгенолюминесценции амазонита $J_{рл}$ от температуры в различных полосах спектра (пунктир – при фотовозбуждении)

Рис. 34. Влияние температуры отжига T (1 ч в изотермическом режиме) на интенсивность полос в спектре рентгенолюминесценции $J_{рл}$ (а), а также на интенсивность пика термовывесивания $J_{тл}$ с $T_{\max} = 470^\circ\text{C}$ в полосах с $\lambda_{\max} = 285$ нм (УФС) и $\lambda_{\max} = 480$ нм (СФ) зеленого амазонита (б)

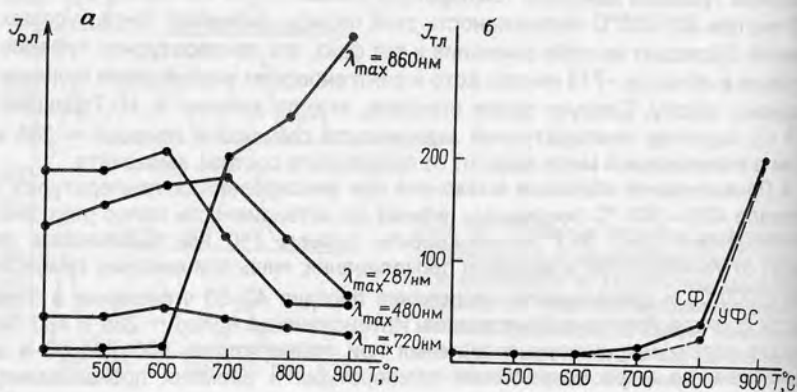
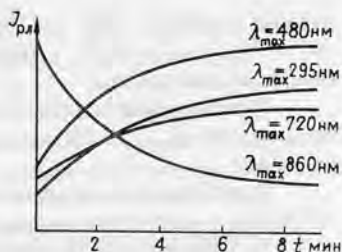


Рис. 35. Кривые разгорания рентгенолюминесценции кристаллов амазонита в различных полосах свечения при комнатной температуре



незначительно уменьшаются по сравнению с первоначальной величиной. Наиболее существенные изменения происходят в ИК-области спектра. Интенсивность полосы $\sim 880 \text{ нм}$ практически не меняется в интервале $20\text{--}600^\circ\text{C}$, однако уже при 700°C она резко возрастает (приблизительно на порядок по сравнению с природным образцом) и в дальнейшем продолжает расти с увеличением температуры и длительности прокаливания. В этом температурном интервале (700°C и выше) происходит следующее:

1) теряется способность прокаленных кристаллов амазонита к восстановлению окраски (при прокаливании на воздухе и в вакууме) при рентгеновском и γ -возбуждении;

2) теряется способность прокаленных кристаллов в ИК-люминесценции (полоса 880 нм) при фотовозбуждении;

3) после рентгеновского или γ -облучения на кривых термовысвечивания прокаленных кристаллов появляются высокотемпературные пики в области $450\text{--}500^\circ\text{C}$, интенсивность которых растет при увеличении температуры прокаливания синхронно с ростом интенсивности полосы $\sim 860 \text{ нм}$ в спектре рентгенолюминесценции.

4) Характер кинетики разгорания люминесценции при постоянном возбуждении одинаков для полос $\sim 285, 480$ и 710 нм и прямо противоположен для ИК-полосы (рис. 35). Время установления динамического равновесия меняется от образца к образцу и составляет примерно $5\text{--}10$ мин.

Изучение спектров рентгенолюминесценции калиевых полевых шпатов показало неэлементарное строение УФ-полосы люминесценции: она состоит по меньшей мере из двух полос, относительную интенсивность которых определить практически невозможно из-за большого перекрытия. Во многих случаях можно уверенно судить о неэлементарности полосы 285 нм по смещению максимума или ее расширению. В амазонитах, в отличие от других типов калиевых полевых шпатов, подобное расширение наблюдается чаще, и в спектрах многих образцов можно четко зафиксировать два максимума при 280 и 296 нм . Объяснить это явление можно по-разному. Во-первых, можно предположить, что обе полосы обусловлены различными модификациями одного и того же активаторного центра (разные локальное окружение, симметрия и т. д.). Во-вторых, полосы могут принадлежать разным активаторным центрам и, наконец, определяться центрами на собственных дефектах решетки, в состав которых как „взмущающие“ входят различные примесные зоны.

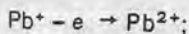
Первая достаточно аргументированная модель центров УФ-люминесценции амазонита была предложена А. Н. Таращаном с соавторами в 1973 г. Из-

лучение в полосе ~ 285 нм было связано ими с электронным переходом ${}^3P_1 \rightarrow {}^1S_0$ в ионах Pb^{2+} , замещающих K^+ . Это позволит объяснить ряд экспериментальных фактов:

1) совпадение спектрального положения полос поглощения ионов в левом шпате ($\lambda_{max} = 255$ нм, переход ${}^1S_0 \rightarrow {}^3P_1$) и возбуждения УФ-полосы свечения;

2) зависимость интенсивности полос 285 нм от концентрации примесного свинца в кристаллах амазонита;

3) параллельное увеличение интенсивности полос поглощения 255 нм и фотолюминесценции ~ 285 нм при термообесцвечивании кристаллов амазонита (прогрев до температуры 550–600°C), обусловленное повышением концентрации оптически активных центров Pb^{2+} вследствие термической ионизации центров Pb^{2+} :



4) уменьшение активаторного поглощения при рентгеновском облучении кристаллов амазонита – так называемый эффект отрицательного возбужденного поглощения, который обусловлен изменением заряда примесного поглощающего иона с более высокой валентностью, чем валентность замещаемого катиона решетки; это позволило заключить, что в природных амазонитах существуют два типа центров свинца: стабильные Pb^{2+} (не изменяющие заряда при рентгеновском или γ -облучении), ассоциирующие со структурными или примесными дефектами, и нестабильные (высокосимметричные) Pb^{2+} , легко меняющие при терморadiационном воздействии свой заряд

($Pb^{2+} \xrightleftharpoons[T]{\gamma} Pb^{+}$) и предопределяющие образование дырочных центров O^- на одном из ионов кислорода.

По результатам спектрально-люминесцентных исследований М. Н. Остроумовым и другими были подсчитаны относительные концентрации наведенных при облучении (или имевшихся в природных образцах) центров Pb^{+} . Г. В. Кузнецовым с соавторами в 1983 г. было экспериментально доказано, что ионы Tl^{+} являются эффективными активаторными центрами УФ-свечения (полоса с $\lambda_{max} = 290$ нм) в калиевых полевых шпатах. Т. И. Сидоровской с соавторами предложена иная модель центра – примесно-вакансионный диполь $Me^{2+} V_K$, в котором роль Me^{2+} играют изоморфные примеси Pb^{2+} , Cu^{2+} и др.

С учетом многочисленных литературных данных о парамагнитных центрах (табл. 22) и люминесценции кислородсодержащих природных и искусственных соединений следует внести некоторые коррективы в существующие модели центров и рассматривать процесс свечения в полосах 285, 480 и 710 нм как электронную рекомбинационную люминесценцию, возникающую, по мнению Ч. Б. Лущика, при последовательном захвате центров свечения дырки и затем электрона.

Таким образом, можно заключить, что независимо от деталей механизма рассмотренных процессов конечным этапом возбуждения люминесценции амазонита в полосах 285, 480 и 710 нм (рентгеновское возбуждение) является рекомбинация электронов на дырочных центрах типа O^- с последующим излучением возбужденных ионов O^{2-} (переход ${}^3P_1 \rightarrow {}^1S_0$). В свете этих пред-

Таблица 22

Основные парамагнитные центры в амазоните

Тип центра	g_{xx}	g_{yy}	g_{zz}	Характеристика
Al — O ⁻ — Al	2,0043 2,0036	2,0070 2,0067	2,0555 2,0275	Наблюдается только при 77 К, термически устойчив
Al — O ⁻	Нет данных			При комнатной температуре разрушается в течение 1 ч
Si — O ⁻ ... — x	2,0040	2,0098	2,0123	Стабилизирован двухвалентным ионом в Т-позиции (Mg ²⁺ , Be ²⁺)
Si — O ⁻ — Si	2,0046	—	2,0599	Без сверхтонкой структуры, обнаружен только в амазонитах
Pb — O ⁻ ... x	1,9883	2,0257	2,0561	x = Mg ²⁺ или Be ²⁺ в Т-позиции
Pb — O	1,989	2,0247	2,0579	При 28 °С разрушается в течение 1,5 ч
Pb ⁺	1,390	1,565	1,8369	Наблюдается только в амазонитах, термически устойчив. Разрушается при 450—500 °С в течение 1,5 ч
Al — O ⁻	2,0505	1,9911	2,0225	Устойчив до 300 °С
E ₁ -центр (SiO ₃ ³⁻)	2,0059	2,0033	2,0081	То же
Fe ³⁺ Al	2,00	2,00	2,00	Нет данных

Примечание. Таблица построена по данным А.С. Марфунина, Л.В. Бершова, И.В. Матяша, Б. Спейта, И. Лемана и др.

ставлений наиболее приемлемой моделью центра 285 нм в амазоните, объясняющей наиболее полно все имеющиеся экспериментальные данные, следует считать сложный центр Pb²⁺ — V_С — O⁻ (другими словами, центр O⁻, стабилизированный примесно-вакансионным диполем Pb²⁺ — V_О). Высокая термическая стабильность этого центра обеспечивается его электрической нейтральностью и относительно низкой миграционной способностью катионных вакансий. В дальнейшем для простоты будем обозначать этот центр как Pb²⁺. Подобная модель центра Уф-свечения (Pb — O⁻ ...x) предложена также Б. Спейтом и И. Леманом [16].

Широкая полоса в сине-голубой части спектра связана непосредственно с излучением ионов O²⁻ (электронный переход ³P₁ → ¹S₀), входящих в состав комплексных центров типа Al — O — Me³⁺, наиболее распространенным

из которых для калиевых полевых шлатов является, по данным А. С. Марфунина, центр Al - O - Al. Неэлементарность этой полосы, ее значительное расширение и смещение максимума, величина которого заметно меняется для разных образцов и еще более сильно при переходе от одних полевых шлатов к другим, объясняются сложным набором близких по энергетическим параметрам центров свечения, отличающихся лишь характером локальной компенсации ионов O²⁻. Авторы полагают, что наиболее коротковолновое свечение (полосы с $\lambda_{\max} = 380-420$ нм) вызывают центры типа Si - O⁻ - ... V²⁺O₆, концентрация которых, как показывает эксперимент, растет с длительностью и температурой прокаливания, и центры типа Si - O⁻ - V⁻c.

В случае центров Fe - O⁻ - Al (или FeO⁻ - Si) излучение при рентгеновском возбуждении происходит при внутрицентровых d - d-переходах в ионах Fe³⁺. Однако в отличие от вышеупомянутых центров люминесценция тетраэдрически координированных ионов Fe³⁺IV хорошо возбуждается и оптическим способом. Спектр возбуждения ионов Fe³⁺IV в амазоните (см. далее рис. 44) состоит из ряда полос различной интенсивности и полуширины, соответствующих спин-запрещенным переходам из основного состояния ⁶A₁(S) в вышележащие возбужденные кватертные состояния.

Т а б л и ц а 23. Положение и идентификация полос в спектре возбуждения люминесценции ионов Fe³⁺IV в амазоните (77 К)

Переход	Положение полосы	
	λ_m , нм	ν , см ⁻¹
⁶ A ₁ (⁶ S) → ⁴ T ₁ (⁴ P)	346	28900
	365	27400
⁶ A ₁ (⁶ S) → ⁴ E(⁴ D)	371	26954
	379	26385
⁶ A ₁ (⁶ S) → ⁴ T ₂ (⁴ D)	394	25380
	413	24213
⁶ A ₁ (⁶ S) → ⁴ E ⁴ A ₁ (⁴ G)	424	23585
	430	23256
	438	22831
⁶ A ₁ (⁶ S) → ⁴ T ₂ (⁴ G)	472	21186
	495	20202
	506	19763
⁶ A ₁ (⁶ S) → ⁴ T ₁ (⁴ G)	560	17857
	610	16393
	642	15576

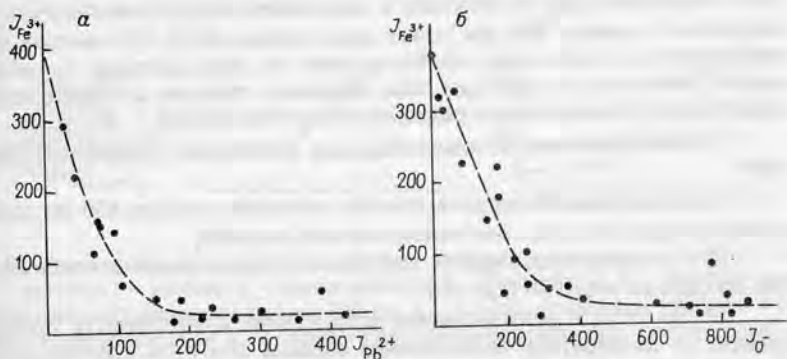


Рис. 36. Соотношение интенсивностей свечения J центров Rb^{2+} и Fe^{3+} (а), а также OAl^- и Fe^{3+} (б) в амазонитах из различных месторождений

Идентификация полос возбуждения иона Fe^{3+}_{IV} (табл. 23) показывает, что наблюдаемое расщепление термов на максимально возможное число компонентов обусловлено низкой симметрией кристаллического поля, действующего на ион Fe^{3+} . Максимум полосы излучения находится в области 710 нм и слабо зависит от примесного состава амазонита. Длинноволновое смещение максимума связано с механической примесью альбитовой фазы (максимум полосы излучения Fe^{3+} в альбите находится в области 740–750 нм).

Одинаковый характер зависимости интенсивности фото- и рентгенолюминесценции ионов Fe^{3+}_{IV} в амазоните от температуры (см. рис. 34, а) свидетельствует о том, что падение интенсивности свечения с ростом температуры обусловлено внутрицентровым тушением, вследствие чего в спектрах высокотемпературных пиков термовысвечивания ($>200^\circ\text{C}$) полосы Fe^{3+}_{IV} практически не фиксируются и рекомбинация электронов на дырочных центрах $\text{O}^- - \text{Fe}$ происходит безызлучательно. Не вдаваясь в детали механизмов передачи энергии и процессов тушения, отметим лишь, что ионы Fe^{3+} существенно влияют на характер излучения других примесных и „решетчатых“ центров в амазоните. Анализ спектров большого количества образцов приводит к выводу о том, что на кривых, изображающих зависимости $J_{\text{Rb}^{2+}} - J_{\text{Fe}^{3+}}$ и $J_{\text{O}^-} - J_{\text{Fe}^{3+}}$, можно выделить два участка – область, где $J_{\text{Rb}^{2+}}$ или J_{O^-} не зависит от содержания железа в образцах амазонита (область малых интенсивностей полосы 710 нм – рис. 36), и область, где наблюдается обратная зависимость интенсивностей полос излучения центров $J_{\text{Rb}^{2+}}$ (J_{O^-}) и $J_{\text{Fe}^{3+}}$ (это область интенсивного тушения, обусловленного ионами Fe^{3+}_{IV}). Поэтому с повышением концентрации Fe^{3+}_{IV} в кристаллах амазонита практически всегда отмечается падение интенсивности полос 285 и 480 нм.

Центры люминесценции, ответственные за полосу свечения 880 нм в кристаллах амазонита, практически не изучены. С одной стороны, это объясняется тем, что данное излучение, находящееся в ИК-области спектра, было обнаружено в 70-е годы, а с другой – тем, что соответствующие аналоги в активизированных синтетических кристаллах калиевого полевого шпата отсутствуют. Первые предположения о связи полосы 880 нм с ионами Fe^{3+}

(И. И. Матросов и др.) не получили в дальнейшем экспериментального подтверждения – центры 880 нм имеют резко отличный от Fe^{3+} -центров спектр возбуждения. В последнее время интерес к этим центрам существенно возрос, поскольку они присущи лишь калиевым полевым шпатам и наиболее характерны для микроклинов редкометалльных пегматитов.

При исследовании ИК-люминесценции амазонита установлено следующее:

1) в природных образцах амазонита свечение в полосе 860 нм возникает как при фото, так и при рентгеновском возбуждении;

2) в спектре возбуждения наблюдаются две полосы с максимумами 380 нм (3,26 эВ) и 550 нм (2,25 эВ);

3) при фото и рентгеновском возбуждении интенсивность ИК-полосы зависит от температуры прокаливания образца; при этом кратковременное прокалывание до 450–500°C на воздухе и длительное (6 ч) в автоклаве в водных парах ($T = 400^\circ\text{C}$; $P = 100$ МПа) практически не меняет интенсивность полосы; а при температуре $> 650^\circ\text{C}$ исчезает ИК-фотолюминесценция и растет интенсивность рентгенолюминесценции;

4) у отожженных образцов амазонита ИК-фотолюминесценция появляется даже при кратковременном рентгеновском облучении и интенсивность ее растет параллельно с ростом высокотемпературного пика термовысвечивания с $T_{\text{max}} = 470\text{--}490^\circ\text{C}$.

В момент включения рентгеновского излучения отмечается ИК-вспышка в полосе 860 нм, интенсивность которой падает на порядок и более в течение нескольких секунд. Начальная интенсивность вспышки зависит от температуры и длительности отжига.

Все эти факты с учетом характера кинетики разгорания рентгенолюминесценции в искусственных кристаллах (см. рис. 36) дают основание заключить, что в кристаллах амазонита ИК-свечение обусловлено электронными центрами, наиболее вероятно центрами на ионах свинца Pb^+ . ИК-люминесценция ионов Pb^+ обнаружена Л. Е. Нагли и С. В. Дьяченко в 1986 г. в облученных рентгеновскими лучами при 300 К кристаллах $\text{KCl} - \text{Pb}$. При рентгеновском возбуждении амазонита свечение является результатом диссоциации экситона на одиночных ионах Pb^{2+} (захват или локализация электрона) с образованием возбужденных Pb^+ -центров, переход которых в нормальное (основное) состояние происходит с получением квантов света с длиной волны 860 нм (1,44 эВ). Схематически этот процесс можно изобразить так:

$\text{Pb}^{2+} + e^0 \rightarrow \text{Pb}^{2+}e^- + e^* \rightarrow (\text{Pb}^+)^* + e^* \rightarrow \text{Pb}^+ + h\nu_{860} + \dots + \text{O}^- \text{Al}$,
где e^0 , e^- и e^* – соответственно экситон, электрон и дырка. Предложенная модель ИК-центра удовлетворительно объясняет экспериментальные данные по изменению интенсивности полосы 860 нм в результате высокотемпературного (более 700°C) отжига кристаллов амазонита, приводящего к разрушению сложных центров амазонитовой окраски и увеличению концентраций одиночных ионов Pb . Этот процесс аналогичен природному процессу разрушения амазонитовой окраски (деамазонитизации), при котором также происходит увеличение интенсивности полосы 860 нм. Как показывают экспериментальные данные, интенсивность полос рентгенолюминесценции кристаллов с пятнистой неравномерно распределенной окраской варьирует. При этом независимо от степени и направления изменения интенсивности других полос (285,

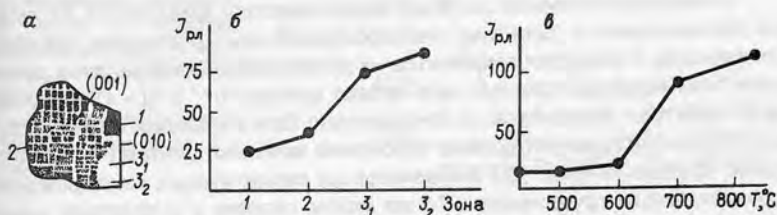


Рис. 37. Распределение окраски в различных участках индивида микроклина - а (1-3 - окраска: 1 - зеленая, 2 - бледно-зеленая, 3₁ - желтоватая, 3₂ - коричневатая) и изменение интенсивности полосы 860 нм J_{860} в разноокрашенных участках - б и при изотермическом отжиге - в зеленого амазонита при различных температурах T

480 и 710 нм) для полосы 760 нм всегда наблюдается увеличение интенсивности (иногда значительное) при переходе от прозрачных однородных участков с амазонитовой окраской к участкам белого, желтоватого или другого неамазонитового цвета (рис. 37).

