

А.И. Брусницын

**РОДОНИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
СРЕДНЕГО УРАЛА
(МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС)**

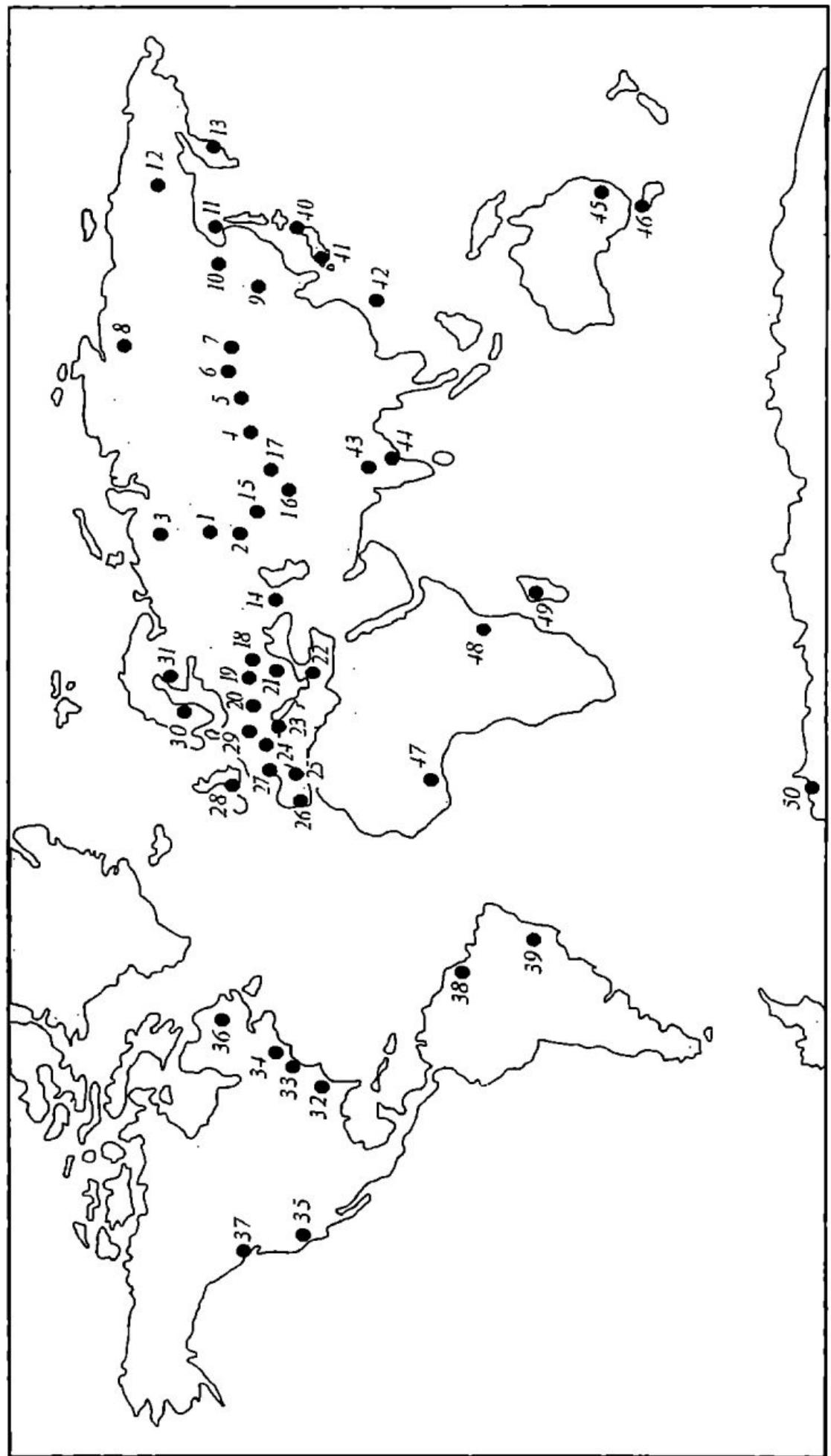
Под редакцией профессора *В.Г. Кривовичева*

ВВЕДЕНИЕ

Наряду с изумрудом, малахитом и яшмой, родонит (орлец) относится к традиционно уральским самоцветам. Он чрезвычайно популярен среди как специалистов, так и любителей камня и не нуждается в каком-либо особом представлении. Родонитовые вазы и торшеры украшают залы Эрмитажа и Павловского дворца, Московского Кремля и других ансамблей. Камень широко применялся придворной ювелирной фирмой Фаберже, образцы родонита можно найти практически в любой минералогической коллекции, государственной или частной, а изготовленные из яркого розового или малинового орлеца ювелирные украшения и предметы декоративно-прикладного искусства неизменно пользуются спросом.

