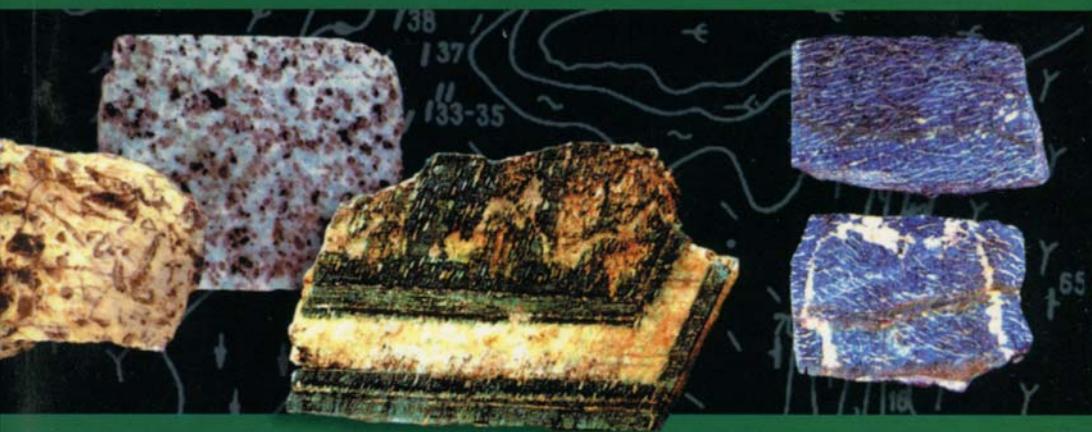


М. Н. Остроумов  
А. Н. Платонов  
В. А. Попов

# АМАЗОНСКИЙ КАМЕНЬ

МИНЕРАЛОГИЯ  
КРИСТАЛЛОХИМИЯ  
ТИПОМОРФИЗМ



ПОЛИТЕХНИКА

Электронный аналог печатного издания: Остроумов М. Н., Платонов А. Н., Попов В. А. Амазонский камень: Минералогия, кристаллохимия, типоморфизм / Под ред. М. Н. Остроумова. — 2-е изд., переаб., допол. — СПб.: Политехника, 2008. — 255 с.: ил.

УДК 549  
ББК 26.303  
О-79



**ПОЛИТЕХНИКА**  
**ИЗДАТЕЛЬСТВО**

Санкт-Петербург 2015

[www.polytechnics.ru](http://www.polytechnics.ru)

**Остроумов М. Н., Платонов А. Н., Попов В. А.**

О-79 Амазонский камень: Минералогия, кристаллохимия, типоморфизм/Под ред. М. Н. Остроумова. — 2-е изд., переаб., допол. — СПб.: Политехника, 2015. — 255 с.: ил.  
ISBN 978-5-7325-0675-4

Второе издание этой монографии (первое издание «Амазонит», изд-во «Недра», 1989, тираж 11 000 экземпляров) полностью было подготовлено М. Н. Остроумовым с учетом новейших данных и ряда необходимых изменений и дополнений. В книге рассмотрены закономерности распределения амазонита, связь его месторождений и 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 специалистов в области современной минералогии, геохимии, геммологии, а также для геологов-производственников, занимающихся поисками и оценкой месторождений полезных ископаемых; будет интересна широкому кругу читателей — любителей цветного камня.

**УДК 549**  
**ББК 26.303**

Amazonstone: Mineralogy, crystal chemistry, typomorphic features/  
Ostrooumov M. N., Platonov A. N., Popov V. A. — SPb.: Polytechnics, — 2015.

This monograph is the second edition of «Amazonite» book (first edition published by «Nedra», Moscow, circulation 11000 copies) presenting a concise treatise on problems and final results of modern studies of this famous mineral in their most sophisticated aspects. It is encyclopedic in its coverage of subjects which include the systematic description of all areas of Amazonstone studies corresponding to the actual capability and needs of Advanced Mineralogy. This second edition contains chapters on Geological Setting, Mineralogy, Crystal Chemical and Spectrometric Parameters, Typomorphic Features and Employment of Amazonstone.

Written for: Professionals at universities and in industry: mineralogists, geochemists, gemologists, geologists. The book is addressed also to collectors of minerals and gemstones.