Не исключено также, что центрами ИК-люминесценции в амазоните могут быть F^+ -центры (двухзарядная вакансия кислорода с одним захваченным электроном $V^{2+} e^-$).

Поскольку кислородные вакансии, как и ионы Pb^{2+} , являются электронными ловушками, механизм процессов свечения центров F^+ при рентгеновском возбуждении должен быть аналогичен механизму свечения Pb^+ -центров.

Основные типы наблюдаемых в амазонитах центров люминесценции и их спектроскопические характеристики приведены в табл. 24.

Т а б л и ц а 24. Основные типы и характеристики центров рентгенолюминесценции в природном амазоните

Тип центра	Модель	Полосы излучения λ , нм	Полуширина полосы излучения, эВ
O_{Al}^-	$Al - O^- - Al$	480	0,7
O_{Vc}^-	$V_c^- - O^- - Si$ $V_c - O^- - Si$	380 - 420	0,6
Pb^{2+}	$Pb^{2+} - V_c^- - O^-$	285	0,4
Fe_{IV}^{3+}	$Fe^{3+} Al$	710	0,2
Pb^+	$Pb^+ K$	860	0,2

Спектрально-люминесцентные характеристики амазонитов из конкретных пегматитовых и гранитных месторождений дают основание для следующих выводов. В спектрах амазонитов из докембрийских пегматитов щелочной гранитовой формации главную роль играют центры Pb^{2+} и $Al-O-Al$, тогда как в спектрах амазонитов из относительно более молодых и менее глубинных пегматитов главенствующее положение занимают центры Fe^{3+} и Pb^{2+} . Последние вообще типичны для амазонитов из пегматитовых месторождений с редкометальным оруденением. То же можно сказать и о спектрах амазонитов из редкометальных гранитов, в которых наряду с ИК-центрами достаточно широко распространены УФ-центры и центры $Al-O-Al$, тогда как центры Fe^{3+} проявлены очень слабо. В практически безрудных гранитах отмечаются амазониты, в спектрах которых преобладают только центры Fe^{3+} при весьма незначительной роли остальных. Таким образом, особенностями спектров люминесценции амазонитов могут служить достаточно надежными индикатором развития в амазонитосодержащих породах редкометального оруденения.

Интересно проследить, как изменяется интенсивность полос излучения различных центров и их концентрационные соотношения в амазонитах различных участков пегматитовых тел и в целом во всех изученных месторождениях. Прежде всего необходимо отметить, что изменение рентгенолюминесцентных параметров амазонита тесно связано с изменением его окраски во всех зонах изученных пегматитовых тел. При этом в распределении интенсивностей отдельных полос излучения (в общем случае пропорциональных содержанию в кристаллах соответствующих оптически активных центров) выявляется до-

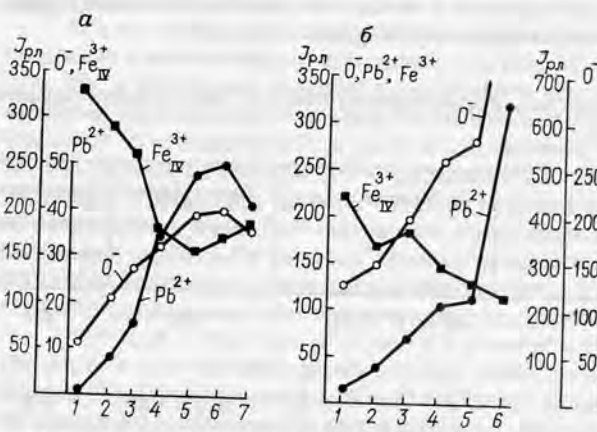


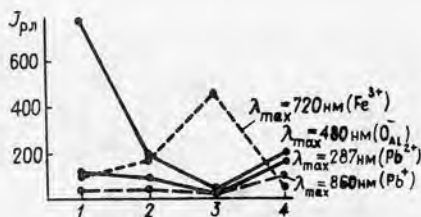
Рис. 38. Характер изменения интенсивностей полос в спектрах рентгенолюминесценции $J_{рл}$ калиевого полевого шпата из различных зон пегматитовых тел.

а – б – Ильменские горы, Урал: а – копь 70, б – копь 57; 1–3 – микроклин: 1 – крупнокристаллический розовый из приконтактной зоны, 2 – розовый в 30 см от контакта, 3 – зеленоватый из мелкографической зоны; 4–7 – амазонит: 4 – зеленый из графической зоны, 5, 7 – голубовато-зеленый из крупнографической зоны, 6 – голубой из центральной части жилы;

в – Кольский полуостров, г. Плоская; 1–7 – амазонит: 1–2 – из пегматоидной зоны (1 – голубой, 2 – зеленый); 3–5 – из мелкоблоковой зоны (3, 4 – голубовато-зеленый, 5 – травяно-зеленый), 6, 7 – темно-зеленый из блоковой зоны

Рис. 39. Изменение интенсивностей полос в спектрах рентгенолюминесценции амазонита $J_{рл}$ из различных месторождений:

1 – Кольский полуостров, 2 – Урал, 3 – Казахстан, 4 – Забайкалье



вольно четкая, симметричная по отношению к центру жилы зональность. При переходе от крупнокристаллического розового микроклина приконтактных зон к зеленовато-голубому амазониту из центральной части жил (Ильменские горы, копи 70, 57) происходит закономерное уменьшение интенсивности свечения ионов Fe^{3+} и увеличение интенсивности полос „кислородных“ центров (рис. 38, а, б). Аналогичная картина наблюдается и для пегматитового тела с зональным распределением разноокрашенных амазонитов (см. рис. 38, в): уменьшение интенсивности полосы Fe^{3+} и увеличение интенсивности полос центров O^- и Pb^{2+} отмечается при переходе от голубых амазонитов краевых зон к зеленым калиевым полевым шпатам центральной части тела, что коррелируется с общей концентрацией свинца и железа в этих индивидах от 0,1% Pb и 0,08% Fe в голубых призальбандах до 1% Pb и 0,03% Fe в зеленых образцах из осевой части жилы.

Такая закономерность в изменении интенсивности полос свечения активаторных и решеточных центров в амазонитах характерна не только для отдельных пегматитовых тел, но и для месторождений в целом (рис. 39, см. рис. 38). Она может быть объяснена прежде всего особенностями распределения и концентрацией оптически активных центров в калиевых полевых шпатах, существенным образом влияющих на спектральную характеристику люминесценции и на особенности рекомбинационных процессов. В частности, при заметной концентрации примесные центры кластеризуются и спектр активированного кристалла определяется обменным взаимодействием ($Pb - Fe$ и др.). С другой стороны, с ростом концентрации центров Fe^{3+} падение интенсивности полос O^- центров происходит как вследствие уменьшения их концентрации, так и в результате процессов внешнего тушения люминесценции, которые можно объяснить конкуренцией за захват свободных носителей заряда в рекомбинационных процессах между центрами $O_{Al, Si}^-$ и O_{Fe}^- .

Глава 5

ПРИРОДА ОКРАСКИ И ГЕНЕЗИС АМАЗОНИТА

5.1. МОДЕЛИ ЦЕНТРОВ ОКРАСКИ

Предваряя рассмотрение возможных причин амазонитовой окраски, необходимо охарактеризовать некоторые зависимости полос поглощения в области 600–750 нм от состава изученных образцов.

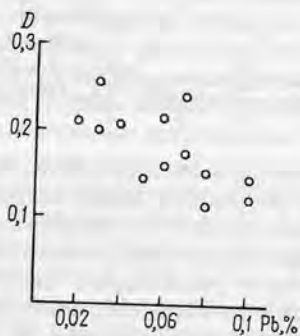


Рис. 40. Зависимость интенсивности полосы поглощения 630 нм D от содержания примеси свинца в амазонитах

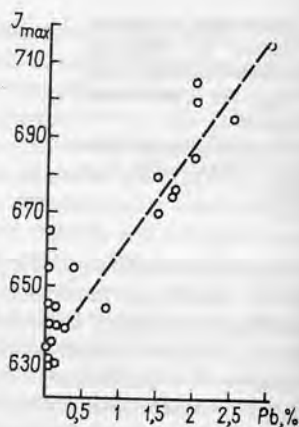


Рис. 41. Зависимость суммарной интенсивности J_{max} полос поглощения II (625–650 нм) и III (720–740 нм) в оптических спектрах амазонита от содержания примеси свинца

Как уже отмечалось, рядом исследователей установлена почти линейная зависимость интенсивности „амазонитовой” полосы от содержания в образцах примеси свинца. Поскольку в этих измерениях не учитывалась сложная структура „амазонитовой” полосы и отсчеты брались по максимуму огибающей кривой, положение которого для спектров различных образцов может варьировать в достаточно широких пределах, авторы данной работы повторили такие опыты для одной, наиболее четко выраженной полосы поглощения с максимумом 630–635 нм (полоса II). Интенсивность этой полосы, измеренная по значениям оптической плотности в спектрах диффузного отражения (рис. 40), прямо не связана с содержанием примеси свинца в изученных образцах амазонита. Более того, при концентрации его от 0,01 до 0,1% выявляется даже обратная зависимость. Так или иначе, но примесь свинца не является основной причиной возникновения полосы поглощения 630–635 нм.

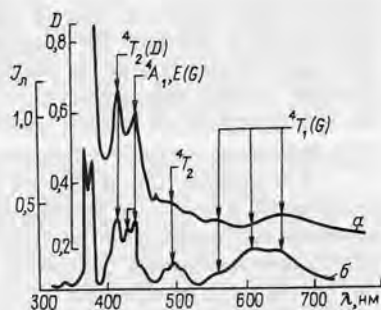
С другой стороны, повышение количества свинца в амазонитах самым существенным образом влияет на положение максимума огибающей кривой (суперпозиции полос II и III), смещая его в длинноволновую область спектра (рис. 41). Этот факт однозначно указывает на прямую зависимость интенсивности полосы III (с максимумом 720 – 740 нм) от содержания примеси свинца. Естественно, что возрастание интенсивности полосы III сопровождается ростом всей „амазонитовой” полосы, что в целом приводит к усилению и изменению тона окраски амазонита.

Учитывая все вышеприведенные данные, свидетельствующие об участии в окрашивании амазонита различных хромофорных центров, обсудим возможную природу полосы поглощения каждого из них.

Полоса II (620–650 нм) обычно доминирует в оптических спектрах амазонитов. Принципиально важным является то, что полоса поглощения в данной

Рис. 42. Спектры оптического поглощения (а) и возбуждения люминесценции (б) ионов Fe^{3+} в микроклинах.

Стрелками показано положение полос и дана их интерпретация — 4T_2 , ${}^4T_2(D)$ и т. д.



области не является характерной особенностью амазонитов: в спектрах последних она обладает лишь аномально высокой интенсивностью, достаточной для появления специфической амазонитовой окраски. Как отмечено в работах А. Я. Вохменцева и М. Н. Остроумова, Б. Спейта и И. Лемана [16], полоса поглощения 650 нм (15300 см^{-1}) фиксируется в оптических спектрах многих полевых шпатов, не обладающих амазонитовой окраской. Слабая полоса 650 нм обнаружена А. Н. Платоновым в спектрах золотисто-желтого мадагаскарского ферриортоклаза. Более длинноволновая полоса поглощения 720–750 нм является, по мнению А. Я. Вохменцева, М. Н. Остроумова, А. Н. Платонова, причиной бледно-зеленой окраски так называемых „амазонитовидных“, или „амазонитоподобных“, микроклинов, ортоклазов и других полевых шпатов.

Проведенные В.Т. Веремейчиком и другими детальные исследования оптических спектров поглощения железосодержащих ортоклазов с привлечением теоретических расчетов схемы уровней ионов Fe^{3+} в тетраэдрическом кристаллическом поле, а также многочисленные измерения и интерпретация спектров возбуждения люминесценции различных полевых шпатов, выполненные А. Н. Тарашаном и А. И. Бахтиным [2], позволили приписать широкую слабую полосу поглощения в спектрах изученных образцов (рис. 42) спин-запрещенному переходу ${}^6A_1({}^6S) \rightarrow {}^4T_1({}^4G)$ в ионах Fe^{3+} , находящихся в кристаллическом поле с симметрией 1T_d , т. е. занимающих тетраэдрические позиции Al или Si в структуре полевых шпатов. По данным ЭПР и люминесцентных исследований, основная часть ионов Fe^{3+} в микроклинах располагается в наиболее крупных по размерам тетраэдрах T_{10} , обычно занятых ионами алюминия. Небольшая часть ионов Fe^{3+} , в зависимости от упорядоченности микроклина, может размещаться в более мелких тетраэдрах T_{1m} , T_{20} и T_{2m} . Отмечалось также, что в спектрах различных полевых шпатов положение максимума полосы электронного перехода ${}^6A_1 \rightarrow {}^4T_1$ в области 600–700 нм зависит от размеров тетраэдров, вмещающих ионы Fe^{3+} (максимум смещается в длинноволновую область при повышении размеров тетраэдров). По данным А. И. Бахтина и др., в спектрах альбита и лабрадора максимум полосы этого перехода фиксируется в интервале 670–680 нм.

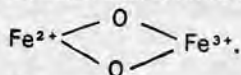
Однако, как уже упоминалось, интенсивность рассматриваемой полосы поглощения в оптических спектрах подавляющего большинства железосодержащих полевых шпатов крайне невелика, и только для некоторых зеленых амазонитовидных разновидностей полоса около 650 нм отличается несколько повышенной интенсивностью, следствием чего являются зеленоватые тона

окраски этих образцов. Вполне вероятно, что именно низкая интенсивность этой полосы в спектрах Fe^{3+} -содержащих полевых шпатов послужила основным аргументом против ее сопоставления с интенсивной „амазонитовой“ полосой. Однако правомерно было бы задаться вопросом: в силу каких причин или факторов эта полоса поглощения именно в амазонитах характеризуется аномально высокой интенсивностью?

В последние годы в области оптической спектроскопии неорганических соединений, в том числе минералов, самое пристальное внимание уделяется изучению особенностей оптического поглощения и механизмов взаимодействия обменно-связанных состояний ионов переходных металлов. Этот особый тип оптического поглощения (спектры переноса заряда или обменно-связанных пар (металл – металл $Me - Me$) играет, по мнению А. И. Бахтина и А. Н. Платонова, важную роль в окраске природных минералов, особенно железосодержащих силикатов, в том числе породообразующих пироксенов, амфиболов, слюд и др. Основная особенность спектров переноса заряда – присутствие широких интенсивных и строго поляризованных полос поглощения в области 550–800 нм ($\sim 19000 - 12000 \text{ см}^{-1}$). Такие полосы типичны для оптических спектров минералов, содержащих разнозарядные ионы железа (Fe^{2+} и Fe^{3+}) в соседних структурных позициях, т. е. в сочлененных общими гранями или ребрами структурных полиэдрах. В этом случае вектор поглощаемого света ориентируется вдоль направления $Me - Me$, что обуславливает характерные поляризационные свойства полосы поглощения пар $Fe^{2+} - Fe^{3+}$.

В литературе, особенно зарубежной, эта полоса обычно называется полосой переноса заряда типа $Me - Me$, а ответственные за нее электронные переходы – переходами с переносом заряда (ППЗ). При этом Г. Смитом, Р. Бурсом и другими предполагается, что в процессе оптического возбуждения пары разнозарядных ионов осуществляется некоторая „осцилляция“ валентности за счет частичной делокализации электронов донорных ионов (например, ионов Fe^{2+}), т. е. формально реализуется перенос заряда $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$.

С другой стороны, существует несколько иная интерпретация подобных полос поглощения – типа металл – анион – металл ($Me - L - Me$) с позиции ионных взаимодействий [2], происходящих за счет ковалентного смешивания атомных орбиталей лигандов и ионов металлов. В этом случае предполагается следующая схема обменной пары:



Обе изложенные концепции принципиально не противоречат друг другу, поскольку исходят из предположения о парном взаимодействии ионов переходных металлов.

Указанный пример является лишь частным случаем достаточно распространенных для минералов электронных переходов: $Ti^{4+} - Fe^{2+}$ (синие сапфиры и кианиты), $Pb - O - Cu$ (зеленовато-бурый купридеклуазит, темно-зеленый дуфтит), $UO_2 - Pb$ (оранжево-красный кюрит и др.). Во всех рассмотренных выше примерах отмечается, согласно А. Н. Платонову, усиление интенсивности запрещенных полос поглощения $d - d$ -переходов. Подобный механизм усиления реализуется в минералах, в структурах которых ионы металлов (в этом числе свинца) занимают соседние структурные позиции, имеющие общие лиганды.

Вполне очевидно, что роль ионов свинца, обладающих общими лигандами с ионами переходных металлов, также сводится к повышению степени гибридизации p -орбиталей кислорода и d -орбиталей иона переходного металла в комплексе $Pb - O - Me$, следствием чего является частичное снятие запрета по четности с $d-d$ -переходов иона Me^{n+} и усиление интенсивности последних.

Таким образом, свинец можно рассматривать в качестве „катализатора” окраски, в целом обусловленной ионами переходных металлов. Вероятно, что ионы железа нельзя считать исключением, и в спектрах комплексов $Pb - O - Fe$ мы вправе ожидать увеличения интенсивности полос $d - d$ -переходов ионов Fe^{3+} или Fe^{2+} . Именно с этих позиций анализ причин амазонитовой окраски и обоснование ее модели представляются наиболее убедительными.

Прежде всего следует констатировать, что „предцентром” амазонитовой окраски служат тетраэдрически координированные ионы Fe^{3+}_IV , с которыми связана широкая полоса поглощения в области 610–670 нм в оптических спектрах полевых шпатов. В этом смысле амазонит можно сравнить с аметистом, „предцентрами” окраски которого также пока считаются ионы Fe^{3+} , содержащиеся в минерале в весьма незначительных количествах (до 0,0%). Однако даже относительно высокое (~ 1%) содержание структурной примеси Fe^{3+} в полевых шпатах, как, например, в ферриортотклазе, еще не может привести к появлению амазонитового окрашивания: в лучшем случае в некоторых микроклинах можно наблюдать бледно-зеленые тона.