Основным источником родонита в нашей стране служат месторождения Среднего Урала, расположенные в окрестностях Екатеринбурга. В этом районе известно 11 родонитовых месторождений и проявлений, однако добыча цветного камня в различное время производилась только на трех наиболее крупных из них — Малоседельниковском, Кургановском и Бородулинском. Но даже здесь, на лучших месторождениях, довольно редко встречаются обособления чистого, однородного родонита. Поэтому в камнерезном деле обычно используется полиминеральная порода, содержащая помимо родонита еще больше десятка марганцевых минералов и имеющая неоднородное строение, разнообразную окраску и декоративные качества. Такие породы обычно называют орлецом или «родонитом», несмотря на то, что одноименный минерал составляет в них иногда всего 50 об.% и даже ниже. Например, классические «родонитовые» вазы и торшеры из собрания Эрмитажа, изготовленные из камня знаменитого Малоседельниковского месторождения, менее чем наполовину сложены собственно родонитом, а остальная их часть находится на тефроит, родохрозит, спессартин и другие минералы. Гармоничное сочетание различных минералов и определяет своеобразную цветовую гамму орлеца из розовых, малиновых, серых, коричневых, желтых и черных тонов и создает неповторимый в каждом образце рисунок камня.

Однако, несмотря на широкую известность и очевидную вещественную и структурную неоднородность, уральский орлец до недавнего времени не привлекал к себе должного интереса специалистов-минера-



логов. Основное внимание исследователей было направлено на выявление важнейших особенностей геологического строения и петрографии родонитовых месторождений. Минералогия же данных объектов, как это ни удивительно, оставалась слабоизученной, а следовательно, и многие аспекты их генезиса оставались нерешенными и дискуссионными. Предлагаемая вниманию читателей книга призвана восполнить этот пробел.

Необходимо особо отметить, что родонитовые породы Среднего Урала не относятся к каким-то экзотическим образованиям, неким минералогическим уникумам, наподобие сибирских чароититов. Наоборот, в природе известно большое число объектов, близких к среднеуральским родонитовым месторождениям по геологическому строению, минералогии и условиям формирования (рис. 1). Всесторонние их исследования призваны решить многие актуальные вопросы генезиса метаморфизованных марганцевых пород.

Наша работа выполнена на материале Малоседельниковского, Кургановского и Бородулинского месторождений. Исследования проводились на кафедре минералогии Санкт-Петербургского государственного университета. При исследовании использовался комплекс методов:

I. Минералого-петрографическое изучение родонитовых пород проводилось в образцах, шлифах и аншлифах; определение оптических констант — в иммерсионных препаратах и на столике Федорова.

Рис. 1. Месторождения родонитовых пород.

1—14 — Россия: 1 — Бородулинское и др. (Ср.Урал), 2 — Кызыл-Таш и др. (Южный Урал), 3 — Парнокское (Пол. Урал), 4 — Чекмарь (Руд. Алтай), 5 — Хадынское (Тыва), 6 — Большегремячинское, 7 — Икатское (Забайкалье), 8 — м-е Анабарского массива, 9 — м-е Малого Хингана, 10 — Джагдинское, 11 — Шантарское, 12 — Хаканджинское, 13 — Корель, 14 — м-е Северного Кавказа; 15 — Караджал и др. (Казахстан); 16 — Султан-Уиз-Даг (Узбекистан); 17 — м-е хребта Иныльчик (Киргизия); 18 — Прилукское (Украина); 19 — Быстрый Поток (Словакия); 20 — Свалетице (Чехия); 21 — Глоу-Рэу (Румыния); 22 — Риза-Вори (Греция); 23 — Валь-Гравеглия (Италия); 24 — Валь-Скерцен (Швейцария); 25 — м-я Каталонии (Испания); 26 — Соловьёро (Португалия); 27 — м-я Верхних Пиреней (Франция); 28 — Требьюорланд (Англия); 29 — м-я Гарца (Германия); 30 — Лонгбан и др. (Швеция); 31 — Виттинке (Финляндия); 32—35 — США: 32 — Балд Киоб, 33 — Франклайн и др., 34 — м-я штата Массачусетс, 35 — Вильям Лейк; 36 и 37 — Канада: 36 — Вабуш, 37 — м-я острова Ванкувер; 38 и 39 — Бразилия: 38 — м-я территории Амапа, 39 — Лафаете и др.; 40 и 41 — Япония: 40 — Надо Тамагава и др., 41 — Фукумаки и др.; 42 — Сантзан Ривер (Тайвань); 43 и 44 — Индия: 43 — Саусар и др., 44 — Визианагар и др.; 45 — Хоскинс и др. (Австралия); 46 — м-я острова Тасмания; 47 — Биримская система (Кот-д'Ивуар); 48 — Дагасета (Танзания); 49 — м-е острова Мадагаскар; 50 — м-е гор Радан (Антарктида).

II. Химический анализ горных пород выполнен в Лаборатории химического и спектрального анализа ВСЕГЕИ методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа на спектрометре СРМ-25, аналитик В.В. Петров.