ISBN 978-5-7325-0675-4 © Издательство «Политехника», 2015

# Оглавление

|   |            |
|---|------------|
| Предисловие . . . . .   | 5          |
| Введение . . . . .  | 8          |
| <b>Глава 1. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ АМАЗОНИТА . . . . .</b>  | <b>15</b>  |
| 1.1. Открытия и исследования, проведенные до конца XIX в. . . . .   | –          |
| 1.2. Исследования амазонита в первой половине XX в. . . . .   | 17         |
| 1.3. Исследования последних десятилетий XX в. . . . .   | 20         |
| <b>Глава 2. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ<br/>АМАЗОНИТА В ПРИРОДЕ . . . . .</b>   | <b>30</b>  |
| 2.1. География амазонита . . . . .  | –          |
| 2.2. Геологическая позиция и закономерности пространственно-<br>временного распределения амазонита в породах гранитоидных<br>формаций . . . . . | 37         |
| 2.3. Основные генетические типы амазонитсодержащих пород . . . . .  | 49         |
| 2.3.1. Амазонитовые граниты и их производные . . . . .  | –          |
| 2.3.2. Метасоматиты с амазонитом . . . . .  | 54         |
| 2.3.3. Амазонитовые пегматиты . . . . .   | 56         |
| 2.4. Главные провинции и месторождения амазонита . . . . .  | 59         |
| 2.4.1. Кольский полуостров . . . . .  | –          |
| 2.4.2. Ильменские горы . . . . .  | 68         |
| 2.4.3. Казахстан, Киргизия . . . . .  | 81         |
| 2.4.4. Восточная Сибирь . . . . .   | 88         |
| 2.4.5. Монголия . . . . .   | 95         |
| <b>Глава 3. МИНЕРАЛЫ-СПУТНИКИ И ГЕОХИМИЯ АМАЗОНИТА . . . . .</b>  | <b>106</b> |
| 3.1. Породообразующие, второстепенные и акцессорные минералы<br>амазонитсодержащих пород . . . . .  | –          |
| 3.2. Геохимические особенности амазонитсодержащих парагенезисов . . . . .   | 116        |
| <b>Глава 4. МОРФОЛОГИЯ, КОНСТИТУЦИЯ И СВОЙСТВА АМАЗОНИТА</b>  | <b>122</b> |
| 4.1. Морфология и анатомия . . . . .  | –          |
| 4.2. Химический состав . . . . .  | 133        |
| 4.3. Структурное состояние . . . . .  | 149        |
| 4.4. Окраска и ее спектрально-колориметрические исследования . . . . .  | 165        |
| 4.4.1. Колориметрия . . . . .   | –          |
| 4.4.2. Оптическая спектрометрия . . . . .   | 175        |
| 4.4.3. Люминесценция . . . . .  | 185        |
| 4.4.4. Колебательная спектрометрия амазонита . . . . .  | 199        |
| 4.4.4.1. Инфракрасная спектрометрия . . . . .   | –          |
| 4.4.4.2. Рамановская спектрометрия . . . . .  | 202        |
| 4.4.5. Электронный парамагнитный резонанс (ЭПР) . . . . .   | 205        |

|  |     |
|--|-----|
| Г л а в а 5. ПРИРОДА ОКРАСКИ И ГЕНЕЗИС АМАЗОНИТА . . . . .   | 208 |
| 5.1. Модели центров окраски . . . . .  | –   |
| 5.2. Генезис амазонита . . . . .   | 220 |
| Г л а в а 6. ЗНАЧЕНИЕ АМАЗОНИТА . . . . .  | 233 |
| 6.1. Типоморфизм амазонита и его использование при решении<br>поисково-разведочных задач . . . . . | –   |
| 6.2. Краткая история находок и использования амазонита как са-<br>моцвета . . . . .                | 246 |
| Заключение . . . . .   | 250 |
| Список литературы . . . . .  | 253 |

## Глава 1

### ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ АМАЗОНИТА

#### 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 — главных породообразующих минералах — были чрезвычайно скудны. В минералогических трактатах, относящихся к концу данного периода, полевые шпаты различались только по цвету, иногда для этой цели использовали 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. Данные этого анализа, 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 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 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, отвергли 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, 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) не содержалось прямых доказательств обусловленности окраски амазонита примесью битумов.

Таким образом, к концу XIX в. 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 этого века принадлежность амазонита к собственно 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 гг. 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. Ф. Брейтгаупт разделил все полевые шпаты на ортокластические и плагиокластические, отнеся амазонский камень, названный им амазонитом, к группе последних. В 1830 г. этот же минералог описал «зеленый фельдшпат из Гренландии», который не раскалывался под прямым углом и потому был назван микроклином.