При изоморфном вхождении в структуру железосодержащего полевого шпата ионов свинца следует ожидать, очевидно, повышения интенсивности полосы поглощения 610–670 нм и соответственно усиления голубовато-зеленых тонов окраски. Однако такой эффект возможен только в случае образования обменно-связанных пар $Fe^{3+} - O - Pb^{2+}$, т. е. при вхождении атомов свинца в строго определенные структурные положения, имеющие общие лиганды с тетраэдрическими позициями, занятыми ионами Fe^{3+} . Вполне очевидно, что эта ситуация реализуется преимущественно в упорядоченных структурах, когда ионы Fe^{3+} , изоморфно замещающие ионы Al^{3+} , располагаются в определенных тетраэдрических позициях, в частности в тетраэдрах T_{10} микроклиновой структуры.

Ионы Fe^{3+} в структуре микроклина вследствие более высокой, в сравнении с замещаемыми ионами Al , доли ковалентности связи их с лигандами, характеризуются меньшим эффективным зарядом, чем Al^{3+} , и стремятся поэтому окружить себя диамагнитными катионами более высокой валентности [2]. В свою очередь ионы Pb^{2+} , обладая избыточным положительным зарядом, также „предпочитают” размещаться по соседству с ионами переходных металлов, способствующими понижению эффективного заряда высоковалентного иона за счет обменного взаимодействия.

Последнее обстоятельство означает, что ионы свинца, формально занимающие позиции K^+ (рис. 43), будут иметь наиболее короткие связи с теми ионами кислорода в координационных полиэдрах PbO_{10} , которые окружают тетраэдрически координированные ионы Fe^{3+} , т. е. если в обычном микроклине такой связью является $K - O_{A_2}$, то в амазоните ею будет $Pb - O_{C_D}$ (рис. 44).

Такое расположение ионов Pb^{2+} в микроклиновой структуре определяет общее направление перекрывания волновых функций электронов, участвующих в обмене атомов, т. е. взаимодействующего „комплекса” $Pb - O -$

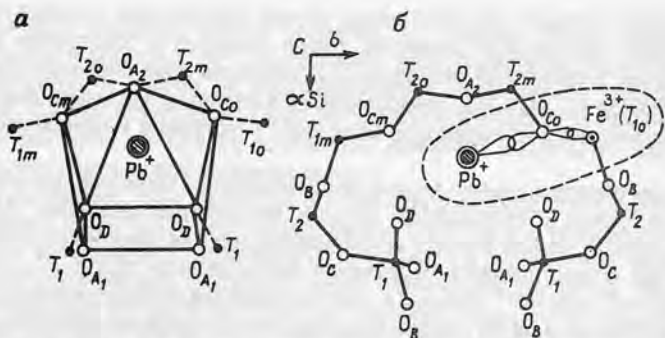


Рис. 43. Координационный полиэдр вокруг ионов Pb^{2+} (а, по данным А.С. Марфунина) и модель центра окраски (б) в amazonite; $O_A, O_{A_2}, O_B, O_C, O_{C_0}$ и т.д. — неэквивалентные ионы кислорода

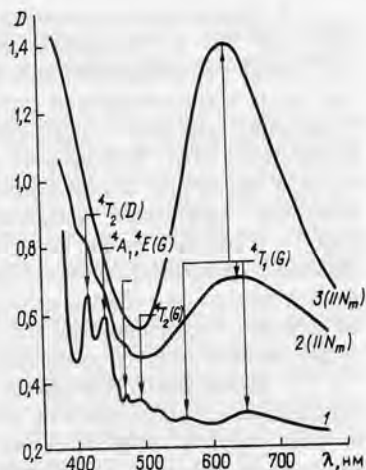
Fe^{3+} . Как видно из рис. 43, вектор дипольного момента обменно-связанных атомов ориентирован преимущественно вдоль кристаллографической оси и соответственно проекция связи $Pb - O - Fe$ на эту ось, равно как и на ось оптической индикатрисы N_g , будет наибольшей, чем и объясняется высокая интенсивность „amazonитовой“ полосы 635–650 нм в N_m -поляризации*. Вполне очевидно, что обменное взаимодействие $Pb - O - Fe^{3+}$ будет особенно эффективным, если свинец, согласно А.С. Марфунину и Л.В. Бершову, образует в структуре amazonита однозарядные ионы Pb^+ . В этом случае ион Pb^+ имеет электронную конфигурацию $6s^2 6p^1$, т.е. обладает одним электроном на валентных p -орбиталях, что способствует дополнительной делокализации электронной плотности вокруг участвующих в обмене ионов, сопровождаемой эффективным переносом электрона от одного катиона к другому через посредство лигандных орбиталей. В итоге ковалентность связи в комплексе $Pb^+ - O - Fe^{3+}$ существенно увеличивается, что способствует столь резкому возрастанию интенсивности перехода ${}^6A_1 \rightarrow {}^4T_1$ в ионах Fe^{3+} , т.е. проявлению полосы II.

Подобным же образом имеются основания утверждать, что обменное взаимодействие свинца и железа может оказаться достаточно сильным и при наличии гидроксильной группы в качестве заместителя кислорода ($Pb^+ - OH - Fe^{3+}$). Во всяком случае экспериментальные данные убедительно доказывают прямую зависимость интенсивности amazonитовой окраски от содержания структурной воды [14].

Здесь, вероятно, следует особо оговорить термин „amazonитовая“ полоса, применимый для спектров поглощения собственно amazonитов, т.е. калиевых полевых шпатов, обладающих достаточно интенсивной голубовато-зеленой окраской. Вполне возможно, что бледная зеленоватая окраска других полевых шпатов, в том числе зеленых ортоклазов и прочих „amazonитоподобных“ разновидностей калиевых полевых шпатов, а также плагиоклазов, может быть связана с другими центрами окраски, например с теми же обменно-связанными парами $Me - O - Fe^{3+}$, где в качестве „катализирующего“ иона

* Поглощение по N_g должно быть еще более высоким, чем по N_m .

Рис. 44. Оптические спектры поглощения: 1-2 – микроклина: 1 – железосодержащего, 2 – зеленого барийсодержащего; 3 – голубого амазонита; стрелками показано положение полос поглощения и дана их интерпретация – ${}^4T_1(G)$ и т. д.



участвуют иные атомы, в частности Fe^{2+} (особенно в плагиоклазах) или Ba^{2+} . В связи с этим уместно напомнить наблюдения Ф. Фрондела над зеленой окраской бариевых разновидностей ортоклаза. Спектр поглощения (N_m – поляризация) бледно-зеленого барийсодержащего (1,76% BaO) микроклина из камптонитов Приазовья, описанного в 1974 г. А. А. Вальтером и Г. К. Еременко (см. рис. 44), практически аналогичен спектру бледноокрашенного амазонита, т.е. характеризуется повышенной интенсивностью полосы перехода ${}^4A_1 \rightarrow {}^4T_1$ в ионах Fe^{3+} . Это позволяет сделать следующий вывод: многозарядные ионы тяжелых элементов (свинец и барий), входящие в структуру Fe^{3+} -содержащих полевых шпатов, оказывают существенное влияние на спектроскопические параметры тетраэдрических комплексов Fe^{3+} . Однако только образование однозарядных ионов Pb^+ (электронных центров ионов с аномальной валентностью, по классификации А. С. Марфунина и Л. В. Бершова) и, вероятно, в сочетании с гидроксидом вызывает проявление собственно амазонитовой окраски. Соответственно обменно-связанный комплекс $Pb^+ - (O, OH)^- - Fe^{3+}$ может быть классифицирован как „амазонитовый” центр окраски.

Понятно, что насыщенность окраски амазонита определяется концентрацией пар $Pb^+ - (O, OH)^- - Fe^{3+}$, т.е. даже при одинаковом структурном состоянии (степени упорядоченности) матрицы она зависит как минимум от трех переменных величин – содержания относительно нестабильных электронных центров Pb^+ , концентрации ионов Fe^{3+} в T_{10} -позициях структуры калиевого полевого шпата и содержания OH-группы. Не исключено, что образование обменно-связанных пар $Pb^+ - (O, OH)^- - Fe^{3+}$ в известной мере контролируется присутствием ионов Rb^+ , Tl . Поэтому даже при наличии рассмотренной выше „альтернативной” модели центра окраски амазонитов в каждом конкретном случае четкие корреляции между окраской и структурно-химическими особенностями изучаемых образцов представляются весьма проблематичными именно вследствие многопричинности явления амазонитизации в целом и амазонитовой окраски, в частности.

В принципе не исключено, что некоторый вклад в полосу поглощения 625–650 нм в оптических спектрах амазонитов могут вносить пары $\text{Fe}_{\text{K}}^{2+} - \text{Fe}_{\text{Al}}^{3+}$, если предположить возможность вхождения ионов Fe^{2+} в позиции калия в микроклиновой структуре. Однако, согласно А. Хофмайстеру, Г. Россману, ионы Fe^{2+} предпочтительно замещают ионы Ca^{2+} в плагиоклазах и содержание Fe^{2+} в последних возрастает с увеличением содержания аноритовой молекулы. Этими исследователями не отмечалось сколько-нибудь заметное повышение интенсивности полосы поглощения в области 16000–17000 см^{-1} (~ 600 нм) в спектрах полевых шпатов, содержащих одновременно разнозарядные ионы железа. Эти материалы и наблюдения авторов данной работы над особенностями оптического поглощения полевых шпатов не позволяют предположить, что обменно-связанные пары $\text{Fe}^{2+} - \text{Fe}^{3+}$ играют существенную роль в формировании „амазонитовых” полос поглощения.

В заключении обсуждения природы полосы поглощения 625–650 нм необходимо еще раз отметить, что во многих случаях так называемая „амазонитовая” полоса является суперпозицией двух полос поглощения, имеющих, как следует из опытов по термическому обесцвечиванию изученных образцов, различную природу. Кроме того, существенное влияние на тональность окраски амазонита оказывает комплекс коротковолновых полос поглощения, также обусловленных различными причинами, которые необходимо оценить хотя бы на данном уровне знаний о природе поглощающих центров в полевых шпатах.

Полоса III (720–740 нм) представляет собой одну из полос поглощения дырочных центров окраски. Интенсивность ее коррелируется с интенсивностью полосы I; кроме того, она отжигается в том же температурном интервале (200–300°C), что и большинство УФ-полос, по крайней мере одновременно с полосой 360–380 нм.

Вполне вероятно, что эта полоса аналогична по природе полосам с E-13500 см^{-1} (~ 740 нм) в спектрах некоторых природных санидинов и ортоклазов, где она, согласно Б. Спейту, И. Леману, связывается с центрами окраски типа O^- . Ее высокая интенсивность в оптических спектрах амазонитов может быть обусловлена повышенной концентрацией подобных центров, образующихся в результате гетеровалентного изоморфизма $\text{K}^+ \rightarrow \text{Pb}^{2+}$ и последующего образования электронных центров захвата Pb^+ . Далеко не случайно в спектрах рентгенолюминесценции амазонитов наблюдается четкая прямая корреляция полос излучения центров Pb^{2+} (~ 280 нм) и O^- (~ 480 нм; см. рис. 36).

Представляется также неоспоримым, что полоса III проявляется в амазонитах при существенном преобладании свинца над железом; при значении $\text{Pb}/\text{Fe} > 15 - 20$ она сопоставима по интенсивности с полосой обменно-связанных пар $\text{Pb}^+ - (\text{O}, \text{OH})^- - \text{Fe}$ (полосой II). Не исключено, что примесные ионы свинца, не участвующие в обменно-связанных парах в виде ионов Pb^+ , входят в локальное окружение центров O^- , способствуя поляризации s- и p-орбиталей взаимодействующих с ионами свинца кислородных ионов, перераспределению электронной плотности на них и соответственно усилению интенсивности оптических переходов $2s \rightarrow 2p$ в дырочных центрах типа O^- . Добавим, что именно в амазонитах наблюдалась максимальная концентрация центров $\text{Pb} - \text{O}^-$ или $\text{Pb} - \text{O}^- \dots$.

Следует, очевидно, прокомментировать и высказанные А. Хофмайстером и Г. Россманом [14] соображения об участии в окрашивании амазонитов ионов Pb^{2+} .

При всех возможных в структуре микроклина способах компенсации заряда при гетеровалентном изоморфизме возникновение высокозарядных ионов свинца представляется наименее вероятным. Естественно полагать, что при изоморфизме $K^{+} Pb^{2+}$ понижение энтропии системы осуществляется путем перехода ионов свинца в одновалентное состояние и, как уже отмечалось, вовлечения их в электронный обмен с ионами переходных металлов, в частности железа.

Отметим также, что выявленные Е. В. Касьяненко и другими по данным ЭПР-исследований ионы Pb^{3+} в некоторых природных образцах розового кальцита компенсируются образованием соответствующих электронных центров $CO_3^{\cdot-}$; именно эти центры, а не ионы Pb^{3+} , вызывают полосу поглощения 500 нм в оптических спектрах таких образцов и соответственно розовую окраску последних, полностью исчезающую при нагревании кальцитов до $150^{\circ}C$.

Полоса I ($\sim 360 - 380$ нм) не всегда индивидуализирована в оптических спектрах амазонитов; она отмечается лишь в относительно прозрачных, не претерпевших последующих изменений образцах. Для подавляющего большинства амазонитов в оптических спектрах в интервале длин волн < 400 нм фиксируется сплошное коротковолновое поглощение, связанное во многих случаях с присутствием механической (фазы) примеси оксидов и гидроксидов железа, являющихся продуктами распада твердого раствора $KAlSi_3O_8 - KFeSi_3O_8$.

В „чистом” виде аналогичная полоса ~ 360 нм ($27\,500\text{ см}^{-1}$) наблюдалась в спектрах природных и искусственно окрашенных рентгеновским облучением санидинов, имеющих дымчатую окраску [16]. Детальное исследование ориентационной и температурной зависимости этой полосы, а также фотопроводимости, ЭПР и люминесценции дымчатых санидинов позволило связать интенсивную полосу поглощения 360 нм с дырочным центром, представленным локализованной на двух эквивалентных ионах кислорода дыркой в кластере из трех ионов алюминия (тетраздры $T_1 - T_2 - T_1$).

Ориентационная и температурная зависимость полосы I в изученных оптических спектрах амазонитов позволяют предполагать, что некоторый вклад в ее появление один из переходов в дырочных центрах — типа $O^-(Al - O^- - Al)$.

Нельзя не упомянуть также об интенсивной полосе поглощения ~ 380 нм, отмечавшейся в оптических спектрах некоторых прозрачных ювелирных разновидностей железосодержащих полевых шпатов — ортоклаза, санидина, олигоклаза, андезина и лабрадора [14]. Это полоса приписана переходу ${}^6A_1(S) - {}^4E(D)$ в тетраэдрически координированных ионах Fe^{3+} и сопровождается менее интенсивными полосами 420, 445, 550 нм, связанными с другими переходами в ионах Fe^{3+} , в совокупности вызывающими желтую окраску полевых шпатов. Как уже отмечалось, некоторые из этих полос проявляются в оптических спектрах амазонитов только после нагревания последних до $400-500^{\circ}C$, т.е. после термического разрушения обменно-связанных пар $Fe^{3+} - Pb^{2+}$.

Таким образом, полоса I также неэлементарна — в ее формировании участвуют тонкодисперсные оксиды и гидроксиды железа, а также дырочные центры типа $O^-(Al - O^- - Al)$ и центры типа $Fe^{3+}O_4$.

В связи с предполагаемыми моделями центров окраски в амазонитах рассмотрим в заключение процессы термообесцвечивания и частичного радиационного восстановления окраски.

Одним из компонентов обменно-связанного хромофорного комплекса является электронный центр Pb^{2+} , термически устойчивый примерно до $500^{\circ}C$. Его ионизация в интервале температур $400-500^{\circ}C$ приводит к переходу иона свинца в двухвалентное состояние и соответственно к изменению характера связей в комплексе $Pb^{2+} - (O, OH) - Fe^{3+}$, т. е. к уменьшению степени гибридизации орбиталей атомов кислорода и железа и, как следствие, — к резкому уменьшению интенсивности „амазонитовой” полосы поглощения. Вполне возможно, что при этих температурах некоторое количество ионов Pb^{2+} смещаясь из первоначальных положений и диффундирует к иным дефектным элементам структуры (катионным вакансиям, например) а это вызывает необратимое разрушение определенной части обменно-связанных комплексов.

При последующем искусственном радиационном воздействии на амазонит в его структуре возникают различные центры окраски, прежде всего типа O^{\cdot} , обуславливающие поглощение практически во всем видимом диапазоне спектра (см. рис. 32). В частности, в спектрах облученных образцов (особенно голубых амазонитов) достаточно отчетливо выражена полоса в области 540 нм (18000 см^{-1}), обнаруженная в спектрах дымчатых санидинов с природной или усиленной рентгеновским облучением окраской [16]. Одновременно резко возрастает поглощение образцов в диапазоне $800-700 \text{ нм}$; очевидно, что оставшиеся в прежних позициях ионы Pb^{2+} захватывают электроны с образованием центров Pb^+ и восстановлением электронного состояния обменно-связанных комплексов, предопределяющих появление „амазонитовой” полосы поглощения.

При этом интересно отметить, что процесс формирования обменно-связанных пар, а скорее всего, одного из компонентов пары — ионы Pb^+ — в различных образцах может осуществляться по-разному. Так, в зеленых амазонитах с высоким содержанием примеси свинца и четко выраженной полосой поглощения $720-740 \text{ нм}$ после облучения в основном возникают дырочные центры типа O^{\cdot} , в том числе центры $Pb - O^{\cdot}$; после прогрева облученных образцов до $200^{\circ}C$ в их спектрах доминирует полоса поглощения 720 нм (см. рис. 32). При дальнейшем прогреве до $300^{\circ}C$ центры $Pb - O^{\cdot}$ разрушаются с образованием электронных центров захвата Pb^+ , вступающих в обменное взаимодействие с ионами Fe^{3+} , что проявляется в возрастании интенсивности полосы поглощения пар $Pb^+ - Fe^{3+}$ в области $600-650 \text{ нм}$. В голубых амазонитах, где содержания примесей свинца и железа вполне сопоставимы, процесс формирования центров Pb^+ и соответственно пар $Pb^+ - Fe^{3+}$ идет непосредственно при рентгеновском или γ -облучении.

Рассмотренная модель центра окраски удовлетворительно объясняет потерю амазонитом способности к восстановлению окраски после его высокотемпературного ($> 800^{\circ}C$) отжига. Очевидно, что при этих температурах происходят необратимая диффузия ионов Pb^{2+} из первоначальных позиций и полное разрушение обменно-связанных комплексов.

Итак, резюмируя все изложенное, можно предложить, что существуют модели центров окраски амазонита (в порядке уменьшения их значения):

- 1) $Pb^+ - (O, OH)^- - Fe^{3+}$ — обменно-связанный комплекс (полоса II);

2) $O^- - Pb^+$ – дырочный центр на кислороде, связанный с электронным центром на ионе свинца (полоса II);

3) $Fe_2O_3(Fe_2O_3 \cdot nH_2O)$ – тонкодисперсные оксиды (гидроксиды) железа (полоса I);

4) $Al - O^- - Al$ – дырочный центр на кислороде, связанный с „примесным” алюминием (полоса I);

5) Fe_3^{4+} или $Fe_3^+O_4$ – тетраэдрически координированный кислородом ион трехвалентного железа (полоса I).