III. Химический состав минералов определялся микрозондовым методом в нескольких организациях и на различных приборах:

- 1) в Лаборатории растровой электронной микроскопии и микроанализа геологического факультета СПбГУ на растровом электронном микроскопе SEM-501B (Philips), снабженном спектрометрами EDAX-9100 и WDX-2A (Microspec); аналитик А.Р. Нестеров;
- 2) в Лаборатории электронной микроскопии и микроанализа АО «Механобраналит» на растровом электронном микроскопе «Camscan-4DV», снабженном спектрометром Link AN 10000; аналитики Ю.Л. Крецер, Н.С. Рудашевский и А.И. Брусницын;
- 3) в Институте минералогии и петрографии Гейдельбергского университета на микрозонде «Cameca SXSD»; аналитик проф. Р. Альтхер;
- 4) в Университете Лейкхед (Канада) на растровом электронном микроскопе «Hitachi 570», снабженном спектрометром Link ISIS; аналитик А.Р. Шахмурадян.

В таблицах анализы, выполненные в различных лабораториях, отмечены соответствующими номерами.

IV. Спектроскопическое изучение минералов проводилось в видимом и инфракрасном диапазонах длин волн. Спектры поглощения минералов были сняты на кафедре минералогии СПбГУ на спектрометре ПООС-1 в интервале длин волн 420–700 нм. Спектр отражения алабандина получен на приборе МФС-10 на кафедре полезных ископаемых СПбГУ. Все ИК-спектры сняты доктором физико-математических наук Н.В. Чукановым в Институте химической физики РАН в Черноголовке на спектрофотометре Specord-75IR при спектральной ширине щели 1.0–1.6 см^{-1} в частотном интервале 400–4000 см^{-1} . Образцы готовились по стандартной методике в виде таблеток КВг. Для компенсации полос адсорбированной воды в пучок сравнения помещали таблетку чистого КВг. Частоты измерялись с использованием в качестве эталонов полистирола и газообразного аммиака, с внесением поправки на приборный дрейф.

V. Рентгенографическое изучение минералов проводилось в рентгеновской лаборатории кафедры кристаллографии СПбГУ порошковым

методом на дифрактометре ДРОН-2 с $\text{Co}_{\text{k}\alpha}$ - и $\text{Cu}_{\text{k}\alpha}$ -излучением при скорости вращения гониометра от 1.0 до 0.5 град./мин, с использованием в качестве внутренних эталонов кремния, германия или кварца; интенсивность отражений оценивалась по высоте пиков.

Автор выражает глубокую благодарность проф. В.Г. Кривовичеву за всестороннюю помощь и постоянное внимание к работе. Он искренне признателен А.Н. Серкову прежде всего за предоставленные материалы по геологии родонитовых месторождений Среднего Урала, а также за образцы родонитовых пород, использованные при составлении эталонной и рабочей коллекций. Автор считает своим приятным долгом поблагодарить перечисленных выше коллег, содействовавших выполнению аналитических работ. Он выражает благодарность за содействие в проведении исследований и обсуждение их результатов сотрудникам, аспирантам и студентам геологического факультета С.-Петербургского государственного университета — Е.Н. Котельниковой, Г.А. Ильинскому, М.М. Болдыревой, С.М. Сухаржевскому, Е.Н. Перовой, П.Я. Азимову, А.А. Болотовой, А.А. Золотареву, сотрудникам Уральской государственной горно-геологической академии (Екатеринбург) Э.Ф. Емлину и С.Г. Суставову, Санкт-Петербургского горного института В.В. Смоленскому, а также В.В. Буканову. Большую помощь в проведении полевых исследований и оформлении рукописи автору оказали сотрудники кафедры минералогии СПбГУ А.А. Антонов, А.Н. Зайцев и Е.В. Старикова.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 96-05-65192).

Автор будет благодарен за все замечания и советы по книге и просит направлять их по адресу: 199034, Санкт-Петербург, Университетская набережная, 7/9, Санкт-Петербургский государственный университет, геологический факультет, кафедра минералогии. Телефон (812) 328-94-81. E-mail: brus@AA5709.spb.edu.

Глава 1

ИСТОРИЯ СРЕДНЕУРАЛЬСКОГО РОДОНИТА

История уральского родонита любопытна не только сама по себе, но еще и потому, что она отражает отношение к цветному камню в целом в различные периоды истории России. Отдельные страницы родонитовой летописи написаны А. Ферсманом (1956, 1962), А. Голомзиком (1983), М. Аринштейном с соавторами (1986), А. Голдобиным (1994). Используя эти и многие другие материалы, попытаемся воспроизвести события как можно полнее.

Первое упоминание об уральском орлеце содержится в «Описи месторождений цветных камней по Уралу 1792–1797 гг.», хранящейся в Государственном архиве Свердловской области (Голомзик, 1983). В этом документе, в частности, сообщается, что крестьянином дер. Седельниковой Никитой Партиным управляющему Екатеринбургской гравильной фабрики заявлен «шпат или орлец малинового цвета с черными железистыми прожилками и пятнами, изредка желтыми». Нахodka была сделана «при сосновом и березовом лесу на ровном месте» близ дер. Малой Седельниковой, расположенной в 27 верстах к югу от Екатеринбурга. Камень сразу привлек к себе внимание, а указанная Н. Партиным местность была тщательно изучена: «По разработке и свидетельству оказалось означенного шпата во внутренности земли не в большом положении немалыми штуками, но токмо по природным паринам разбористыми, коего немалое число и на разные поделки годного достоверно было и впредь к добыче надежда полагается» (Голомзик, 1983, с. 40). Так было открыто знаменитое ныне Малоседельниковское месторождение.