В известном труде «Материалы для минералогии России» Н. И. Кокшаров 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 триклиномерной 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 XIX в. 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 полуострова, острова 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, некоторыми исследователями (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 максимуму отражения (или пропускания). Для того периода это можно считать несомненным экспериментальным достижением и вполне приемлемым в методическом плане. Позднее его работа неоднократно приводилась в качестве доказательства существования связи амазонитовой окраски с содержанием рубидия. 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 следует датировать временем интенсивных разработок ильменских амазонитовых копей, т. е. XIX в. Именно тогда была замечена тесная связь амазонита с топазом, рядом редких «черных» минералов (колумбитом, фергусонитом), а также с такими редкими и специфичными 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 XX в. началось научное изучение Ильменских гор. В 1928 г. Е. О. Коптева-Дворникова оха-

рактизовала 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 распространен 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 [23]. 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 температуре 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».

Новую, принципиально отличающуюся от изложенной, точку зрения о генезисе амазонита предложил и развил А. Н. Заварицкий [6]. 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 ионное метасоматическое замещение части ионов калия в микроклине 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-аплитов, аплитов и пегматитов. По мнению первооткрывателей, амазонитовые граниты должны были бы заинтересовать геологов как по комплексу проявленного в них редкометалльного оруденения, так и по возможному их использованию в качестве красивого облицовочного камня.

### 1.3. ИССЛЕДОВАНИЯ ПОСЛЕДНИХ ДЕСЯТИЛЕТИЙ XX в.

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 [1].

На протяжении последних десятилетий некоторые исследователи (М. Г. Исаков, В. П. Куц и др.) по-прежнему приписывали рубидию роль окрашивающего элемента, приводя в пользу этой гипотезы лишь данные химико-спектральных анализов амазонита. Другие исследователи (Э. Н. Елисеев, К. К. Жиров, М. Н. Остроумов), 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 большим, чем в амазонитах, содержанием 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 амазонита (Э. Н. Елисеев и др.). При химических анализах в амазонском камне постоянно устанавливали обе валентные формы железа, которые, как известно, и принимают непосредственное участие в окрасках многих минералов, в том числе и полевых шпатов (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 [1], 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 °С: Fe<sup>2+</sup> 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 амазонита. Это обстоятельство привело к появлению целого ряда 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 [30]. Используя данные о люминесценции и радиоактивном облучении прокаленных амазонитов, а также ссылаясь на их химические анализы, К. Пшибрам 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. К началу 60-х гг. прошлого века в литературе стало довольно распространенным представление С. М. Стишова о «дефектной» природе окраски амазо-

нита, 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 и уменьшении Al—Si-упорядоченности микроклина 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 [2]. 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 амазонитового окрашивания 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 [2] 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 угла оптических осей и рентгеновской триклинности. Отметим, что эти представления подтверждают (но на новом уровне) забытые наблюдения А. Де-Клуазо (см. раздел 1.1). Авторы пришли к выводу, что упорядочение калиевых полевых шпатов, заключающееся 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 цен-

тры 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 окраски 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, что, безусловно, трансформирует их в чисто умозрительные заключения.

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, в котором максимально упорядоченная разновидность (максимальный микроклин) считается только крайним, наиболее интенсивно окрашенным членом, вопреки утверждениям некоторых исследователей 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 спек-

тров пропускания амазонита, автор сделал вывод о связи полосы поглощения в области 600–650 нм с ионами оксида железа (II), а обесцвечивание амазонита при нагревании и частичное восстановление окраски после облучения объяснил процессами окисления-восстановления  $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ .

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 исследователей (К. К. Жиров и др.; М. Н. Остроумов), отмечавших, однако, что не все образцы амазонитов после прокаливания приобретают желто-бурые оттенки; некоторые при термическом обесцвечивании становятся белыми.

Последующая критика этой гипотезы основывалась главным образом на двух доводах: 1) низком содержании железа, особенно  $\text{Fe}^{2+}$  в микроклинах, в том числе и в амазонитах; 2) отсутствию корреляции между интенсивностью окраски амазонитов и содержанием в них железа. Эти аргументы, на первый взгляд, действительно веские: суммарное содержание примеси железа в микроклинах ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ) в редчайших случаях достигает 1 %, а в уникальных образцах желтого ферриортотклаза из пегматитов острова Мадагаскар концентрация  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  не превышает 1 %. В амазонитах же максимальное содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  составляет 0,5 %, а FeO — 0,1 %, т. е. колеблется в пределах ошибки традиционных методов химического разделения оксидов железа разной валентности. Естественно, располагая только результатами химических анализов амазонитов, вряд ли можно говорить о какой-либо 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 (625–720 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 развитая А. С. Марфуниным и Л. В. Бершовым [29].