5.2. ГЕНЕЗИС АМАЗОНИТА

А.Е. Ферсман одним из первых высказал ряд оригинальных суждений о генезисе амазонита [12]. Прежде всего он обратил внимание на специфику геологических условий нахождения этого минерала в известных тогда месторождениях, указав на „весьма частое проявление амазонита в силицированных пегматитах, связанных с нефелиновыми сиенитами, если не непосредственно генетически, то во всяком случае пространственно, однако, несомненно, имеются месторождения амазонита, абсолютно независимые от щелочных магм” [12, с. 32]. В предложенной им классификации пегматитов, учитывающей и все известные к тому времени находки амазонита, последний отмечался в связи со следующими типами пегматитов: 1) обычными и церовыми; 2) с редкими землями; 3) бор-фтористыми (мусковитовыми); 4) фтор-бериллиевыми. По мнению А.Е. Ферсмана, амазонит свободно кристаллизуется из расплава в относительно поздние геофазы пегматитового процесса, но начало его формирования относится к более ранней и высокотемпературной геофазе – возникновению письменного гранита.

Несколько позже новые представления о генезисе амазонита развил А. Н. Заварицкий: „Амазонит образовался путем изменения и превращения в амазонит микроклина, не обладавшего раньше зеленой окраской” [5, с. 32]. Такой процесс, названный А. Н. Заварицким амазонитизацией, проявлялся, по его наблюдениям, в пегматитах после альбитизации и окварцевания (см. гл. 1).

Две указанные точки зрения на генезис амазонита по существу не изменились и после обнаружения новых генетических типов амазонитосодержащих пород – гранитов, гидротермальных жил, онгонитов и др. Вместе с тем появилось новое толкование понятия „амазонитизация” как синонима поздней микроклинизации, т. е. метасоматического отложения микроклин-амазонита (А. А. Беус и др.)

По-видимому, первые представления о кислотно-щелочных условиях формирования амазонита в гранитах были изложены в 1957 г. Н. Л. Пламеновской, считавшей наличие амазонитовых гранитов свидетельством кислого характера рудообразующих растворов в период амазонитизации, являвшейся, по ее мнению, завершающим звеном в постмагматических процессах.

Противоположное заключение о характере раствора, вызывающих вторичное амазонитовое окрашивание микроклина, – их щелочности – было сделано Л. Г. Фельдманом с соавторами [1]. В предложенной ими последовательности послемагматических процессов амазонитизации, проходившей при тем-

пературах 250–300°C, также отводилась заключительная роль вслед за альбитизацией, грейзенизацией и сопряженным с ними оруденением. Кроме того, этими авторами была отмечена возможность прямой кристаллизацииamazonита из растворов в процессе формирования гидротермальных кварц-amazonитовых жил.

Рассмотренные основные гипотезы о генезисе amazonита свидетельствуют о весьма нечетких и противоречивых представлениях по данному вопросу. В связи с этим авторы сочли необходимым упорядочить имеющиеся и высказать свои взгляды на особенности происхождения этого минерала, отметив, что для обсуждения генетических аспектов amazonитовой проблемы требуются не только геолого-минералогические наблюдения (без них генетические построения вообще теряют всякий смысл), но и обширные материалы по экспериментальному изучению конституции и свойств amazonита.

Авторы предлагают рассматривать генезис amazonита в такой последовательности:

1) общие геологические условия нахождения этого минерала, позволяющие судить о некоторых особенностях его образования (формационные типы и подтипы гранитоидов, типы amazonитосодержащих парагенезисов, пространственно-временные соотношения с другими магматическими и постмагматическими процессами);

2) способы формирования калиевого полевого шпата со специфическими конституционными особенностями – набором примесей, создающих предцентры и центры amazonитовой окраски, и определенным структурным составом, благоприятствующим ее проявлению;

3) генезис самой окраски amazonита – время, способы и условия ее развития.

Только после рассмотрения этих вопросов можно говорить об особенностях образования amazonита, а далее на этой основе высказывать суждения о поисково-оценочном значении amazonитового полевого шпата.

Охарактеризуем главные особенности геологической позиции и эволюции amazonита.

1. Существует два максимума проявления amazonита в природе – щелочнолейкогранитовый и щелочногранитно-пегматитовый. В первом случае намечается вполне отчетливое возрастание степени развития процесса amazonитизации от ранних фаз гранитов к поздним с максимумом в пегматитах (штокшайдерах), локализующихся в апикальной эндоконтактной части массивов. Amazonитосодержащими оказываются далеко не все массивы этого формационного типа, а только какая-то часть принадлежащих к существенно щелочным разновидностям и преимущественно относительно молодых и малоглубинных. Среди пегматитов щелочногранитовой формации (Западные Кейвы) максимум amazonитизации можно наблюдать на некотором оптимальном удалении жильных тел от массивов материнских гранитов, а затухание ее происходит как в сторону повышения щелочности среды (в направлении к массивам гранитов), так и в противоположную сторону усиления роли кислотных парагенезисов. При этом в пределах отдельных жильных тел amazonитизация нарастает по мере продвижения к их осевым и нижним (калиевым) частям. Кроме того, намечается усиление ее степени с увеличением возраста пегматитов этого типа.

2. Амазонитизация – эволюционный процесс, состоящий из трех стадий. Первая из них – преамазонитовая (подготовительная) – служит необходимым звеном для развития всего последующего процесса. Следующая – собственно амазонитовая стадия голубого окрашивания – сменяется затем стадией зеленого амазонитового окрашивания. Все три стадии либо могут перекрываться и проявляться совместно в ограниченном объеме отдельных жильных тел (Западные Кейвы), либо, как, например, в гранитах и их производных, разделяться в пространстве. Однако чаще всего процесс амазонитообразования* представлен какой-либо одной из отмеченных стадий – голубой в Ильменских горах, зеленой на месторождении Брокен-Хилл. В наиболее полно проявленном виде собственно амазонитовые стадии отмечены в одной из жил Западно-Кейвского пегматитового поля.

3. Для каждой из выделенных стадий амазонитообразования характерны вполне определенные минеральные парагенезисы. В пегматитах щелочногранитовой формации на первой стадии кроме главных породообразующих минералов – кварца, кислых плагиоклазов, биотита, микроклин-пертитов обычных окрасок – формируются в основном минералы, но содержащие большого количества летучих компонентов или вообще без них, но зато с высокими концентрациями титана, железа, редких земель цериевой группы (ильмент, сфен, магнетит, циркон, чевкинит, абукумалит и др.). На второй (голубой) стадии отмечается появление новых, но по-прежнему „сухих“ акцессорных минералов (гадолинит, фергусонит, колумбит, касситерит), завершающееся затем накоплением ряда минералов с летучими компонентами, главным образом с гидроксильной группой (биотит, циннвальдит, топаз, турмалин и др.). На заключительной третьей амазонитовой (зеленой) стадии и после нее здесь наряду с гидроксилсодержащими минералами заметную роль начинают играть фтор-, свинец-, иттрий-, и серосодержащие акцессорные минералы (циннвальдит, топаз, флюорит, гентгельвин, плюмбомикролит, галенит и др.).

В гранитах субщелочнолейкогранитовой формации при переходе от начальной к заключительной стадии амазонитообразования наблюдается еще более отчетливая эволюция состава слюд (от железо-магниевого к существенно литиевому – от биотита к циннвальдиту и лепидолиту), значительное накопление фторсодержащих минералов (сначала топаза, а затем и флюорита), увеличение концентраций акцессорных минералов с летучими компонентами (от колумбит-танталита к пироклор-микролиту).

4. Каждой из указанных выше стадий амазонитообразования отвечают свои стадии эволюции пертитов: преамазонитовой – начальная сегрегация, первой амазонитовой – наиболее полная сегрегация и второй амазонитовой – депертитизация.

5. Анализ соотношения химических элементов в калиевых полевых шпатах и амазонитах разных стадий окрашивания свидетельствует о несомненном выносе одних элементов (натрий), привносе других (калий, рубидий, цезий, свинец) и неотчетливой тенденции – более близкой к выносу – для треть-

* Амазонитообразование – обобщение понятие для обозначения разных способов формирования амазонита, в том числе амазонитизации – вторичного окрашивания.

их (железо, кремний). Расчет баланса выносимых и привносимых элементов на каждой из этих стадий позволяет заключить, что преамазонитовая стадия должна характеризоваться формированием калиевого полевого шпата с незаполненной катионной (катион-дефицитной) подрешеткой за счет преобладания выносимого натрия над привносимыми калием и другими щелочными катионами. Сохранение электронейтральности решетки возможно путем зарядовой компенсации (по всей вероятности, за счет кислорода — путем создания его дырочных центров или замещения гидроксидом и фтором).

6. Исходя из парагенезисов и особенностей химизма амазонитов, можно наметить такую последовательность режима кислотности—щелочности применительно к амазонитообразованию: ранняя умеренно кислотная стадия (преамазонитовая) — ранняя щелочная (голубая амазонитовая) — кислотная (межамазонитовая) — поздняя щелочная (зеленая амазонитовая) — поздняя кислотная (постамазонитовая). Иными словами, в сложных телах пегматитов и гранитов можно выделить две стадии амазонитообразования (и тесно связанной с ним альбитизации) и три кислотного выщелачивания (в частности, грейзенизации). Отсюда становится ясной возможность многостадийного формирования рудных (редкометалльных, редкоземельных и др.) минералов, сопряженных с различными стадиями кислотности—щелочности, в том числе фиксируемыми по амазонитообразованию.

7. Известны и не подвергаются сомнению следующие условия образования амазонита: а) магматические (онгониты, собственно граниты и жильные гранит-аплиты); б) постмагматические (штокшайдеры и осевые зоны пегматитов; возможно, некоторые кристаллы в массивах гранитов и телах метасоматитов, поздние гидротермалиты).

Верхний температурный предел образования данного минерала (онгонитовые вкрапленники) составляют около 650°C, нижний (гидротермалиты) — 250°C. Соответственно можно выделить следующие способы его формирования: свободная кристаллизация из расплавов (в онгонитах, гранитах) и растворов (в занорышах пегматитов и гидротермалитах); перекристаллизация (в гранитах, штокшайдерах, некоторых пегматитах); метасоматическое развитие бластокристаллов в гранитах и метасоматитах; ионно-метасоматическое замещение (вторичное окрашивание, по А. Н. Заварицкому).

8. Амазонитовая окраска может быть первичной (кристаллизационной) или вторичной (посткристаллизационной).

Перейдем к изложению представлений авторов о генезисе амазонита, имея в виду в первую очередь два основных варианта его образования: пегматитовый (вторичное ионно-метасоматическое окрашивание) и онгонит-гранит-гидротермалитовый (свободная кристаллизация). Вначале остановимся на первом из них.

Исходными для амазонита в пегматитах являются калиевые полевые шпаты из графической, апографической или блоковых зон. Необходимой предпосылкой для наиболее полного проявления в них амазонитизации следует считать достаточно полную перекристаллизацию с широким распространением блоковых калишпатовых и кварцевых зон и исчезновением графических и апографических. При этом чаще возникают калиевые полевые шпаты обычных окрасок с пертитами различной стадии сегрегации. Такие окраски связаны с самостоятельной фазой оксидов и гидроксидов железа, сформировавшихся

ся при распаде калиево-натриевого (со структурным железом) полевого шпата в относительно окислительной среде. Эти калиевые полевые шпаты на ранней умеренно кислотной стадии, к которой относятся блоковый кварц и биотит осевых зон, претерпевают декатионизацию (в основном вынос натрия, не компенсируемый в полной мере привнесом калия и других щелочей). Процесс привноса – выноса щелочей мог происходить только при условии активного участия летучих и в первую очередь гидроксильных групп. Последние, замещая кислород, способствуют сохранению электронной структуры решетки полевого шпата (то же самое возможно при образовании дырочных центров на кислороде). Именно в этом проявляется существо преамазонитовой стадии изменения калиевого полевого шпата.

Следующая, собственно амазонитовая, стадия окрашивания четко фиксируется уже не только по выносу натрия из микроклина (с одновременным развитием альбита), но и по отчетливому привносу калия, рубидия, цезия и свинца. При этом скорость накопления калия чаще всего наименьшая, свинца – во многих случаях наибольшая, а редких щелочей – промежуточная. Для данной стадии устанавливаются следующие схемы скорости накопления указанных элементов: $Pb > Cs > Rb > K$ (Западные Кейвы); $Pb > Rb > Cs > K$ (Ильменские горы, копь 70); $Rb > Cs > Pb > K$ (там же, копь 77). Эти данные свидетельствуют о постепенном нарастании щелочности среды формирования голубого амазонита. Отметим также усиление на этой стадии значимости гидроксильных групп, которые переносят щелочные и другие редкие металлы (бериллий, ниобий, тантал, олово) и принимают участие в строении обменно-связанных комплексов $Pb^{2+} - (O, OH)^- - Fe^{3+}$ (центров голубой окраски – см. гл. 4). Они же играют катализирующую роль в явлении $Si - Al - Fe$ -упорядочения, способствующем сближению и связыванию в комплексы атомов свинца и железа. Укажем еще на то, что эта стадия генетически тесно связана с поздней наиболее интенсивно проявленной сегрегацией пертитовых вростков, поэтому самые интенсивные голубые окраски наблюдаются в крупнопертитовых разностях амазонитового калиевого полевого шпата.

В соответствии с предлагаемой схемой эволюции амазонитообразования следующая стадия – кислотная (грейзеновая). В эту стадию ранее возникший амазонит может либо вообще не сохраниться как калиевый полевой шпат в результате гидролиза и выщелачивания, сопровождающегося развитием полостей, либо в той или иной степени утратить окраску (явление деамазонитизации) за счет частичного разрушения центров голубой окраски и возможного выноса (декатионизации) не только натрия, но также калия и железа. При этом формируется типичный парагенезис акцессорных грейзеновых минералов – топаз, берилл, турмалин, литий-железистые слюды и др.

При дальнейшем падении температуры и изменения режима кислотности-щелочности осуществляется и переход к следующей стадии амазонитообразования (поздней щелочной), характеризующейся появлением центров зеленой окраски ($O^- - Pb^{2+}$). Наиболее яркий признак таких амазонитов, кроме зеленой окраски, отчетливая депертитизация калиевого полевого шпата, свидетельствующая о явном выносе натрия, который входит в состав альбита II. Вынос натрия (и частично железа) сопровождается еще более сильным, чем на первой стадии амазонитообразования, обогащением микроклин-амазонита прежде всего свинцом, а затем другими элементами по схемам: сначала – $Pb > Rb > K > Cs$, затем $Pb \geq Cs > Rb > K$. Этот процесс сопровождается также

некоторыми Si – Al-разупорядочением и одновременным изменением катионной упорядоченности. Для описываемой стадии весьма типичны восстановительные условия среды минералообразования, фиксируемые по преобразованию Pb^{2+} в Pb^+ , резкому возрастанию соотношения Fe^{2+}/Fe^{3+} , появлению типичных ассоциаций сульфидов и самородных элементов. Такой характер среды с высокой активностью редких щелочей, свинца, летучих элементов (преимущественно фтора) подтверждается и экспериментами К. К. Матвеева, В. Н. Флоровской и других по извлечению углеводов из амазонитов, а также данным Л. Н. Когарко о накоплении углеводов в низкотемпературной газовой фазе.

Стабильность возникающих на этой стадии центров $O^- - Pb^+$ объясняется не только наличием гидроксильных групп, играющих существенную роль на первой стадии амазонитообразования, но и появлением фтора (структурная позиция которого пока не ясна). Можно предположить, что если даже этот элемент и не входит в состав центров зеленой окраски, то по крайней мере способствует их появлению (привнос необходимых элементов) и сохранению (созданию восстановительного режима). Следует добавить, что на этой же стадии амазонитового окрашивания отмечаются относительно повышенные концентрации радиоактивных элементов – тория, урана, рубидия и калия – и, как следствие, соответствующих радиоактивных изотопов – свинца, стронция и кальция. Вероятно, при радиоактивном распаде могут возникать дополнительные предцентровые ионы свинца, а также электронно-дырочные центры, которые могут принимать участие в формировании центров окраски.

Самая последняя низкотемпературная стадия – кислотная – проявляется в развитии следующего парагенезиса минералов: флюорит (иттрофлюорит), алюмофториды, сульфиды (галенит), комплекс существенно иттриевых редкоземельных аксессуариев (кейвиит, вюнцпахтит и др.), самородные элементы (висмут, сурьма). На этой стадии образуются мелкие полости выщелачивания за счет разрушения альбита или зеленого амазонита, заполненные самым поздним парагенезисом минералов (тонкодисперсными глинистыми минералами с гидроксидами железа), а поздний серый кварц представлен скелетными метакристаллами (Западные Кейвы)*.

Приведенная схема генезиса амазонита в пегматитах щелочногранитовой формации – обобщенная и предполагает преимущественное формирование амазонита путем вторичного окрашивания. Это не исключает, однако, возможности, другого способа образования амазонита – путем свободной кристаллизации в полостях, которые возникают в ту или иную стадию кислотного выщелачивания. В таких полостях соответственно могут наблюдаться кристаллы с первичной амазонитовой окраской разных тонов – от голубой до грязно-зеленой. При этом возможны самые разные случаи взаимного распределения окрашенных и неокрашенных зон и секторов с амазонитовой и неамазонитовой окрасками (см. раздел 4.1).

* Пятистадийное формирование амазонита (три кислотных и две щелочных стадии), предложенное одним из авторов (А.Я. Вохменцев), не отвечает традиционному представлению о трех-четырёхстадийном режиме кислотности – щелочности постмагматических процессов и не разделяется некоторыми авторами данной книги.

Следует акцентировать внимание на том, что эволюция амазонитообразования чаще всего не выражена в полном виде со всеми вышеперечисленными стадиями, а может начаться и оборваться на любой из них. В полном виде эволюцию можно наблюдать в пегматитах Западных Кейв, тогда как в Ильменских горах амазонитообразование закончилось на первой голубой стадии, а на месторождении Брокен-Хилл получила распространение, очевидно, только последняя – зеленая – стадия амазонитового окрашивания.

Переходя к рассмотрению генезиса амазонита в гранитах, необходимо прежде всего отметить принципиальное сходство эволюции амазонитообразования и в пегматитах, и в гранитных массивах. В последних в той же последовательности, что и в пегматитах, проявляются как минимум две щелочные стадии амазонитообразования с разделяющей их стадией кислотного выщелачивания. В конкретных геологических ситуациях могут быть развиты, как и в пегматитах, не все стадии. Соответственно выделяемым стадиям нетрудно увидеть общие черты парагенезиса минералов и эволюции их химизма. Так, различают две генерации альбита в ассоциации с разноокрашенными амазонитами, отмечается отчетливое изменение состава и свойств слюд от ранних биотитов к поздним лепидолитам, а также усиление роли фтора по нарастающему количеству топаза, к которому затем добавляются флюорит и богатые фтором слюды.