Малоседельниковское месторождение больше 150 лет было единственным в России разрабатываемым месторождением поделочного родонита. История уральского орлеца — это во многом его история.

Интерес простого крестьянина к камню, лежащему «на ровном месте», вовсе не случаен. Восьмнадцатый век для России — эпоха радикальной ломки всех жизненных устоев, развития промышленности, оживления искусства и науки. В Петербурге, Москве и их окрестностях в это время разворачивается грандиозное строительство особняков, которые по роскоши убранства не должны были уступать дворцам западных монархов, тем самым отражая достижения России на европейской

политической сцене. Отделка фасадов и интерьеров требовала большого количества разнообразного цветного камня, причем именно русского камня, чтобы подчеркнуть богатство страны. Для его поиска и добычи в разные уголки империи были направлены многочисленные экспедиции. Особенно масштабные работы были организованы на Урале, где с 1765 г., после указа Екатерины Великой «Об учреждении Экспедиции в Екатеринбурге для сыскания разных цветных камней» (в историю она вошла как «Экспедиция мраморной ломки») и постройки Екатеринбургской гранильной фабрики, любого, нашедшего «хорошие каменя разных видов», ждала награда. Такая постановка дел отвечала государственным интересам. Вполне естественно, что в подобных условиях у Никиты Партина был стимул серьезно отнестись к своей находке. О внимании крестьянина к камню свидетельствует и тот факт, что с поверхности орлец всегда покрыт невзрачной коркой черных гидроксидов марганца и чтобы вскрыть его красную сердцевину, необходимо приложить заметное усердие.

Своей неповторимой сочной арбузно-малиновой окраской орлец прекрасно дополнил цветовую гамму уже известных к тому времени русских самоцветов: синего байкальского лазурита, ярко-зеленого гумешевского малахита, желтой, коричневой и пестрой южноуральской яшмы. Известие об открытии нового диковинного камня быстро докатилось до Петербурга.

Уже в 1798 г. орлец «алой, прекрасную политру принимающий, просвечивающий с черными марганцевыми дендритами», встречающийся в Екатеринбургском округе, отмечает в своей работе «Первые основания минералогии или естественной истории ископаемых тел в двух книгах» крупнейший знаток русских минералов, академик Василий Михайлович Севергин. Он отнес «алой орлец» к разновидности «красного марганца» и, ссылаясь на исследования Рупprechта, опубликовал химический состав данной породы: «35.15 частей марганца, 55.06 кремнистой земли, 7.04 железа, 1.56 глины и 0.78 воды; кремнистая земля кажется здесь примешанной механически, ибо через промывание отделяется» (Севергин, 1798, кн. II, с. 297).

Любопытно отметить, что и в этой работе, и в вышедшем в 1807 г. «Подробном словаре минералогическом» В. Севергин употребляет термин «орлец» как синоним «рогового камня», под которым он понимает горную породу «кремнистого рода», разнообразной окраски и рисунка, встречающуюся в виде крепких сплошных масс с раковистым или занозистым изломом. При этом академик добавляет: «Роговой камень переходит частично в кварц, кремень и халцедон, а когда смешан с глиною, то также и в яшму» (Севергин, 1807, с. 282). Таким образом, изначально

под названием «орлец» объединялась довольно большая группа горных пород, сходных по своим механическим свойствам и структуре. В современной петрографической номенклатуре к этим породам ближе всего подходит определение «роговик».

В приводимом В. Севергиным длинном перечне «орлецов» камень, найденный близ дер. Малой Седельниковой, стоит на одном из последних мест. Однако он выгодно отличался от прочих разновидностей орлеца красивым розовым цветом и замысловатым рисунком. Видимо, поэтому выразительное название «орлец» постепенно закрепилось именно за этой породой и, таким образом, сохранилось в русском языке до наших дней.

Термин «родонит» (от греч. *ρόδον* — роза) появился позже, его ввел в 1819 г. немецкий минералог Яше (*Jasche*). Уральский же минерал впервые был определен как родонит другим немецким минералогом, Густавом Розе¹.

В 1829 г. Г. Розе, тогда тридцатилетний профессор Берлинского университета, сопровождал выдающегося натуралиста Александра Гумбольдта в его знаменитом путешествии по России. Проезжая по Уралу, Г. Розе лично посетил и подробно описал Малоседельниковское месторождение. Свои дневники ученый опубликовал в 1837 г. в Берлине в виде двухтомной монографии «Минералогическо-геогностическое путешествие по Уралу, Алтаю и Каспийскому морю»². В ней Г. Розе впервые называет уральский орлец родонитом. Следовательно, лишь через 40 лет после находки русского крестьянина в научном трактате немецкого минералога уральский камень обрел привычное для нас имя. Под

¹ Г. Розе относится к плеяде выдающихся немецких минералогов-эмпириков. Он известен как блестящий мастер точного описания минералов с использованием современных ему инструментальных методов. Он был ассистентом Э. Митчерлиха и активным участником открытия изоморфизма. Ему принадлежит заслуга выделения в изоморфном ряду плагиоклазов двух крайних членов — альбита и анортита. Ученый уточнил симметрию кварца, описал первый русский алмаз, найденный на Урале (это, кстати, было одним из первых детальных описаний кристаллов алмаза кристаллической формы), был пионером в исследовании минералов метеоритов и сделал еще серию важных открытий.