Вскоре вслед за упомянутыми появились работы, доказывающие правомерность новой гипотезы. В них приводились результаты тщательных химических анализов, свидетельствующие о повышенной концентрации свинца в амазонитах по сравнению с обычными калишпатами (В. П. Кудц, 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 [26], отметив прямую зависимость между интенсивностью окраски амазонита и содержанием в нем свинца, полагают, что смена окраски зависит, возможно, от электронного перехода  $Pb^{2+} + Fe^{3+} \rightarrow Pb^{3+} + Fe^{2+}$ . По существу, это была первая серьезная попытка анализа многопричинности явления амазонитового окрашивания. В другом варианте [2] амазонитизация связывалась с замещением калия рубидием и свинцом, а кислорода — фтором и гидроксидом (группой ОН), 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 и П. Повондра, детально изучившие зеленые свинецсодержащие (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 ОН в структуре амазонита [1]. Рассматривая гидроксильную группу в качестве зарядового компенсатора при гетеровалентном изоморфизме  $K^+ \rightarrow Pb^{2+}$ , он считал, что результатом вхождения ее в структуру полевого шпата являются смещение характерной для амазонита полосы поглощения 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, амазонит полностью обесцвечивается при нагревании на воздухе в течение более 10 ч при температуре 250–270 °С. При нагревании такого же

образца в автоклаве с дистиллированной водой при температуре 300 °С 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, что основная для амазонита полоса поглощения 630–640 нм не связана непосредственно с электронными или дырочными центрами, обладающими термической устойчивостью 300 °С и менее. Однако незначительное уменьшение интенсивности максимума отражения и изменение тональности цвета могут быть следствием разрушения каких-то других (для данного образца) центров окраски, что вызвало появление зеленых оттенков. С другой стороны, водная среда препятствует разрушению амазонитовой окраски и, возможно, служит одной из причин развития амазонитизации.

Существенное значение структурных форм воды в процессе окрашивания амазонита отмечают А. Хофмайстер и Г. Россман [27], полагающие, что при  $\gamma$ -облучении молекулы воды диссоциируют с образованием  $H^{\bullet}$  и  $OH^{\bullet}$ . Эти радикалы, представляющие собой эффективные электронные ловушки, играют важную роль в образовании дырочных центров окраски (например, типа  $O^{-}$ ), а также в валентных превращениях 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  $Pb^{+}$  ( $Pb^{2+} + e^{-}$ ), который при нагревании исчезает одновременно с окраской и потому может считаться причиной ее появления.

Проведенное в 1984 г. А. Н. Платоновым с соавторами изучение спектров поглощения и люминесценции, а также термолюминесценции и термообесцвечивания амазонитов позволило получить другие доказательства участия свинца в окраске этого минерала [20]. 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 поле-

вых 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  $Pb^{2+}$ , определяемых 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.

Следует отметить, что в работе А. Хофмайстер и Г. Росмана [27] также отдается предпочтение этой гипотезе. В ней окраска амазонита объясняется электронными переходами в ионах  $Pb^{3+}$  или  $Pb^+$ , 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  $Pb^{3+}$ .

Наконец, в последних по времени проведения работах [28, 39] высказываются идеи о наличии в амазонитах других специфических центров свинца. Так, в работе [39] предлагается понимать под амазонитом голубовато-зеленый упорядоченный микроклин с парными центрами свинца ( $Pb_A - Pb_B$ ) $^{3+}$  в качестве хромофора. С другой стороны, А. Хальв [28], произведя теоретическое изучение спектра поглощения разновалентных ионов свинца ( $Pb^+$  и  $Pb^{3+}$ ) в микроклине, предполагает, что именно они являются ответственными за специфическую окраску амазонитов, или, иными словами, подтверждает гипотезу, предложенную ранее А. Хофмайстер и Г. Росманом [27].

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 исключających 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, объясняющая 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 и в меньшей мере — путем непосредственной кристаллизации амазонита в жильных производных [2].

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 (например, А. А. Беус) 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, происшедший вслед за процессами альбитизации и грейзенизации [1].

В заключение следует упомянуть о том, что в литературе не получил достаточного освещения важный с практической точки зрения вопрос о поисковом значении амазонита. По сути, только в одной работе [2] 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. Отметим, наконец, что в геолого-минералогической литературе совершенно отсутствуют какие-либо данные о типоморфном значении амазонита.

Заканчивая краткий обзор исследований конституции, окраски, генезиса и 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. главу 2) амазонит, как правило, только упоминается в связи с различной минералогической и геохимической специализацией горных пород и 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 долгое время считали относительно редким минералом, а самым крупным его месторождением признавали знаменитые Ильменские копи на Южном Урале.

К настоящему времени амазонит обнаружен во многих районах России 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 пегматитовых 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 слабоокрашенных редких порфиристых выделений, т. е. может считаться экзотическим. С другой стороны, значительные по площадям выходы (до нескольких, иногда 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 ок-