Визуально наблюдаемое различие амазонитов связано с различным характером дифференциации гранитов и их производных, с одной стороны, и пегматитов – с другой. Ранние порции гранитного расплава могут продуцировать жильные отщепления в виде онгонитовых даек, становление которых происходит в приповерхностных условиях и в которых иногда встречаются амазонитовые вкрапленники. Первые порции собственного гранитового расплава формируются уже на глубинах в несколько километров. Гранитные фазы здесь могут содержать амазонит голубоватых окрасок. Поздние альбититовые и, возможно, пегматоидные образования вмещают зеленые и голубовато-зеленые амазониты, а самые поздние зеленые разности калиевого полевого шпата присущи в основном гидротермалитам, расположенным в надынтрusionных зонах.

В пегматитах, как уже отмечалось, поздние зеленые разности амазонитов характерны для нижних килевых частей жил, а ранние голубоватые – для верхних и призальбандовых участков. Более интенсивные окраски амазонитов в пегматитах (при условии достаточно полно проявленной амазонитизации) объясняются большей концентрацией центров окраски в калиевых полевых шпатах из этих пород, тогда как в гранитах и их производных, „развернутых” в большем пространстве (объеме), вероятно, такая концентрация амазонитовых центров не достигается, поэтому и интенсивность окраски здесь существенно ниже. Точно так же можно объяснить и различную концентрацию рудных минералов, поскольку развитие амазонитовых центров и отложение рудных минералов связано с одними и теми же растворами.

Наконец, еще раз подчеркнем, что в онгонитах, большей части собственного гранитовых пород, гранит-аплитах и гидротермалитах ведущую роль авторы отводят свободной кристаллизации амазонита, при этом не исключая полностью роли перекристаллизации и метасоматоза (например, в гигантозернистых гранит-пегматитах и зонах метасоматитов).

Заключая обсуждение генезиса, коснемся кратко вопроса о соотношениях амазонитообразования с другими важными стадиями породо- (альбитизация, грейзенизация) и рудообразования. Необходимо упомянуть, что в литературе существуют весьма противоречивые оценки пространственно-временных соотношений этих явлений. Назовем крайние представления из известных: амазонитизация – самое раннее постмагматическое изменение калиевого полевого шпата, предшествующее разным стадиям альбитизации и оруденения в пегматитах (по А. Я. Лунцу); амазонитизация – самый поздний постмагматический процесс изменения калиевых полевых шпатов в гранитах, наложенный на предшествующие стадии альбитизации, грейзенизации и сопряженного с ними оруденения (по Л. Г. Фельдману и др.).

Подобные представления о месте, времени и соответственно значении амазонитизации представляются недостаточно обоснованными и в значительной степени упрощенными, не учитывающими стадийности амазонитообразования. С точки зрения авторов, необходим дифференцированный подход к амазониту в связи с сопутствующими ему явлениями формирования альбита, грейзеновыми парагенезисами и рудной минерализацией. Такой подход предусматривает следующее: 1) сингенетичность и пространственную связь голубого амазонита с ранним альбитом, а зеленого – с поздним; при этом надо иметь в виду, что максимумы проявления этих процессов разнесены в пространстве; 2) различное пространственное размещение неодинаково окрашенных амазонитов в телах пегматитов и гранитов, а также в пределах жильных полей; 3) взаимоисключающую роль грейзенизации (и вообще кислотных процессов) и амазонитообразования: интенсивное развитие кислотных парагенезисов разрушает либо центры окраски в ранее существовавших амазонитах, либо целиком этот минерал, извлекая часть летучих компонентов на создание грейзеновых минералов; 4) необходимость рассмотрения взаимосвязей эволюции рудогенеза с предлагаемой стадийностью амазонитообразования; 5) разные пространственно-временные взаимоотношения рудных минералов и амазонитов ранних и поздних стадий.

Проиллюстрируем сказанное несколькими примерами. В щелочногранитных пегматитах Западных Кейв наиболее интенсивная грейзенизация (а чаще окварцевание) отмечается в жильных телах ближнего экзоконтакта, тогда как максимум амазонитизации приходится на пегматиты, тяготеющие в целом к периферии полей; некоторое промежуточное положение занимают пегматитовые жилы с максимальным проявлением акцессорных рудных минералов несколько иного состава: бериллиевых, существенно танталовых и иттриевых. Весьма характерно, что ранние рудные минералы (гадолинит) чаще ассоциируют с голубыми амазонитами, а ниобий-танталовые (манганоколумбит, плюмбомикролит), частично иттриевые (ксенотим, кейвиит, кайсикхит и др.) и сульфидные (галенит) – с поздними зелеными. Однако основная масса редкоземельного оруденения связана с постамазонитовой кислотной стадией, где индикаторным минералом, по А. В. Волошину, Я. А. Пахомовскому, является иттрофлюорит. Подчеркнем еще раз, что максимумы амазонито- и рудообразования пространственно не совпадают, в связи с чем типичные амазонитовые пегматиты следует рассматривать как месторождения камнесамоцветного сырья.

В амазонитсодержащих гранитах Забайкалья и МНР, точно так же как

и в пегматитах, максимумы амазонитопоявления пространственно не совпадают с максимумами развития альбитизации и грейзенизации. В типичных альбититах верхних частей массивов амазонит (обычно голубовато-зеленый) редок или практически не встречается. Грейзенам надынtrizивной зоны и гидротермалитам амазонит в целом также не свойствен, если он есть, то имеет чаще зеленые оттенки окраски. Для этих существенно альбитовых пород характерно наиболее интенсивное оруденение тантал-ниобиевого характера (танталит, микролит) с максимальным Ta/Nb-отношением. С грейзенами связано в основном оловянное оруденение (касситерит). В альбит-амазонитовых гранитах, где амазонит распространен наиболее широко (окраска его чаще голубая, голубовато-зеленая), оруденение представлено главным образом промежуточными членами ряда (разновидностями) пироклор-микролита и колумбит-танталита, которые по Ta/Nb-отношению и валовому количеству несколько уступают тому, что характерно для альбититов. Самые ранние бледно-голубые и частично окрашенные амазониты наблюдаются обычно в относительно глубоких и ранних фазах амазонитовых гранитов, с которыми ассоциирует убогое существенно ниобиевое (колумбит) оруденение.

Наконец, упомянем классические примеры оловоносных гранитов Рудных гор, Корнуолла и Франции, в которых амазонит либо крайне редко (эпизодически) встречается, либо вообще отсутствует. С другой стороны, известны не менее яркие представители гранитов Казахстана с массовой и интенсивно проявленной амазонитовой окраской, в которых отмечается весьма бедное, разубоженное по всему объему гранитного тела Ta-Nb-оруденение. В таких случаях амазонитовый гранит представляет промышленный интерес в качестве красивого облицовочного строительного материала.

Глава 6

ЗНАЧЕНИЕ АМАЗОНИТА

6.1. ТИПОМОРФИЗМ АМАЗОНИТА И ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ РЕШЕНИИ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ ЗАДАЧ

В последние годы типоморфизм минералов широко и эффективно используется при прогнозировании, поисках и оценке месторождений полезных ископаемых. Особую роль при решении этих задач играют достаточно широко развитые или сквозные минералы, изучение типоморфных особенностей которых позволяет получать уникальную информацию генетического и поисково-оценочного характера. К числу таких минералов должен быть отнесен и амазонит. Его довольно значительная распространенность в различных генетических и формационных типах гранитоидных пород, легкая диагностика, образование на определенных стадиях минералогенезиса и, как следствие, четкие типоморфные признаки – все это позволяет считать данный минерал весьма информативным и полезным при детальном изучении ряда геологических вопросов и решении поисково-разведочных задач.

Как уже подчеркивалось в гл. 3, в главных формационных и генетических типах амазонитсодержащих пород выявляются вполне определенные

типоморфные парагенезисы породообразующих (иногда второстепенных) и акцессорных минералов.

В гранитоидах субщелочнолейкогранитовой формации такой типоморфной ассоциацией следует считать среди породообразующих минералов кварц, микроклин (в том числе амазонит), альбит, литиевые слюды, а среди акцессорных – топаз, флюорит, колумбит-танталит, пироклор-микролит, касситерит и монацит. В более поздних по времени формирования генетических типах пород этой формации – грейзенах, альбититах, кварц-амазонитовых жилах – сохраняется тот же парагенезис породообразующих минералов, а среди акцессорных появляются свинецсодержащие – плюмбопироклор, галенит.

По конкретным парагенезисам второстепенных и акцессорных минералов устанавливается различная специфика выделяемых Ю. Б. Мариным подтипов субщелочнолейкогранитовой формации. Для массивов грейзеново-альбитового подтипа характерен значительный масштаб оруденения с широким развитием топаза, танталита, микролита, Та-касситерита и др. Практически безрудные интрузивы амазонит-гранитового подтипа отличаются несколько иным видовым набором слюд (протолитионит, циннвальдит, мусковит), значительным распространением колумбита, касситерита, флюорита, торита, циркона, турмалина.

Все указанные минеральные ассоциации в наиболее полно проявленном виде фиксируются преимущественно в апикальных и верхних частях гранитных массивов, и потому их обнаружение указывает на невысокий уровень эрозионного среза интрузивов.

Такая же породообразующая ассоциация свойственна пегматитам этого формационного типа. Из акцессорных минералов в этих породах наряду с отмеченными для гранитов наблюдаются весьма специфичные для них полихромные берилл и турмалин (часто тсилаизит), манганопатит, обогащенные марганцем гранаты (пиральспиты).

В онгонитовых породах в целом выдерживается тот же ведущий типоморфный парагенезис, однако литиевые слюды и топаз развиты в этих образованиях в меньшей степени, чем в гранитах. Типоморфный парагенезис акцессорных минералов представлен в онгонитах флюоритом, гранатом, цирконом, колумбит-танталитом, касситеритом.

В метасоматитах и пегматитах аляскитовой и щелочногранитовой формаций литиевые слюды, как правило, отсутствуют. Для производных первой из этих формаций наиболее типичны мусковит и биотит, а в щелочногранитовой чаще встречается биотит, обычно ассоциирующий со щелочными темноцветными минералами. В метасоматитах последней иногда отмечаются также галенит, ганит, виллемит, гентгельвин, криолит. По составу акцессорных минералов метасоматиты аляскитовой формации несколько отличаются от амазонитсодержащих пород других формаций. Для них характерны колумбит, шерл, флюорит, иногда берилл. В более древних и глубоких пегматитах данной формации типоморфной ассоциацией акцессорных минералов является мусковит-берилловая с флюоритом и уранинитом, а в молодых и менее глубоких – мусковит-берилл-топазовая с торитом и флюоритом.

В пегматитах щелочногранитовой формации типоморфный парагенезис акцессорных минералов довольно существенно изменяется внутри формации (от ранних ее членов к поздним): от преобладающего редкоземельного с под-

чинным развитием редкометального до обратного соотношения между ними (см. гл. 2).

Типоморфные признаки минералов-спутников (в частности, их окраски и некоторые особенности химического состава) уже обсуждалось (см. гл. 3). В этом разделе подчеркнем то, что в породах всех формаций отличительной чертой таких минералов является обогащение их танталом, причем накопление этого элемента фиксируется в поздних генерациях минералов и происходит параллельно с усилением степени амазонитизации калиевых полевых шпатов. Аналогичным образом накапливаются редкие щелочные элементы – наивысшие их содержания в образованиях каждой формации устанавливаются преимущественно в самых поздних амазонитсодержащих парагенезисах (в основном в калиевых полевых шпатах и литиевых слюдах). При этом часто отмечается также обогащение флюорита редкими землями иттриевой группы (вплоть до появления иттрофлюорита), граната и турмалина – марганцем, цирконом – гафнием.

Обобщение и анализ многочисленных данных по геологической позиции амазонита [7] позволяют считать этот минерал своеобразным индикатором ареалов нахождения производных указанных выше редкометаллоносных формаций. Среди них наибольшим распространением пользуются амазонитсодержащие породы субщелочнолейкогранитовой и щелочногранитовой формации, при этом развития первых следует ожидать в более молодых и менее глубинных областях, а вторых – в более древних и глубинных. Иными словами, обнаружение амазонита в той или иной парагенетической ассоциации дает возможность устанавливать формационную принадлежность конкретных гранитных массивов и пегматитовых жильных тел. В подавляющем большинстве случаев присутствие амазонита в гранитах и пегматитах дает основание для отнесения их соответственно к субщелочнолейкогранитовой и щелочногранитовой формациям. Пегматиты и метасоматиты аляскитовой формации характеризуются обычно весьма слабым локальным развитием амазонита (чаще с невысокой интенсивностью окраски) и практически нерудоносны. Наиболее точному определению принадлежности пород к тому или иному формационному типу способствует обязательный учет типифорного минерального парагенезиса породообразующих и аксессуарных минералов.

С точки зрения авторов, амазонит может рассматриваться как минералогический критерий при разработке формационных подтипов гранитных массивов. Так, в амазонит-гранитовом подтипе субщелочнолейкогранитовой формации калиевый полевой шпат представлен в основном амазонитом, тогда как в грейзеново-альбитовом обычно окрашенный калиевый полевой шпат, как правило, преобладает над амазонитом.

Важно еще раз подчеркнуть, что массивы, относимые к этим подтипам, различаются по масштабам и степени рудоносности, причем более перспективными на редкометальное оруденение считаются массивы грейзеново-альбитового подтипа [3]. Для последнего, как уже указывалось, устанавливается и более широкое развитие литиевых слюд (вплоть до появления видов с наибольшим содержанием лития) и танталониобатов с высокой концентрацией тантала (танталит, микролит). В амазонит-гранитовом подтипе присутствуют слюды ряда протолитионит-циннвальдит (с пониженным содержанием лития), а из редкометальных минералов – лишь колумбит. Определение типа и подти-

па массива, а также уровня его эрозионного среза можно проводить и по некоторым особенностям конституции и свойств амазонита.

Достаточно высокое содержание (не менее 20–25%) амазонита в гранитах свидетельствует о невысокой степени эрозионного среза, поскольку амазонит, согласно геологическим наблюдениям, концентрируется в основном в апикальных и верхних зонах массивов. В ряде случаев бледноокрашенные (голубые) разности амазонитов могут быть найдены и на более глубоких горизонтах (до 250 – 300 м). Наличие штокшайдеров с амазонитом также указывает на очень небольшой уровень эрозионного среза гранитных тел.

При обнаружении амазонита в пегматитах необходимо в каждом конкретном случае дифференцированно подходить к оценке уровня эрозионного среза жильных тел. Иными словами, всегда следует иметь в виду стадийность амазонитообразования (см. раздел 5.2) и разную степень проявления этого процесса в пегматитовых жилах.

Наконец, из анализа генезиса амазонита (см. раздел 5.2) следует, что этот минерал является типоморфным индикатором щелочного (K, Rb, Cs) процесса окрашивания калиевых полевых шпатов в восстановительных условиях с относительно повышенным содержанием Pb, Th, U и летучих компонентов (OH, F, V) в диапазоне температур 650–250°C. Присутствие амазонита в горных породах свидетельствует о возможности выявления в них или на некотором расстоянии от них оруденелых образований того или иного типа, связанных с одной или несколькими стадиями эволюции амазонита. Так, по количеству амазонита и масштабу оруденения отчетливо различаются внешние и внутренние зоны гранитных массивов (Забайкалье) или разноудаленные от щелочных гранитов пегматитовые жилы (Кольский полуостров) [7]. Вместе с тем в ряде случаев амазонит встречается в тесном парагенезисе с редкоземельными и редкоземельными минералами (пегматиты Кольского полуострова, Урала, метасоматиты Украины, граниты Забайкалья и МНР).

Рассмотрим *типоморфизм конституции амазонита*. Как следует из материалов гл. 4, амазонит является минералом-концентратором таких редких элементов, как рубидий, цезий и таллий. Особенно подчеркнем постоянное наличие в амазонитах более высоких, чем в других калиевых полевых шпатах, концентраций свинца, тория и урана, а также летучих – OH, F, V и др. Это по существу главные типохимические признаки амазонитового калиевого полевого шпата независимо от его геологической позиции. Однако при учете последней в амазонитах из разных формационных и генетических типов гранитоидных пород устанавливаются вполне определенные уровни концентрации отмеченных элементов [7]. Так, можно уверенно говорить о росте содержания калия и редких щелочных элементов и параллельном уменьшении концентрации натрия (и соответственно альбитового компонента) при переходе от ранних к поздним членам эволюционных рядов: от ранних генераций амазонитов к поздним, от пород ранних фаз к поздним, от ранних формаций к поздним внутри серии и от более древних серий к молодым. В то же время максимальные концентрации свинца радиоактивных элементов-примесей устанавливаются в амазонитах из самых древних и глубинных пегматитов щелочногранитовой формации [7].

Весьма показательна однонаправленная тенденция эволюции состава калиевых полевых шпатов и в пегматитах щелочногранитовой формации, и в

гранитах субщелочнолеюгранитовой формации по мере перехода к амазонитсодержащим парагенезисам (и здесь от слабо к сильно амазонитизированным разностям калиевых полевых шпатов); они постепенно обогащаются ортоклазовым компонентом, свинцом, редкими щелочами, летучими компонентами и обедняются железом, барием, стронцием и альбитовой составляющей. Последнее выражается наиболее отчетливо в развитии депертитизации, в связи с чем самым поздние и наиболее интенсивно окрашенные генерации амазонита, локализующиеся в жильных производных и метасоматитах гранитов, а также в центральных частях и занорышах пегматитовых тел, содержат не более 5–7% альбитового компонента в виде пертитовых вростков (ранние генерации этого минерала с бледными или несколько более интенсивными окрасками отличаются, как правило, высоким содержанием альбита во вростках – до 30 – 40%).

Определение того или иного формационного типа гранитоидных пород по особенностям химического состава амазонитов следует проводить на образцах из поздних парагенезисов, которые обычно концентрируют максимальное количество элементов-примесей и характеризуются наиболее сильной степенью проявления амазонитового окрашивания. Максимально контрастны по составу амазониты из докембрийских пегматитов щелочногранитовой формации и киммерийских массивов субщелочнолеюгранитовой формации. Так, в первых содержания типичных примесных элементов таковы (в %): Pb – 0,1–1,0; Rb – 0,1–0,4; Th – $(12–38) \cdot 10^{-4}$; для вторых они составляют, соответственно 0,1–0,05; 0,45–1,2 и $(2–4) \cdot 10^{-4}$. Некоторое промежуточное положение по концентрации этих элементов занимают амазониты из остальных генетических и формационных типов (табл. 25, см. табл. 11).

Амазонитовая окраска наблюдается у калиевых полевых шпатов различных структурных состояний – от моноклинного ортоклаза до максимального микроклина [9]. Установлена основная тенденция усиления упорядоченности структуры и интенсивности окраски амазонитов по мере увеличения возраста и глубины, а также длительности формирования амазонитсодержащих пород.