² В этом труде с немецкой аккуратностью описано несколько десятков русских минералов и, кроме словесного описания (как у В. Севергина), приведены результаты го- ниометрических измерений и химического анализа. В России первая аналогичная работа Николая Ивановича Кокшарова — исследователя, прославившего отечественную описательную минералогию, вышла в свет лишь в 1847 г., через 10 лет после книги Г. Розе. Неудивительно, что корифей кристаллографии и петрографии Евграф Степанович Федоров в числе «отцов» русской точной минералогии на первое место ставит немца Густава Розе (Федоров, 1899, с. 141).

таким названием он и стал известен за рубежом. Термин «орлец» в европейской и американской литературе не встречается.

С момента открытия и вплоть до 1917 г. Малоседельниковское месторождение являлось собственностью Императорской фамилии и поэтому все вопросы, связанные с его разработкой, находились в ведении Кабинета Его Императорского Величества. Непосредственное же руководство работами на месторождении было возложено на дирекцию Императорской Екатеринбургской гранильной фабрики.

Месторождение отрабатывалось тремя небольшими карьерами (Большая и Малая Орлецовые копи и Орлецовая яма) (рис. 2), работы на



Рис. 2. Большая Орлецовая копь Малоседельниковского месторождения в 1913 г. (воспроизводится по А.Ферсману, 1956).

которых проводились не постоянно, а лишь по мере необходимости в орлеце. При этом, согласно указанию петербургского начальства, мастеровые старались извлекать камень бережно и как можно в больших кусках, для чего расчистку залежей проводили вручную и лишь в особо редких случаях использовали пороховые взрывы. Это был тяжелейший, буквально каторжный труд. Но только так оказалось возможным добыть уникальные глыбы, пригодные для изготовления монументальных изде-



Рис. 3. Глыба малоседельниковского орлеца во дворе Екатеринбургской гранильной фабрики (воспроизводится по А. Ферсману, 1956)

лий. В их числе в 1869 г. был добыт самый крупный монолит, весивший 2850 пудов (45.6 т) (рис. 3). Почти 20 лет он пролежал нетронутым, и только в 1888 г. было принято решение изготовить из него саркофаг императрицы Марии Александровны, супруги императора Александра II. Рисунок саркофага выполнил архитектор А. Гунн. Черновая обработка камня проводилась в Екатеринбурге, а окончательная доводка — в Петергофе. В 1906 г. саркофаг из монолита, весившего уже чуть меньше 7 т, был установлен в Петропавловском соборе Санкт-Петербурга, где и находится до сих пор. Общее же количество добытого до 1917 г. камня неизвестно, в литературе приводятся лишь цифры за отдельные годы. Так, по данным М. Аринштейна с соавторами (1986) и А. Ферсмана (1962), в 1859 г. добыто 4870 пудов (78 т), в 1863 — 526 пудов (8.4 т), в 1869 — 8616 пудов (138 т), а в 1913 г. — не менее 32 т.

Орлец поступал на Екатеринбургскую и Петергофскую гранильные фабрики, где из него изготавливали вазы, торшеры, обелиски и другие украшения залов и кабинетов дворцов русской знати. Кроме того, из орлеца вырезали и более мелкие изделия: подсвечники, письменные приборы, шкатулки и др., а также ювелирные украшения выполненные по рисункам известных художников и архитекторов (М. Шурупова, А. Воронихина, А. Захарова, К. Росси, В. Стасова и др.), с непревзойденным техническим совершенством, эти произведения искусства по праву создали мировую славу уральскому родониту и русской камнерезной школе.

Во второй половине XIX — начале XX в на Среднем Урале были открыты еще четыре родонитовых месторождения Гагарское (Баженовское), Александровское, вблизи деревень Курганово и Бородулино. И хотя, по свидетельству очевидцев, самоцвет вновь открытых месторождений был «весьма хорош», тогда эти находки не привлекли к себе значительного внимания, поскольку запасы и качество малоседельниковского камня вполне удовлетворяли собственника и основного потребителя уральского орлеца — русский императорский двор. Поэтому все четыре месторождения были в свое время «забыты» и «утеряны»

После 1917 г. интерес к родониту значительно снизился, и примерно до середины 50-х годов его добывали нерегулярно и в небольшом количестве, применяя главным образом для мелких поделок. На этом фоне следует выделить один довольно примечательный эпизод