Структурное состояние амазонитов коррелируется с геологическими условиями образования разноформационных генетических типов амазонитсодержащих пород. В наиболее древних и глубинных докембрийских пегматитах амазониты, как правило, относятся к максимальным микроклинам и обладают наибольшей интенсивностью окраски. Вместе с тем самые поздние из них – зеленые разности с высокими содержаниями свинца и редких щелочей – имеют тенденцию к разупорядочению. В менее глубинных палеозойских пегматитах амазониты отличаются в целом меньшими степенями Si – Al – Fe-упорядоченности и интенсивностью окраски, а также большей вариацией величин, характеризующих эти параметры. Минимальная интенсивность амазонитовой окраски присуща ортоклазам из малоглубинных пегматитов альпийского возраста. В относительно молодых, фанерозоских, малоглубинных массивах амазонитовых гранитов и их субвулканических аналогах – онгонитах – встречаются амазониты со значительно варьирующей Si – Al – Fe-упорядоченностью (от триклинных ортоклазов до промежуточных микроклинов) и невысокой интенсивностью окраски. В метасоматитах амазонит представлен, как правило, максимальным микроклином.

Таким образом, по степени упорядоченности являются, с одной стороны, амазониты – максимальные микроклины из самых древних

Т а б л и ц а 25. Типоморфные характеристики амазонитов из пегматитов (1 - Кольский полуостров; 2 - Урал) и гранитов (3 - Казахстан, 4 - Забайкалье).

Характеристика	1	2	3	4
Состав (содержание, г/т):				
свинца	<u>3410</u> 300-1100	<u>460</u> 50-1100	<u>450</u> 150-810	<u>160</u> 60-250
рубидия	<u>3400</u> 1100-6300	<u>7730</u> 1200-22000	<u>4600</u> 1700-7900	<u>5100</u> 1410-10000
тория	<u>27</u> 8-61	<u>13</u> 3-21	<u>4</u> 2-8	<u>3</u> 2-4
Упорядоченность структуры:				
триклинной Δ_p	<u>0,95</u> 0,90-1,0	<u>0,91</u> 0,78-0,96	<u>0,78</u> 0,50-1,0	<u>0,70</u> 0,20-1,0
моноклинной Δ_z	<u>0,97</u> 0,92-1,0	<u>0,95</u> 0,84-1,0	<u>0,90</u> 0,90-1,0	<u>0,87</u> 0,85-1,0
Окраска:				
λ , нм	<u>518</u> 491-545	<u>532</u> 495-570	<u>547</u> 520-575	<u>532</u> 497-570
P_r , %	<u>17</u> 25-10	<u>12</u> 20-5	<u>7</u> 10-5	<u>7</u> 10-5
У, %	<u>33</u> 25-42	<u>59</u> 49-69	<u>54</u> 44-65	<u>59</u> 48-70
Люминесценция (относительная интенсивность полос):				
Pb^{2+}	<u>110</u> 34-270	<u>40</u> 15-135	<u>31</u> 21-47	<u>175</u> 91-330
O^-Al	<u>760</u> 180-1720	<u>181</u> 91-410	<u>67</u> 56-92	<u>169</u> 125-760

Характеристика	1	2	3	4
Fe^{3+}	$\frac{108}{122-45}$	$\frac{223}{440-100}$	$\frac{300}{620-145}$	$\frac{13}{54-1}$
ИК-центр (Pb^+)	$\frac{34}{35-77}$	$\frac{63}{25-115}$	$\frac{50}{1-90}$	$\frac{122}{40-180}$

Примечание. В числителе указаны средние значения, в знаменателе — изменение этих значений от ранних генераций амазонита к поздним.

щелочногранитных пегматитов, с другой, — амазонит-ортоклазы из относительно молодых по возрасту пегматитов и онгонитов. Более широкий спектр структурных состояний свойствен амазонитам из гранитных массивов и их производных.

Отметим еще раз специфику конституционных особенностей амазонитов из гранитов и пегматитов. Для первых характерны проявление процесса депертизации, усиление степени решетчатого двойникования, увеличение угла оптических осей и рентгеновских параметров упорядочения по мере развития процесса образования амазонита: с усилением интенсивности окраски структурно-оптические состояния калиевых полевых шпатов изменяются от первоначальных, свойственных ортоклазам с промежуточной упорядоченностью, до максимального микроклина. В пегматитах указанные особенности конституции калиевых полевых шпатов по мере их амазонитизации изменяются в том же направлении, но в значительно более узком диапазоне и как бы продолжают процессы преобразования, которые идут в калиевых полевых шпатах гранитов до более или менее полного их завершения. В то же время в этом генетическом типе пород самые поздние генерации амазонита могут отличаться несколько разупорядоченной структурой из-за наличия в их составе значительных концентраций крупных по размерам примесных катионов.

Единые тенденции изменения конституции амазонитов по мере развития и усиления процесса амазонитобразования позволяют использовать их в качестве минералогических признаков для оценки уровня эрозионного вскрытия и перспектив рудоносности конкретных месторождений амазонитсодержащих пород. Для этого в качестве эталонных можно выбрать конституционные характеристики амазонитов из наиболее полно и детально исследованных гранитных и пегматитовых месторождений (см. табл. 25). В последних устанавливаются достаточно тесные корреляционные связи между положением амазонитовых калиевых полевых шпатов в гранитных и жильных телах и особенностями их конструкции. Так, от внутренних к апикальным и краевым зонам гранитных массивов отчетливо возрастают упорядоченность амазонитов

и содержания в них свинца, рубидия и тория. Максимальная упорядоченность и наиболее высокие содержания этих элементов фиксируются всегда в амзонитах из эндоконтактовых зон и гидротермальных жил, расположенных в основном в экзоконтактах массивов гранитов.

Рассмотрим далее *типоморфизм свойств амазонита*. Амазонитовая окраска, так же как и конституционные особенности этого минерала, связана некоторой зависимостью с длительностью, возрастом и глубиной формирования амазонитсодержащих пород – она усиливается по мере возрастания этих параметров. В общем случае амазонитовую окраску, как и сам амазонит, можно считать надежным признаком развития гранитоидных пород указанных редкометаллоносных формаций.

От гранитоидных пород щелочногранитовой формации к производным субщелочногранитовой формации колориметрические параметры амазонитов изменяются следующим образом: устанавливается четкая тенденция ослабления (уменьшение чистоты, увеличение светлоты, расширение диапазона величин цветового тона) амазонитовой окраски. Обратная тенденция характерна при переходе от ранних генераций амазонита к поздним, от пород ранних фаз к поздним, от ранних формаций к поздним внутри серий.

Опираясь на эти тенденции, можно получать дополнительную информацию при определении уровня эрозионного среза гранитов. По данным авторов, амазониты на глубоких горизонтах гранитных массивов отличаются весьма светлыми (Y до 50–70 %) и ненасыщенными ($P \approx 5$ %) окрасками. Напротив, в апикальных частях и верхних горизонтах массивов для них типичны повышенная чистота (10%) и пониженная светлота (35–42%) окраски. Несколько расширяется здесь и диапазон значений величины цветового тона. Напомним, что в этом направлении в амазонитах возрастает содержание свинца и радиоактивных элементов-примесей, происходит упорядочение их структуры.

Несколько иная ситуация наблюдается в пегматитах щелочногранитовой формации. В них начало процесса амазонитизации фиксируется по голубым тонам ($\lambda = 491\text{--}494$ нм) амазонита, который развивается в верхних или призальбандовых участках (жила 19 Плоскогорского месторождения на Кольском полуострове). В случаях частичного (неполного) развития амазонита в пегматитовых телах голубая окраска проявляется в осевых и нижних частях жильных тел (пегматиты Ильменских гор, Карелии, Прибайкалья и др.). В тех пегматитах, где преобладают относительно высокотемпературные амазониты, обнаруживаются ранние силикаты и танталониобаты (существенно ниобиевые) редких земель.

Присутствие относительно низкотемпературных амазонитов зеленых окрасок ($\lambda = 510\text{--}540$ нм) – типоморфный признак наиболее полного проявления процесса амазонитизации, наличия в жильных телах поздних существенно танталовых оксидов и сульфидного (прежде всего галенитового) оруденения.

В более молодых и менее глубинных пегматитах этой формации наблюдается четкая парагенетическая ассоциация голубого амазонита ($\lambda = 491\text{--}494$ нм) с топазом, а зеленого и желтовато-зеленого ($\lambda = 540\text{--}570$ нм) – с некоторыми поздними танталониобатами (Урал).

В соответствии с указанными изменениями окрасок амазонитов устанавливается и вполне определенная эволюция вызывающих их центров (см.

раздел 4.4). Начальным стадиям процесса амазонитизации отвечает образование сложных обменно-связанных комплексов свинца и железа (возникновение „голубых“ центров окраски и полосы поглощения II). По мере дальнейшего развития и усиления этого постмагматического процесса отмечается постепенный рост относительно низкотемпературных электронных центров окраски Pb^+ (формирование „зеленых“ центров и полосы поглощения III). В конце процесса за счет возросшей концентрации дырочных центров и усиления полосы поглощения III преобладающей становится зеленая компонента окраски. Иными словами, в ходе процесса амазонитизации по мере понижения температуры, уменьшения концентрации структурного железа (при увеличении отношения Fe^{2+}/Fe^{3+}) и повышении содержания свинца в минералообразующей среде в амазонитовых калиевых полевых шпатах происходит закономерное перераспределение ролей различных центров окраски, выражающееся в постепенном понижении числа обменно-связанных комплексов и росте – электронно-дырочных центров.

Закономерное изменение в том же направлении люминесцентных характеристик амазонитов в целом подтверждает все изложенное (см. табл. 25). Так, по мере усиления процесса амазонитизации возрастают величины отношений следующих центров свечения: O^-/Fe^{3+} (при разнонаправленном изменении числа общих центров) и Pb^{2+}/Fe^{3+} (главным образом за счет резкого увеличения числа центров Pb^{2+}). Обратим внимание на то, что по концентрации центров O^- и Fe^{3+} достаточно четко различаются массивы двух подтипов субщелочнолейкогранитовой формации: максимальные концентрации первых отмечаются в гранитных телах грейзеново-альбититового подтипа (Забайкалье), а в гранитах амазонит-гранитового подтипа всегда преобладают вторые (Казахстан).

Выявленные зависимости могут быть использованы и при оценке уровня эрозионного среза гранитных тел, поскольку у амазонитов из эндоконтактных зон интрузивов, парагенетичных с редкометальным оруденением, соотношение концентраций указанных центров люминесценции достигает максимальных значений.

Наконец, эти зависимости дают дополнительную информацию при прогнозировании мест локализации рудной минерализации, поскольку амазониты из редкометальных парагенезисов характеризуются вполне определенными спектроскопическими параметрами – наиболее высокими отношениями центров Pb^{2+}/Fe^{3+} (до 30–50, иногда 100–150) и центров O^- к центрам люминесценции Fe^{3+} (до 30–60). Последние отличаются максимальной интенсивностью свечения в практически безрудных гранитных массивах, пегматитовых телах, внутренних зонах рудоносных массивов и призальбандовых участках оруденелых жильных тел. Добавим также, что ИК-центры свечения более всего типичны (и при этом отличаются наибольшей интенсивностью) для амазонитов из пегматитовых и гранитных месторождений с редкометальным оруденением.

Таким образом, люминесцентные свойства амазонитов в совокупности с особенностями их окраски являются достаточно информативными оценочными признаками характера и степени проявления амазонитизации, уровня эрозионного вскрытия амазонитсодержащих пород и развития в них продуктивных стадий полезной минерализации.

На основании всего изложенного становится возможным объяснение ряда непонятных ранее фактов (например, наличие безрудных массивов амазонитовых гранитов и пегматитовых жильных тел), которые неоднократно приводились в качестве главных доказательств весьма ограниченного поискового значения амазонита [1] (см. раздел 5.2). Все полученные авторами результаты убеждают прежде всего в том, что в безрудных амазонитосодержащих гранитах и пегматитах амазонит по свойствам и конституции совсем иной, нежели в ассоциациях с полезной минерализацией. Именно этот момент был упущен и теми исследователями, которые без особых оснований называли амазонит индикатором на целый комплекс редких элементов (К. К. Жиров и С. М. Стишов), и теми, кто считал использование амазонита в качестве поискового признака малоперспективным занятием [1]. Конечно, сама по себе находка амазонита в пегматитах или гранитах еще не дает гарантий обнаружения тут же в непосредственной близости полезной минерализации. Ответить на этот вопрос можно будет только после проведения всестороннего комплексного исследования амазонита. И поэтому любая дискуссия о поисковом значении этого минерала неизбежно зайдет в тупик, если в ней не будут анализироваться разнообразные данные по конституции и свойствам амазонитов из различных генетических и формационных типов гранитоидных пород. В справедливости этого положения убеждают конкретные данные, полученные для ряда гранитных и пегматитовых месторождений (см. табл. 25).

В заключение следует сказать еще об одном факторе, усложняющем использование амазонита в качестве поискового признака. Дело в том, что во многих гранитных массивах или пегматитовых жилах устанавливается проявление или преобладание только какой-то одной (ранней или поздней) стадий процесса амазонитизации. В этих случаях тем более нельзя игнорировать проведение детальных исследований самого амазонита. Для примера рассмотрим пегматиты Кольского полуострова, где наиболее удаленные от материнского массива гранитов безрудные пегматитовые жилы содержат бледно-зеленый амазонит ($\lambda = 550-560$ нм, $P=10\%$, $Y=40-45\%$), а в жильных телах с оруденением, расположенных в ближнем экзоконтакте гранитов, наблюдаются в основном голубые и зеленовато-голубые разности ($\lambda = 491-500$ нм, $P=15-20\%$, $Y=25-35\%$).

Еще один пример приведем по гранитным массивам. В практически безрудном Майкульском массиве (Казахстан) преобладают зеленые амазониты ($\lambda = 520-570$ нм) относительно низкотемпературной поздней стадии, тогда как в мезозойском плутоне Восточной Сибири достаточно широко развиты редкометалльные минералы и ранние голубые и зеленовато-голубые амазониты ($\lambda = 494-505$ нм) относительно высокотемпературной стадии. Сравнение конституции и свойств амазонитов из этих гранитных массивов показывает, что состав редких элементов, структура, окраска и люминесценция (см. гл. 4, табл. 25) в них весьма специфичны.

Итак, все приведенные материалы свидетельствуют о важном значении типоморфизма амазонита и перспективности его использования в практике поисково-оценочных работ. Полученные результаты исследования конституции и свойств этого минерала могут быть рекомендованы в качестве опорных при решении ряда геолого-генетических и прикладных задач, возникающих при поисках и оценке редкометалльных месторождений, связанных с амазо-

нитсодержащими породами. Среди них в первую очередь следует обратить внимание на возможность определения:

- 1) формационных типов и подтипов гранитоидных пород;
- 2) уровня эрозионного среза массивов;
- 3) масштаба, степени и типа рудоносности анализируемых объектов.

Решение этих вопросов и задач должно опираться на детальный анализ типоморфизма амазонита – его минеральных ассоциаций, особенностей конституции и свойств. При этом, очевидно, должна соблюдаться определенная последовательность в проведении различного рода оценок – от наиболее простых, применимых в полевых условиях, до все более сложных, специальных методов исследования, используемых в лабораторных условиях. По мнению авторов, эта последовательность может быть такова. При проведении полевых работ на начальном этапе по находкам амазонита, его количеству, характеру окраски, минеральным ассоциациям в различных породах можно лишь в первом приближении указать на формационные типы (субщелочнолейкогранитовый, щелочногранитовый, аляскитовый) и подтипы (грейзеново-альбититовый и амазонит-гранитовый), уровень эрозионного среза, интенсивность рудообразующих и петрогенетических процессов. Однако наиболее полная и объективная информация может быть получена только впоследствии, после детального изучения конституции и свойств амазонита, в результате которого окончательно уточняются все поставленные вопросы, а также выясняются поисково-оценочное значение этого минерала, масштаб и степень рудоносности конкретных геологических образований.

6.2. КРАТКАЯ ИСТОРИЯ НАХОДОК И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ АМАЗОНИТА КАК САМОЦВЕТА

История этого самоцвета уходит своими корнями в глубь веков. Первое из известных нам применений амазонита датируется III–II тысячелетиями до н. э.: по данным М. Блока, бусинки из амазонита найдены в Халдее в царских гробницах Ура (Древний Шумер). Этот камень использовался также в украшениях вождей у древних народов Центральной и Южной Америки. Наконец, ювелирные изделия с амазонитом были обнаружены и в пирамидах Древнего Египта. По данным А. Е. Ферсмана, еще в эпоху Римского владычества в Египте в огромном количестве добывались красный порфир и красный гранит, слоистый мраморный оникс, зеленый полевой шпат. „...В прекрасных мелких амулетах и бусинках встречаем мы его в Египте, и как будто бы название „Уат“ надо частично приписать ему. Откуда брал Египет этот камень, столь близкий по тонам к бирюзовым минералам синайских месторождений или к излюбленным голубым пастам? Где его коренное месторождение, в верховьях ли Нила – в Эфиопии и современной Абиссинии, в пегматитовых ли жилах гранитной пустыни Ливии или в восточных дебрях Кермана и Бадахшана? Минералог не может ответить на эти вопросы, так как он не знает в этих краях пегмати-

товых жил с амазонитом и указание на Ю. Урал или жилы Монголии вряд ли может дать разгадку прекрасному, но редкому камню Египта**.

Уже во второй половине XX в. археологи вместе с геологами установили месторождения зеленого полевого шпата, которые разрабатывались египтянами. Места „ломки” этого камня сохранились на территории Египта и в соседней с ним Эфиопии. К сожалению, пока нельзя определенно сказать, из каких месторождений в древние времена добывался амазонит в Америке и Малой Азии. Точно так же остается неизвестным прежнее название этого камня у народов древних цивилизаций. На этот вопрос не найти ответа ни в классических трудах Теофраста (III—II вв. до н. э.) и Плиния Старшего (I в. до н. э.) — первых естествоиспытателей, создавших трактаты о камнях, ни в известных сочинениях Аль-Бируни — наиболее авторитетного минералога средневековья. И хотя месторождения амазонита разрабатывались египтянами, а затем покорившими их римлянами, этот камень не упоминается в работах естествоиспытателей вплоть до конца XVIII в., и нельзя сказать, был ли он известен на протяжении многих веков, отделяющих нас от Римской империи.

Используемое и ныне название амазонский камень появилось в конце XVIII в. (Р. Б. Роме-де-Лиль, 1783 г.) и относилось сначала к нескольким окатанным и ненадежно определенным зеленым галькам, привезенным из бассейна Амазонки неизвестным коллекционером. В этой коллекции камней Р.Ж. Гаю диагностировал светло-зеленый нефрит и зеленый полевой шпат.

В нашей стране амазонит впервые был обнаружен в коренном залегающем в пегматитовых жилах на Южном Урале в 1783 г. Интерес к новому камню вызвала гамма красивых окрасок; благодаря им он напоминал такие редкие и ценные камни, как изумруд, малахит, нефрит, бирюзу, месторождения которых в ту пору в России не были известны. В пегматитах Южного Урала вместе с амазонитом встречались также драгоценные топазы, бериллы, фенакиты. Иногда здесь наблюдались и красивые графические сростания амазонского камня с кварцем. Все это вместе взятое способствовало быстрому росту широкой популярности амазонита в России и за рубежом. Он пополнил и украсил многие частные и музейные коллекции Европы.