В середине 1930-х годов на Малоседельниковском месторождении была добыта крупная партия прекрасного поделочного орлеца, которую целиком отправили в Москву для облицовки строящейся станции метро «Маяковская». На наш взгляд, это один из ярких примеров того, как в эпоху становления социализма интерес к цветному камню приобрел новые формы. Самоцвету — предмету недоступной буржуазной роскоши — было предназначено стать украшением повседневной жизни рабочего человека. И родониту нашли новое применение. Если при царизме уральским малахитом облицевали один из парадных залов Зимнего дворца, то при социализме родонитом знаменитого Малоседельниковского («императорского») месторождения отделали вестибюль станции столичного метро, доступный каждому трудающемуся. Безусловно, станция «Маяковская» — одна из самых красивых в московском метрополитене. Однако сегодня вряд ли можно согласиться с низложением ярко окрашенного, дорогого и, что немаловажно, редкого орлеца до уровня хоть и красивого, но не столь диковинного облицовочного мрамора, а также гранита, цветной эмали и штукатурки. В суете транспортных будней жизнерадостный уральский камень остается незамеченным и эмоционально невостребованным. Кроме того, как теперь ясно, был нарушен один из главных законов рынка драгоценностей, ведь не каждый станет носить украшения с камнем, которым облицовывают метро³.

³ Занятно, что история полностью повторится через 50 лет с другим уникальным сибирским самоцветом — чароитом. В 80-е годы XX столетия им облицовали помещение агентства «Аэрофлот» в Париже. Россия — страна богатая, а душа у нас широкая — ну что тут поделаешь?!

В предвоенные годы и во время Великой Отечественной войны поделочный родонит, естественно, не добывался. Однако значительный интерес представлял марганец как компонент высокосортной броневой стали. На Среднем Урале поисково-оценочными работами на марганец руководили Н. Елишевич (1918), М. Гордиенко (1928, 1931), К. Власов и Е. Кутукова (1938), А. Водяников и Е. Кожевников (1941, 1942), Ю. Асанов (1945). Тогда, в ходе ревизии известных проявлений марганцевой минерализации, реликты родонита были установлены на Октябрьском и Афанасьевском месторождениях, дополнительно были обследованы окрестности деревень Малой Седельниковой, Курганово, Бородулино, а также район Александровского месторождения. Поскольку искали необходимые для металлургии оксидные марганцевые руды, карбонатно-силикатные залежи (родонитовые породы) остались нетронутыми. Тем ни менее они были зафиксированы в геологических отчетах и единичных научных публикациях, а в дальнейшем, в 1950–1980-х годах, послужили отправными точками при поисках месторождений поделочного орлеца

Новая, «индустриальная», страница в истории уральского родонита начинается в середине 1950-х годов, когда резко возросла необходимость в самом разнообразном камнесамоцветном сырье. В связи с этим в период с 1955 по 1989 г. геологами Уральского ТГУ, а затем ПГО «Уралварцсамоцветы» было проведено систематическое изучение районов с известной ранее родонитовой минерализацией. В этот период были, по сути дела, заново открыты и разведаны Кургановское, Бородулинское, Октябрьское и некоторые другие месторождения. Впервые было проведено детальное исследование Малоседельниковского месторождения (Г. Скворцов, 1955–1956; Л. Семенов, 1959–1960; А. Голдобин, 1961–1962 и 1970–1972; Исетская ГРП, 1971–1976 и 1982–1985; М. Аринштейн, 1973–1980; А. Серков, 1984–1989). Надо отдать справедливость уральским геологам — они мастерски сделали свое дело: месторождения были найдены и разведаны, выявлены важнейшие закономерности геологии, петрографии и генезиса поделочных родонитовых пород.

Но вместе с тем в эпоху социалистической экономики индустрия цветного камня развивалась по тем же правилам, что и отрасли черной металлургии. План на самоцветное сырье выдавался тоннами, существовали жесткие ГОСТы на качество добываемой «продукции» (по которым, кстати, орлец из залов Эрмитажа оказался бы браком), при работе широко использовались взрывы, нередко переводившие высококачест-

венное сырье в цветную щебенку. В результате такой деятельности запасы среднеуральского родонита были в значительной мере исчерпаны.

Основные работы были сосредоточены на трех наиболее крупных месторождениях: Малоседельниковском, Кургановском и Бородулинском.

По оценке 1973 г. запасы Малоседельниковского месторождения составили 320.5 т высококачественного камня. Для их отработки на дне Большой Орлецовой копи были заложены две штолни и неглубокая (около 40 м) шахта. Однако уже к 1981 г. месторождение было практически выработано, добыча оставшихся в земле нескольких десятков тонн родонита оказалась нерентабельной, и с середины 80-х годов месторождение не разрабатывалось. В 1991 г. под предлогом рекультивации колхозных земель был засыпан карьер Большой Орлецовой копи — варварски уничтожен памятник горнопромышленной истории Урала, уникальный объект минералогических экскурсий. Затем, в течение 1991–1993 гг., небольшая старательская артель перебрала отвалы так называемого некондиционного орлеца, после чего месторождение было заброшено. Таким образом, в наши дни завершилась почти 200-летняя история одного из самых знаменитых в России месторождений цветного камня. По современным оценкам, запасы Малоседельниковского месторождения составляли около 1500 т «кондиционного» орлеца.