Как ни парадоксально, но именно открытие зеленого полевого шпата на Урале содействовало закреплению за ним названия амазонский камень. Красота и уникальность камня (единственное в ту пору коренное месторождение!) поразили не только первооткрывателей. Незамедлительно последовало указание добыть его для Екатерингофской гранильной фабрики и из лучших сортов точить вазы. Именно из ильменского амазонского камня (точнее, из породы, в которой он находится в сростании с кварцем, — письменного гранита) мастера Петергофской гранильной фабрики вырезали четыре вазы, украсившие в 1794 г. коллекцию каменных изделий Эрмитажа. Позднее этот камень стали использовать в ювелирном деле. Из него изготовляли разнообразные подвески, броши, запонки, пуговицы и другие декоративно-художественные предметы — чаши, вазочки, шкатулки, а также сувениры и амулеты. Кроме того, умельцами Петергофской гранильной фабрики способом „русской мозаики” были созданы парадные столешницы для дворцов. И только спустя несколько десятилетий Санкт-Петербург стал

* Ферсман А. Е. Очерки по истории камня. М., изд-во АН СССР, 1954 г., т. 1, с. 242.

получать с Урала такие знаменитые зеленые камни, как малахит и изумруд, затмившие вскоре славу и красоту амазонского камня. В 1847 г. А. Брейтгаупт предложил удачное сокращение первого названия этого минерала – амазонит. Оно и привилось в минералогии.

Во второй половине XIX в. были открыты новые месторождения амазонита в Северной Америке, Южной Америке, на о-ве Мадагаскар и др. Уже в нашем столетии широкую известность амазонит приобрел благодаря трудам А. Е. Ферсмана. „Я никогда не видел более прекрасной картины, хотя много месторождений цветных камней приходилось видеть раньше... Нигде меня не охватывало такое чувство восхищения перед богатством и красотой природы, как на амазонитовых коях“*, – так описывал он свои впечатления от посещения месторождений в Ильменских горах на Южном Урале.

Увеличение числа месторождений этого минерала постепенно обесценило амазонит, и он из разряда ювелирных (используемых царственными особами) перешел в разряд в основном обычных поделочных камней. По современной классификации Е. Я. Киевленко [6], амазонит относится к группе ювелирно-поделочных камней II порядка. Ныне он широко применяется для изготовления разнообразных украшений и изделий: запонок, кулонов, брошей, вставок для серег, бус, перстней, шкатулок, пепельниц, письменных приборов, светильников, столешниц и др. Вместе с тем известны достаточно уникальные изделия, в которых амазонит использован как самоцвет. Среди них карта-панно Франции, которая экспонировалась на Всемирной выставке в Париже в 1900 г., каменная карта Советского Союза, созданная в конце 30-х гг., и карта Ильменского государственного заповедника, изготовленная в 1978 г.

В наши дни в СССР основным источником ювелирно-поделочного амазонита является расположенное на Кольском полуострове Плоскогорское месторождение. Уникальность последнего заключается в том, что здесь найдены весьма разнообразные по цвету (тону, насыщенности) и рисунку амазониты (фото 22). На Урале этот минерал в настоящее время не добывается, поскольку одни жилы уже выработаны, а другие расположены на территории Ильменского заповедника, где добычные работы запрещены.

Итак, до недавнего времени из амазонита получали в основном разнообразные недорогие камнерезные изделия. К числу самоцветов, очевидно, следует отнести и амазонитовый гранит. Его месторождения впервые были найдены в СССР в конце 30–40-х гг., но их промышленное использование началось уже только во второй половине нашего столетия. Амазонитовые граниты служат красивым облицовочным камнем и строительным материалом. Главными месторождениями их являются Майкульское и Турангинское (Казахстан). Гранит этих месторождений широко применялся как декоративный и декоративно-облицовочный материал при сооружении ряда зданий в Алма-Ате. Иногда для этих целей используют и амазонитовый пегматит. Из него созданы стенная мозаика в здании СЭВ в Москве, интерьер в гостиничном комплексе пос. Листвянка на Байкале.

Следует отметить, что амазонит и амазонитсодержащие породы могут рассматриваться и в качестве коллекционного материала. Для иллюстрации разнообразия природного амазонита было бы интересным изготовление небольших коллекций (10–15 образцов) из типичных пегматитовых и гранитных месторождений (Кольский полуостров, Казахстан, Забайкалье, МНР).

*Ферсман А.Е. Очерки по истории камня. М., изд-во АН СССР, 1954 г., т. 1, с. 188.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Остановимся на перспективах дальнейших исследований и использования амазонита.

С точки зрения авторов, первоочередного внимания заслуживают исследования изотопного состава ряда элементов-примесей (Rb, Cs, Th, U, Pb, Sr, Ba, Ca) в амазонитах. Это необходимо прежде всего при определении геологического возраста амазонитсодержащих пород. Поскольку по-своему уникальные особенности состава этого минерала позволяют применять его в качестве геохронометра на основе трех методов – свинцового, стронциевого, аргонного – становится возможной проверка согласованности получаемых значений абсолютного возраста для широкого круга пород с амазонитом. Подобные работы до сих пор проводились в недостаточных масштабах.

С помощью таких исследований может быть получена и весьма ценная генетическая информация, позволяющая по-новому осветить особенности развития процесса образования амазонита в различных горных породах. Так, В. А. Дунаевым и И. Н. Дурневой для амазонитовых пегматитов Ильменских гор с помощью Rb-Sr метода был выявлен значительный временной разрыв между формированием ранних калиевых полевых шпатов с обычными окрасками и бледноокрашенных амазонитов из приальбандовских зон, с одной стороны, и поздних интенсивно окрашенных амазонитов из центральных частей пегматитовых тел – с другой. Было установлено, что основная масса амазонита возникает на заключительной стадии становления пегматитов в тесной связи с альбитизацией. Таким образом, был подтвержден наложенный характер формирования амазонита путем вторичного окрашивания обычных калиевых полевых шпатов (явление амазонитизации, по А. Н. Заварицкому). К сожалению, из самой работы этих авторов не ясно, в какой степени они учли принципиально важный не только для геохронологии, но и для объяснения механизма вторичного окрашивания калиевого полевого шпата баланс привноса радиоактивных и радиогенных элементов.

По мнению авторов данной книги, такой учет может быть полезен для оценки продолжительности стадий кристаллизации обычного калиевого полевого шпата и посткристаллизационных стадий его преобразований, включая преамазонитовую и собственно амазонитовую (см. раздел 5.2).

Еще раз подчеркнем необходимость большего внимания к использованию амазонита в качестве поисково-оценочного признака. Известная противоречивость суждений по этому вопросу была вызвана в основном недостаточной полнотой представлений о геологической позиции амазонита, ясное понимание которой и является ключом к правильному решению вопроса*. Этому также должно способствовать доказанное в настоящей работе положение о том, что под амазонитом следует понимать определенный ряд различных по химизму, структуре и спектрально-колориметрическим параметрам калиевых

* По мнению А. Я. Вохменцева, специального внимания заслуживает анализ месторождений и проявлений амазонита в связи с континентальными рифтовыми структурами.

полевых шпатов. Поэтому дальнейшей разработки требуют формационный и стадийный подходы к явлению амазонитообразования в связи с танталовым, ниобиевым и оловянным оруденением, а также месторождениями различных камней-самоцветов — топаза, аквамарина, полихромных турмалинов и др. Представляет интерес и специальное исследование индикаторной роли амазонита по отношению к некоторым типам месторождений бериллия, редких земель (в основном иттриевой группы) и свинца. Введение в эти исследования количественных критериев в первую очередь должно быть связано с расширением спектро- и колориметрических методов изучения амазонита. Они позволяют наиболее подробно, объективно и точно обозначить различные стадии эволюции этого минерала в связи с разнообразием его минеральных ассоциаций, условий и способов формирования.

Следует обратить внимание исследователей на дальнейшее уточнение некоторых важных особенностей конституции амазонитов. К ним относятся соотношения Pb^{+}/Pb^{2+} , Fe^{2+}/Fe^{3+} , состав и содержание летучих компонентов, их положение в структуре калиевого полевого шпата с амазонитовой окраской. Представляется актуальным и специальное экспериментальное моделирование процессов амазонитообразования, что может способствовать не только еще более полному пониманию сущности этих процессов, но также искусственному получению амазонитовой окраски на кристаллах обычного широко распространенного калиевого полевого шпата.

В последние годы отмечается расширение традиционных и поиск новых областей использования амазонита. Он по-прежнему служит ценным сырьем для изготовления разнообразных декоративных камнерезных изделий. Все шире применяются амазонитсодержащие породы в строительстве в качестве облицовочного камня. Намечается и принципиально новое промышленное использование этого минерала. Известно, что открытие в минералах ценных элементов-примесей часто значительно повышает, а иногда и определяет их практическую значимость. Амазонит, как это ныне ясно, концентрирует редкие щелочные элементы (рубидий и цезий) и поэтому как достаточно широко распространенный в природе минерал может рассматриваться, по мнению Б. И. Когана и др., в качестве перспективного сырья для их извлечения. Следует отметить, что более всего пригодными для этих целей являются сравнительно бледно окрашенные разновидности амазонита, встречающиеся в основном в гранитных массивах и не представляющие интереса для камнесамоцветной промышленности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амазонитизация гранитов в связи с проблемой их рудоносности / Л. Г. Фельдман, А. Н. Бугаец, В. В. Матиас и др. М., Недра, 1967.
2. Бахтин А. И. Породообразующие силикаты: оптические спектры, кристаллохимия, закономерности окраски, типоморфизм. Казань, изд. КГУ, 1985.
3. Бескин С. М., Ларин В. М., Марин Ю. Б. Редкометалльные гранитовые формации. М., Недра, 1979.
4. Граниты и метасоматиты геотектоногенов Казахстана / Г. Н. Щерба, А. В. Кудряшов, Р. В. Масгутов и др. Алма-Ата, Наука, 1981.
5. Зававицкий А. Н. Об амазоните. – Зап. ВМО, 1943, вып. 1, с. 29–38.
6. Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н. Геология месторождений поделочных камней. М., Недра, 1982.
7. Марин Ю. Б., Вохменцев А. Я., Остроумов М. Н. Амазонит пород гранитоидных формаций. – Зап. ВМО, 1974, вып. 1, с. 15–33.
8. Остроумов М. Н., Марин Ю. Б., Вохменцев А. Я. О типохимизме амазонита. – Зап. ВМО, 1981, вып. 4, с. 437–448.
9. Остроумов М. Н., Вохменцев А. Я., Марин Ю. Б. О структурном состоянии амазонита. – Зап. ВМО, 1982, вып. 6, с. 719–734.
10. Пегматиты Ильменских гор. / В. И. Попова, В. А. Попов, В. О. Поляков, Е. П. Щербакова. Свердловск, Изд-во УНЦ АН СССР, 1982.
11. Платонов А. Н., Таращан А. Н., Таран М. Н. О центрах окраски в амазонитах – Минер. журнал, т. 6, 1984, № 4, с. 3–16.
12. Ферсман А. Е. Пегматиты Избр. труды, т. 6. М., Изд-во АН СССР, 1960.
13. Foord E. E., Martin R. F. Amazonite from the Pikes Peak Batholite. *Miner. Rec.*, 1979, N 10, p. 373–374.
14. Hofmeister A. M., Rossman G. R. A spectroscopic study of irradiation coloring of amazonite: structurally hydrous Pb-bearing feldspars. *Amer. Min.*, 1985, v. 70, 7–8, p. 794–804.
15. Oftedal J. Heating experiments of amazonite. *Miner. Mag.*, 1957, v. 31, p. 236.
16. Speit B., Lehman J. Radiation defects in Feldspars. *Phys. and Chem. Mineral.*, 1982, v. 8, p. 77–82.

И
Е
Е
Е
Г
Г
Д
Д
Д
Д
Д
Д
Д
Д
За
17
За
12
За
За
За
Зер
Зол
Иль
102
Инь
Каз
Кал
Кара

**УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПРОЯВЛЕНИЙ,
АМАЗАНИТОНОСНЫХ МАССИВОВ,
РАЙОНОВ РАЗВИТИЯ АМАЗОНИТА СССР**

- Абчадское (В. Сибирь) 23
Адун-Чолон (Забайкалье) 24, 30, 32
Аинское (В. Сибирь) 23
Аксайское (Казахстан) 23
- Базардаринское 23
Баркракский (Узбекистан) 21, 23
Баян-Кольское (В. Сибирь) 23
Безымянское (В. Сибирь) 23
Биту-Джидинское (В. Сибирь) 23, 37
Большая Быстрая р. (Прибайкалье) 24
Боровское (Казахстан) 24
Букука (Забайкалье) 24
Буреинский хр. (Хабаровский край) 24
- Вишневые горы (Урал) 20
Возрождение (Ленинградская обл.) 24
Восточная Сибирь 21, 22, 28, 33, 34, 41, 80, 90
Восточное Забайкалье 21,30
Восточный массив (В. Сибирь) 67
Восточный Саян 21, 22, 26, 30, 39, 42
- Гиссарский хр. 21
Горначихинское (В. Сибирь) 23
- Даван (Прибайкалье) 24
Давлахский (Памир) 21
Дальний Восток 22
Дарантутское (Средняя Азия) 23
Джунгарский Алатау 12
Джылысуйское (Тянь-Шань) 23, 65
Доголанское (Казахстан) 23, 66
Дуссэ-Алинь (Хабаровский край) 24
- Забайкалье 7, 26, 34, 35, 37, 38, 90, 91, 93, 104, 114, 122, 128–130, 134, 142, 168,
172, 174, 177, 181
Западно-Кейвское м-ние (Кольский п-ов) 20, 23, 42–44, 46, 48, 91, 93, 96, 97,
129, 163, 165–168
Западно-Майкульский (Казахстан) 37
Западный массив (В. Сибирь) 37, 67–69, 99
Зашихинское (В. Сибирь) 23
Зерендинское (Казахстан) 24, 29, 32, 33
Золотоношское (Казахстан) 24, 29, 32, 39, 66
- Ильменские горы (Урал) 5, 7, 9, 11, 12, 19, 20, 23, 29, 33, 49–61, 84, 85, 91, 93, 97,
102, 107, 111, 115, 118, 122, 126, 129, 130, 132, 150, 163, 165, 167, 176, 181, 182
Иныльчекский (Казахстан) 21, 23
- Казахстан 7, 14, 21, 22, 26, 35, 40, 90, 104, 128, 129, 142, 151, 174, 177, 181
Калбинский хр. (Алтай) 24
Карагайлы-Актасское (Средняя Азия) 23, 64, 65

- Караобинское (Казахстан) 23, 62
 Карелия 21, 32, 80, 134, 176
 Катбасарское (Средняя Азия) 23
 Кенгкинкское (Казахстан) 23, 62
 Керегеташское (Тянь-Шань) 23, 65
 Киргизия 21, 22, 29, 90
 Кольский п-ов 7, 11, 20, 23, 28, 32-34, 41, 42, 60, 61, 80, 84, 90, 100, 105-107, 110, 111, 115, 117, 122, 128, 130, 134, 142, 150, 151, 172, 174, 181
 Колыма 22
 Котургинское (Средняя Азия) 23, 65
 Курментинский (Тянь-Шань) 21, 23, 62-65
 Кутимское (В. Сибирь) 23
 Кынгыржальское (Казахстан) 23, 29, 32, 65
Лосевское (Казахстан) 24, 29, 32, 33
Мазарский (Памир) 21, 23
 Майкульский (Казахстан) 21, 23, 29, 61, 62, 178, 181
 Мезозойские плутоны (В. Сибирь) 37, 66-71, 178
 Мурзинские копи (Урал) 10, 20
 Нарымское (Средняя Азия) 23
 Нарын-Кунтинское (В. Сибирь) 23
 Неругандинское (В. Сибирь) 23
 Ойганское (Узбекистан) 21
 Оймурское (В. Сибирь) 23
 Ойсазское (Джунгарский Алатау) 23, 66
Памир 21, 31, 80, 116
 Парус г. (Кольский п-ов) 24
 Пиртима (Карелия) 21, 84, 102
 Писоду (Памир) 21
 Плоская г. (Кольский п-ов) 93, 100, 102, 116, 131, 132, 134, 135, 150, 176, 181
 Поперечинское (В. Сибирь) 23
 Приазовье 29
 Прибайкалье 20-24, 29, 32, 33, 40-42, 104, 114, 176
 Прибалхашье 12
Ранкульское (Средняя Азия) 23
 Раумид-Дарьинское (Памир) 23
 Раумидский (Памир) 21
 Рувгора (Кольский п-ов) 24
Сайвонское (В. Сибирь) 23
 Самсальское (В. Сибирь) 23
 Северо-Муйский хр. 24
 Северное Прибайкалье 7, 29
 Северный массив (Колыма) 24
 Слюдянское (Прибайкалье) 21, 23, 28
 Средняя Азия 22, 30
Талдынское 23
 Талжанский (Тянь-Шань) 65
 Тастынское (Тянь-Шань) 23, 65
 Тигриное (Приморский край) 24

- Томмот (Якутия) 24
Тонкское 23
Тон-Туюкторский (Тянь-Шань) 65
Тува 20, 21, 39, 42
Туракинское (В. Сибирь) 23
Турангинское (Казахстан) 181
Турпинское (Средняя Азия) 23
Туюксуйское (Средняя Азия) 23, 65
Украина 21, 29, 32, 105, 115, 172
Улан-Нурское (Прибайкалье) 23
Ура-Губа (Кольский п-ов) 24
Урал 11, 20, 23, 42, 60, 61, 90, 105, 106, 110, 115, 128, 130, 134, 142, 151, 172, 174, 180
Усмунское (В. Сибирь) 23
Хангилай-Шилинское (В. Сибирь) 23
Харагульское (В. Сибирь) 23
Хоргосский (Средняя Азия) 21, 23, 30, 65, 66
Хоройское (В. Сибирь) 23
Хуху-Челотуйское (В. Сибирь) 23
Центральный массив (В. Сибирь) 67
Чижинское 23
Чукотка 22
Шагайтэ-Гольское (В. Сибирь) 23
Шарташ (Урал) 24
Шонгуй (Кольский п-ов) 24
Южный Урал 19
Якутия 22, 29, 33, 42
Ярзывское (Средняя Азия) 23

Зарубежные страны

- Абдарский (МНР) 22, 24, 72, 73, 76, 77
Амбохитравонаро (Мадагаскар) 24
Амелия (США) 23, 24, 30
Ампангабе (Мадагаскар) 24
Андиамена (Мадагаскар) 24
Андибакели (Мадагаскар) 24
Аравийская пустыня 22
Бага-Газрынское (МНР) 24, 72
Бастар (Индия) 22, 32
Блэк-Хилс (США) 23
Боденмайс (ФРГ) 22
Борун-Иогтинское (МНР) 24, 72, 73
Бурал-Хангайское (МНР) 24, 78
Бушетт-Хилл (Канада) 24
Вильнев (Канада) 24, 28
Витолиште (СФРЮ) 22
Вудкок (Канада) 24

Глейндейл (США) 23
Глоунстейн (США) 23

Делавар-Каунти (США) 23
Джаохума (Бразилия) 24
Джос плато (Нигерия) 23
Дзун-Баин (МНР) 30

Жанчивланское (МНР) 24, 72, 78

Здан (ЧССР) 22

Ивеланд (Норвегия) 22
Индия 22, 28, 32, 40, 83, 84, 104, 114
Итабира (Бразилия) 23, 24
Иттерби (Швеция) 22

Камерон-Коун (США) 24
Канада 40, 83, 84
Кестен (НРБ) 22
КНР 22, 35
Колорадо плато (США) 11
Кристалл-Пик (США) 24
Куюйше-Консальеру-Пена (Бразилия) 23

Ледюк (Канада) 24, 28, 32

Мадагаскар 11, 15, 23, 24, 29, 30, 42, 181
Махабу (Мадагаскар) 24
Махаритра (Мадагаскар) 24
МНР 22, 26, 31, 32, 34, 35, 38, 71-78, 90, 91, 104, 115, 168, 172, 181
Мозамбик 41
Морфилд (США) 24

Нигерия 41
Нубийская пустыня 23

Пайкс-Пик (США) 23, 24, 30, 33, 85, 90, 91, 134
Пак-Штайермарк (Австрия) 22
Пала (США) 23
Перии-Саунд (Канада) 24
Пимемитата (Индия) 22
Порт-Линкольн (Австралия) 23
Прилепы (СФРЮ) 22, 23

Резерфорд (США) 24
Ре-Майн-Майка (США) 23
Ренфру (Канада) 24
Рокпорт (США) 23, 24
Рудные горы, 37, 169

Сахаворона (Мадагаскар) 24
Сахафурана (Мадагаскар) 24
Сванторп (Швеция) 22
Северная Каролина (США) 29
Сенделед (Норвегия) 22
Синайский п-ов 23

Соарана (Мадагаскар) 24
Стшегом-Собутка (ПНР) 22
Судеты (ПНР) 30, 80
США 41, 42

Телемарк (Норвегия) 22
Тердал (Норвегия) 22

Уте (Швеция) 22, 28, 32
Уттергрубе (Швеция) 22

Феррос (Бразилия) 24
Флориссант (США) 24

Хаяни (ЧССР) 22
Хоггар (Алжир) 23
Хьякуле (Непал) 22

Чаяниште (СФРЮ) 22

Шанкара (Индия) 22
Шиманда (Зимбабве) 24

Юдугьинское (МНР) 24, 72

Аксон А. 22
Горин В.М. 184
ДеБаден Г.Г. 9
Лавинский О.А. 95
Ламан И. 145, 153, 155, 184
Летников С.И. 17
Литовский И.С. 22
Литовской Г.И. 21, 63, 64, 65, 71, 90
Лунг А.Я. 20, 41, 42, 44, 105
Пудак Ч.Б. 144
Лехович В.В. 111

Менерт Х. 16, 112, 113, 123
Менушков М.М. 21
Мерин Ю.В. 26, 27, 122, 134, 170, 184
Мертин Р. 184
Мерфуан А.С. 16, 27, 100, 145, 155, 157
Месгутов Р.Д. 184
Мителов К.К. 11, 122
Мурресс М.В. 145
Мэтис В.В. 145
Мольников М.А. 122
Мотер З. 16

Натле П.Е. 145
Неллуева Р.И. 97

Остроумов М.К. 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 52, 53, 54, 55, 56, 57, 58, 59, 60, 61, 62, 63, 64, 65, 66, 67, 68, 69, 70, 71, 72, 73, 74, 75, 76, 77, 78, 79, 80, 81, 82, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 92, 93, 94, 95, 96, 97, 98, 99, 100, 101, 102, 103, 104, 105, 106, 107, 108, 109, 110, 111, 112, 113, 114, 115, 116, 117, 118, 119, 120, 121, 122, 123, 124, 125, 126, 127, 128, 129, 130, 131, 132, 133, 134, 135, 136, 137, 138, 139, 140, 141, 142, 143, 144, 145, 146, 147, 148, 149, 150, 151, 152, 153, 154, 155, 156, 157, 158, 159, 160, 161, 162, 163, 164, 165, 166, 167, 168, 169, 170, 171, 172, 173, 174, 175, 176, 177, 178, 179, 180, 181, 182, 183, 184, 185, 186, 187, 188, 189, 190, 191, 192, 193, 194, 195, 196, 197, 198, 199, 200, 201, 202, 203, 204, 205, 206, 207, 208, 209, 210, 211, 212, 213, 214, 215, 216, 217, 218, 219, 220, 221, 222, 223, 224, 225, 226, 227, 228, 229, 230, 231, 232, 233, 234, 235, 236, 237, 238, 239, 240, 241, 242, 243, 244, 245, 246, 247, 248, 249, 250, 251, 252, 253, 254, 255, 256, 257, 258, 259, 260, 261, 262, 263, 264, 265, 266, 267, 268, 269, 270, 271, 272, 273, 274, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 286, 287, 288, 289, 290, 291, 292, 293, 294, 295, 296, 297, 298, 299, 300, 301, 302, 303, 304, 305, 306, 307, 308, 309, 310, 311, 312, 313, 314, 315, 316, 317, 318, 319, 320, 321, 322, 323, 324, 325, 326, 327, 328, 329, 330, 331, 332, 333, 334, 335, 336, 337, 338, 339, 340, 341, 342, 343, 344, 345, 346, 347, 348, 349, 350, 351, 352, 353, 354, 355, 356, 357, 358, 359, 360, 361, 362, 363, 364, 365, 366, 367, 368, 369, 370, 371, 372, 373, 374, 375, 376, 377, 378, 379, 380, 381, 382, 383, 384, 385, 386, 387, 388, 389, 390, 391, 392, 393, 394, 395, 396, 397, 398, 399, 400, 401, 402, 403, 404, 405, 406, 407, 408, 409, 410, 411, 412, 413, 414, 415, 416, 417, 418, 419, 420, 421, 422, 423, 424, 425, 426, 427, 428, 429, 430, 431, 432, 433, 434, 435, 436, 437, 438, 439, 440, 441, 442, 443, 444, 445, 446, 447, 448, 449, 450, 451, 452, 453, 454, 455, 456, 457, 458, 459, 460, 461, 462, 463, 464, 465, 466, 467, 468, 469, 470, 471, 472, 473, 474, 475, 476, 477, 478, 479, 480, 481, 482, 483, 484, 485, 486, 487, 488, 489, 490, 491, 492, 493, 494, 495, 496, 497, 498, 499, 500, 501, 502, 503, 504, 505, 506, 507, 508, 509, 510, 511, 512, 513, 514, 515, 516, 517, 518, 519, 520, 521, 522, 523, 524, 525, 526, 527, 528, 529, 530, 531, 532, 533, 534, 535, 536, 537, 538, 539, 540, 541, 542, 543, 544, 545, 546, 547, 548, 549, 550, 551, 552, 553, 554, 555, 556, 557, 558, 559, 560, 561, 562, 563, 564, 565, 566, 567, 568, 569, 570, 571, 572, 573, 574, 575, 576, 577, 578, 579, 580, 581, 582, 583, 584, 585, 586, 587, 588, 589, 590, 591, 592, 593, 594, 595, 596, 597, 598, 599, 600, 601, 602, 603, 604, 605, 606, 607, 608, 609, 610, 611, 612, 613, 614, 615, 616, 617, 618, 619, 620, 621, 622, 623, 624, 625, 626, 627, 628, 629, 630, 631, 632, 633, 634, 635, 636, 637, 638, 639, 640, 641, 642, 643, 644, 645, 646, 647, 648, 649, 650, 651, 652, 653, 654, 655, 656, 657, 658, 659, 660, 661, 662, 663, 664, 665, 666, 667, 668, 669, 670, 671, 672, 673, 674, 675, 676, 677, 678, 679, 680, 681, 682, 683, 684, 685, 686, 687, 688, 689, 690, 691, 692, 693, 694, 695, 696, 697, 698, 699, 700, 701, 702, 703, 704, 705, 706, 707, 708, 709, 710, 711, 712, 713, 714, 715, 716, 717, 718, 719, 720, 721, 722, 723, 724, 725, 726, 727, 728, 729, 730, 731, 732, 733, 734, 735, 736, 737, 738, 739, 740, 741, 742, 743, 744, 745, 746, 747, 748, 749, 750, 751, 752, 753, 754, 755, 756, 757, 758, 759, 760, 761, 762, 763, 764, 765, 766, 767, 768, 769, 770, 771, 772, 773, 774, 775, 776, 777, 778, 779, 780, 781, 782, 783, 784, 785, 786, 787, 788, 789, 790, 791, 792, 793, 794, 795, 796, 797, 798, 799, 800, 801, 802, 803, 804, 805, 806, 807, 808, 809, 810, 811, 812, 813, 814, 815, 816, 817, 818, 819, 820, 821, 822, 823, 824, 825, 826, 827, 828, 829, 830, 831, 832, 833, 834, 835, 836, 837, 838, 839, 840, 841, 842, 843, 844, 845, 846, 847, 848, 849, 850, 851, 852, 853, 854, 855, 856, 857, 858, 859, 860, 861, 862, 863, 864, 865, 866, 867, 868, 869, 870, 871, 872, 873, 874, 875, 876, 877, 878, 879, 880, 881, 882, 883, 884, 885, 886, 887, 888, 889, 890, 891, 892, 893, 894, 895, 896, 897, 898, 899, 900, 901, 902, 903, 904, 905, 906, 907, 908, 909, 910, 911, 912, 913, 914, 915, 916, 917, 918, 919, 920, 921, 922, 923, 924, 925, 926, 927, 928, 929, 930, 931, 932, 933, 934, 935, 936, 937, 938, 939, 940, 941, 942, 943, 944, 945, 946, 947, 948, 949, 950, 951, 952, 953, 954, 955, 956, 957, 958, 959, 960, 961, 962, 963, 964, 965, 966, 967, 968, 969, 970, 971, 972, 973, 974, 975, 976, 977, 978, 979, 980, 981, 982, 983, 984, 985, 986, 987, 988, 989, 990, 991, 992, 993, 994, 995, 996, 997, 998, 999, 1000

Павловский Р.А.
Павловская Л.
Павлова А.И.

ПЕРВАЯ КОЛОННА

Александров А.
Александров В.
Александров Г.
Александров Д.
Александров Е.
Александров Ж.
Александров З.
Александров И.
Александров К.
Александров Л.
Александров М.
Александров Н.
Александров О.
Александров П.
Александров Р.
Александров С.
Александров Т.
Александров У.
Александров Ф.
Александров Х.
Александров Ц.
Александров Ч.
Александров Ш.
Александров Щ.
Александров Ъ.
Александров Ы.
Александров Ъ.
Александров Ы.

Александров А.
Александров В.
Александров Г.
Александров Д.
Александров Е.
Александров Ж.
Александров З.
Александров И.
Александров К.
Александров Л.
Александров М.
Александров Н.
Александров О.
Александров П.
Александров Р.
Александров С.
Александров Т.
Александров У.
Александров Ф.
Александров Х.
Александров Ц.
Александров Ч.
Александров Ш.
Александров Щ.
Александров Ъ.
Александров Ы.

Александров А.
Александров В.
Александров Г.
Александров Д.
Александров Е.
Александров Ж.
Александров З.
Александров И.
Александров К.
Александров Л.
Александров М.
Александров Н.
Александров О.
Александров П.
Александров Р.
Александров С.
Александров Т.
Александров У.
Александров Ф.
Александров Х.
Александров Ц.
Александров Ч.
Александров Ш.
Александров Щ.
Александров Ъ.
Александров Ы.

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Айзенштат В.И. 27
Александров И.В. 27
Алкер А. 112
Антипин В.С. 27, 105, 115
Аренс Л. 23
Афоница Г.Г. 115
- Барт Т. 120
Бахтин А.И. 153, 154, 184
Бельков И.В. 20, 41, 47
Бершов Л.В. 16, 17, 145, 156, 157
Бескин С.М. 26, 35, 67, 88, 184
Беспалько Н.А. 40
Беус А.А. 18, 22, 35, 66, 68
Брейтгаупт А. 9, 10, 181
Бугаец А.Н. 14, 61, 184
Буканов В.В. 47
Бурс Р. 154
- Вальтер А.А. 157
Вернадский В.И. 4, 11, 107
Вокелен Г. 9
Волошин А.В. 49, 168
Воробьева О.А. 20
Вохменцев А.Я. 13, 15, 79, 126, 134, 153, 166, 182, 184
Вышецки Г. 126
- Гаврилов А.П. 46
Гаюи Р.Ж. 9, 10, 180
Гинзбург А.И. 66, 126
Гольдсмит Ю. 120
Гольдшмидт В.М. 4, 11
Гордиенко В.В. 101, 108, 118
Гофмейстер А.И. 17
- Дворкин-Самарский В.А. 21
Де-Клуазо А. 4, 9, 10, 14, 112
Джадд Д. 126
Дмитриев Э.А. 21
Дмитриевский Б.С. 12
Дунаев В.А. 105, 111, 182
Дурнева И.Н. 111, 182
Дьяченко С.В. 148
- Елисеев Э.Н. 13, 15, 126
Еременко Г.К. 157
- Жерденко А.К. 65
Жиров К.К. 13, 15, 16, 105, 108, 109, 126, 178
Заварицкий А.Н. 4, 5, 11, 12, 18, 98, 161, 164, 182, 184

Иванов В.В. 106, 108, 109, 111
Исаков М.Г. 12, 20

Калинин П.В. 21
Капустин Н.П. 11, 12
Капустин Ю.Л. 21, 39
Киевленко Е.Я. 20, 181, 184
Клапрот М.Г. 9
Клименко Н.А. 21
Коваленко В.И. 18, 22, 35, 71, 75, 76, 77
Коваленко Н.И. 18, 22, 75
Коваль П.В. 61, 69, 70, 71, 120
Когарко Л.Н. 166

Кокшаров Н.И. 4, 9, 10
Коптева-Дворникова Е.О. 11
Косалс А.Я. 15, 35
Косалс Я.С. 119
Кудряшов А.В. 184
Кузнецов Г.В. 144
Куц В.П. 12, 16, 21

Лавес Ф. 120
Лакруа А. 23
Ларин В.М. 184
Лебедев Г.Г. 9
Левицкий О.Д. 69
Леман И. 145, 153, 158, 184
Летников С.И. 12
Липовский Ю.О. 22
Луговской Г.П. 21, 63, 64, 69, 71, 90
Лунц А.Я. 20, 41, 42, 44, 168
Луцик Ч.Б. 144
Ляхович В.В. 111

Макарт Х. 16, 112, 113, 123
Мануйлова М.М. 21
Марин Ю.Б. 26, 27, 126, 134, 170, 184
Мартин Р. 184
Марфунин А.С. 16, 17, 145, 146, 156, 157
Масгутов Р.В. 184
Матвеев К.К. 10, 166
Матросов И.И. 148
Матяш И.В. 145
Мельников М.П. 126
Мизар З. 16

Нагли Л.Е. 148
Недоумов Р.И. 67

Остроумов М.Н. 15, 16, 79, 91, 106, 121, 126, 134, 144, 153, 184
Офтедаль И. 13, 16, 108, 184

Пахомовский Я.А. 168
Пламеневская Н.Л. 61, 62, 161
Платонов А.Н. 126, 153, 154, 184

Платтнер К.Ф. 9
Плюснин Г.С. 13, 16, 126
Повондра П. 16
Поляков В.О. 184
Попов В.А. 91, 184
Попова П.И. 50, 184
Прайзингер А. 16, 112, 113, 123
Привознов А.И. 21
Пулиев Х.Н. 14, 120
Пшибрам К. 13

Ратиев Л.А. 14, 120
Родионов Д.А. 106
Россман Г.Р. 17, 158, 159, 184
Руденко С.А. 9, 98

Савкевич Н.Н. 20
Салимбаев А.С. 65
Сандфорд Ф.Т. 14
Сидоровская Т.И. 144
Смит Г. 154
Солодов Н.А. 100, 106, 108
Спейт Б. 145, 153, 158, 184
Спенсер Э. 22, 120

Стишов С.М. 13, 14, 109, 178

Таран М.Н. 126, 184
Таращан А.Н. 17, 126, 143, 153, 184
Тейлор С. 13
Темников Ю.И. 69
Толмачев Ю.М. 11

Фельдман Л.Г. 14, 22, 35, 61, 88, 161, 168, 184
Ферсман А.Е. 4, 5, 12, 18, 100, 126, 161, 179-181, 184
Филиппов А.Н. 11
Фроловская В.Н. 10, 166
Фрондел Ф. 157

Хедвал Т. 13
Хофмайстер А. 158, 159, 184

Чех Ф. 16, 23

Шерстюк А.И. 20
Шмакин Б.М. 14, 15, 21, 22, 118, 120

Щерба Г.Н. 61, 184
Щербакова Е.П. 184

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	4
Глава 1. История исследования амазонита	9
1.1. Открытия и исследования, проведенные до конца XIX в.	9
1.2. Исследования амазонита в первой половине XX в.	11
1.3. Исследования последних десятилетий	12
Глава 2. Основные закономерности распределения амазонита в природе	19
2.1. География амазонита	19
2.2. Геологическая позиция и закономерности пространственно-временного распределения амазонита в породах гранитоидных формаций	24
2.3. Основные генетические типы амазонитосодержащих пород	35
2.3.1. Амазонитовые граниты и их производные ..	35
2.3.2. Метасоматиты с амазонитом	39
2.3.3. Амазонитовые пегматиты	40
2.4. Главные провинции и месторождения амазонита	42
2.4.1. Кольский полуостров	42
2.4.2. Ильменские горы	49
2.4.3. Казахстан, Киргизия	61
2.4.4. Восточная Сибирь	66
2.4.5. МНР	71
Глава 3. Минералы-спутники и геохимия амазонита	79
3.1. Породообразующие, второстепенные и акцессорные минералы амазонит- содержащих пород	79
3.2. Геохимические особенности амазонитсодержащих парагенезисов	86
Глава 4. Морфология, конституция и свойства амазонита	91
4.1. Морфология и анатомия	91
4.2. Химический состав	99
4.3. Структурное состояние	112
4.4. Окраска и ее спектрально-колориметрические исследования	125
4.4.1. Колориметрия	125
4.4.2. Оптическая спектроскопия	133
4.4.3. Люминесценция	140
Глава 5. Природа окраски и генезис амазонита	151
5.1. Модели центров окраски	151
5.2. Генезис амазонита	161
Глава 6. Значение амазонита	169
6.1. Типоморфизм амазонита и его использование при решении поисково-разве- дочных задач	169
6.2. Краткая история находок и использования амазонита как самоцвета	179
Заключение	182
Список литературы	184
Указатель месторождений	185
Именной указатель	191

АМАЗОНИТ

”Я никогда не видел более прекрасной картины, — писал академик А.Е. Ферман, — хотя много месторождений цветных камней приходилось видеть раньше. . . Нигде меня не охватывало такое чувство восхищения перед богатством и красотой природы, как на амазонитовых коях. . . Есть исторические камни, всю жизнь которых можно проследить по документам, записям и рассказам, книгам или рукописям или которые сами рассказывают свою историю”.

История открытия и познания амазонита — голубовато-зеленой разновидности калиевого полевого шпата, уходящая своими корнями в глубокую древность, имеет немало пробелов. Но даже фрагментарная история исследования и использования этого прекрасного загадочного камня свидетельствует о том, что ему без сомнения принадлежит заметная роль в настоящем и еще большее значение приобретет он в будущем.