Кургановское месторождение было扑щено в эксплуатацию в середине 1970-х годов, когда стало ясно, что ресурсы малоседельниковского орлеца на исходе. Оно расположено в 32 км к юго-западу от Екатеринбурга, в 1.5 км к северу от одноименной деревни. Точная дата открытия месторождения не установлена, известно только, что со второй половины XIX в. в этом районе несколькими небольшими карьерами разрабатывались окисленные марганцевые руды, среди которых попадались реликты светло-розового родонита. Первое документальное сообщение о кургановском родоните встречается в изданной в 1881 г. в Санкт-Петербурге монографии «Очерк месторождений полезных ископаемых в Российской Федерации и на Урале».

Находки родонита в этом районе случались и позже, но детальная разведка Кургановского месторождения была начата только в 1955 г. и с перерывами продолжалась до 1980 г. (Г. Скворцов, 1955–1956; А. Голдобин, 1970–1972; М. Аринштейн, 1973–1980). Разведочными работами было вскрыто и оконтурено 17 родонитовых залежей, заключавших несколько сотен тонн прекрасного камня. Попутно производилась добыча орлеца. С 1976 по 1994 г. Курганово было крупнейшим в России месторождением поделочного родонита. В этот период здесь было добыто

1099 т сортового камня, примерно по 60–100 т в год. За 18 лет Кургановское месторождение дало больше родонита, чем Малоседельниковское за весь XIX век! Поэтому вполне естественно, что оно очень скоро оказалось выработанным. В 1994 г. работы на месторождении были прекращены⁴.

Бородулинское месторождение в наши дни является самым крупным на Среднем Урале разведанным месторождением поделочного родонита. Оно находится в 28 км к юго-востоку от Екатеринбурга, в 2 км западнее дер. Бородулино. Родонит здесь найден в конце прошлого века. Уже в 1908 г. о Бородулинском месторождении орлеца упоминает в своих неопубликованных записках горный инженер Н. Михеев, а почти через десять лет, в 1921 г., эти данные повторяет известный знаток и любитель уральских самоцветов, академик А. Ферсман. Он пишет, что месторождение находится «в заброшенном марганцевом руднике у дер. Бородулино в той же Нижне-Исетской даче (в 10 верстах от дер. Седельниковой). Орлец этого месторождения некрасивого тона и, по-видимому, внимания не заслуживает» (цит. по: Ферсман, 1962, с. 166). В 1942 г. марганцевые месторождения Среднего Урала изучались геологом К. Кожевниковым, который обнаружил родонит не только на Бородулинском марганцевом карьере, но и среди коренных выходов кварцитов в 2 км от самой деревни. Об открытии К. Кожевникова вспомнили лишь в середине 80-х годов, когда Малоседельниковское и Кургановское месторождения были в значительной мере исчерпаны и перед геологами объединения «Уралкварцсамоцветы» всталла задача расширения сырьевой базы родонита.

Разведка старого марганцевого карьера (его иногда называют месторождением Бородулинское-2) не принесла желаемых результатов — запасы родонита здесь оказались очень ограниченными и, как предупреждал А. Ферсман, камень обладал низкими декоративными качествами. Тогда поиски перенесли в окрестности поселка, где в 1984 г. на невысокой возвышенности геолог А. Серков нашел «кожевниковые» канавы с родонитсодержащими кварцитами. На этом месте в 1989–1992 гг. была разбурена серия скважин и заложены два шурфа, которыми на глубине свыше 10 м были вскрыты 18 родонитовых линз,

⁴ Показательно, что в 1970–1980-е годы камнерезная промышленность просто не успевала переработать такое огромное количество добываемого орлеца (равно как и яшмы, агата, нефрита, лазурита и др.). Сотни тонн замечательного малоседельниковского и кургановского родонита до сих пор хранятся на складах производственных организаций и отсюда поступают на внутренний и, в меньшей степени, мировой рынок цветного камня.

сгруппированных в две крупные залежи с общими запасами не менее 1500 т сортового камня. Это почти столько же, сколько было на Малоседельниковском месторождении. Да и по качеству Бородулинский орлец не уступает классическому малоседельниковскому камню. К счастью, Бородулинское месторождение пока так и не начали эксплуатировать в «промышленных масштабах».

Все другие среднеуральские проявления родонита относятся к числу мелких или недостаточно изученных объектов, представляющих главным образом минералогический и исторический интерес. Поэтому ограничимся лишь краткой справкой о них.

Октябрьское месторождение расположено на восточной окраине г. Полевского, в 1 км на юго-восток от пос. Октябрьский. Месторождение обследовалось в 1950–1960 гг. (Л. Семенов, П. Ярош, Ф. Буслаев), но детально разведано в период с 1978 по 1983 г. геологами Исетской ГРП.

На месторождении выявлено шесть небольших родонитовых залежей, прослеженных до глубины 40 м. Основная масса камня представлена светло-розовыми породами полосчатой или, реже, пятнистой текстуры, значительно уступающими по декоративным свойствам классическому малоседельниковскому орлецу. Ввиду небольших масштабов и невысокого качества камня, месторождение не разрабатывается. Предполагается, что промышленные перспективы Октябрьского месторождения связаны с разведкой его глубоких (70–100 м) горизонтов.

Гагарское (Баженовское) проявление открыто в 1874 г. крестьянами из с. Белоярского, занимавшимися поисками хромистого железняка в окрестностях речки Пушкихи, правого притока р. Пышмы, недалеко от деревень Гагарской и Курманки. В 1878 г. разведку месторождения провел горный инженер Г. Лебедев, который пришел к заключению, что «орлец в верхней части месторождения является в виде вкраплений и небольших гнезд среди твердой кварцевой породы, образующей жилу в граните», и что «здесь орлец по своему сложению, цвету и способности принимать политру не уступает орлецу из деревни Малой Седельниковой» (Лебедев, 1878, с. 8).

В 1937 г., после длительных поисков, месторождение было вновь найдено любителем минералов из с. Курманки С. Соколовым, а в 1938 г. изучено К. Власовым и Е. Кутуковой. В 1970-х годах геологами ПГО «Уралкварцсамоцветы» месторождение признано неперспективным на ювелирно-поделочное сырье.

Александровское проявление впервые упоминается в «Записках Уральского общества любителей естествознания» за 1874 г. В этом журнале Н. Новокрещеных сообщает: «Родонит, или орлец (марганцевый голыш), недалеко от Александровского хромитового рудника в Лешачих логах составляет хорошее месторождение» (цит. по: Аринштейн и др., 1986, с. 119).

В 1912–1913 гг. для нужд Верх-Исетского завода в Екатеринбурге здесь добыто около 50 т окисленных марганцевых руд. В 1928 и 1931 гг. месторождение обследовано и описано М. Гордиенко. Затем месторождение было «утеряно». В 1982 г. оно заново обнаружено юными геологами под руководством Л. Чесноковой и в 1983 г. изучено геологами Исетской ГРП (Голдобин, 1994).

Месторождение представляет собой небольшой (около 20 м в окружности) заброшенный карьер, в отвалах которого иногда встречается прекрасный арбузно-красный родонит, напоминающий лучшие образцы малоседельниковского камня. Отдельные гнезда родонита обнаружены также среди кварцитов на глубине ниже 7 м. В настоящее время район месторождения рассматривается как перспективный для дальнейших детальных поисков родонитовых залежей.

Афанасьевское проявление установлено в 1940-х годах К. Кожевниковым на месте старого марганцевого рудника. Оно сформировано четырьмя линзами светло-розового прожилково- пятнистого родонита с неплохими декоративными качествами.

Горношитское, Полдневское, Змеиногорское и Дмитриевское проявления образованы несколькими телами кварцитов, содержащих рассеянную оксидно-марганцевую минерализацию. Реликты родонита обнаружены только на Дмитриевском проявлении. Однако характер геологического строения всех этих объектов позволил геологам ПГО «Уралкварцсамоцветы» считать данные участки благоприятными для постановки детальных поисков родонитовых залежей.

Глава 2

ГЕОЛОГИЯ РОДОНИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Позиция месторождений в геологических структурах Среднего Урала

Месторождения и проявления родонитовых пород Среднего Урала расположены в пределах Восточно-Уральского поднятия. Район месторождений имеет сложное геологическое строение, сформированное в течение длительного (от докембрия до верхнего палеозоя) времени (рис. 4).

Наиболее древними (1850 ± 70 млн. лет. по А. Краснобаеву и др., 1978) образованиями данной территории являются Сысертско-Ильменогорский и Мурзинско-Адуйский гнейсо-мигматитовые комплексы, выделяющиеся соответственно на юге и востоке района в виде крупных антиклинальных поднятий (блоков, куполов). В их составе преобладают мигматизированные биотитовые, амфибол-биотитовые и амфиболовые плагиогнейсы с прослоями и линзами амфиболитов, кварцитов и кварц-полевошпатовых сланцев, уровень метаморфизма которых отвечает амфиболитовой фации (Кейльман, 1974).

Гнейсо-мигматитовые блоки разобщены сложно построенными эвгеосинклинальными толщами палеозоя, сходными по составу с палеоостроводужными вулканитами и вулканогенно-осадочными комплексами Тагило-Магнитогорского прогиба (Дымкин и др., 1985). В их строении выделяются два структурных яруса. Нижний, ордовик-раннесилурийский, сложен амфиболитами, базальтовыми, андезитовыми и дацитовыми порфиритами, туфопесчаниками, углисто-кремнистыми, кварц-хлоритовыми, кварц-серицитовыми, гранат-биотитовыми и другими сланцами. Верхний, силур-девонский, образован вулканогенными породами основного, среднего и кислого состава, а также их туфами. Вулканогенно-осадочные породы обоих ярусов метаморфизованы до уровня зеленосланцевой фации.

На всей территории района широко развиты девонские интрузии перidotитов и габбро, образовавшиеся в палеоостроводужном режиме, а также позднепалеозойские массивы гранодиоритов, биотитовых и аля-

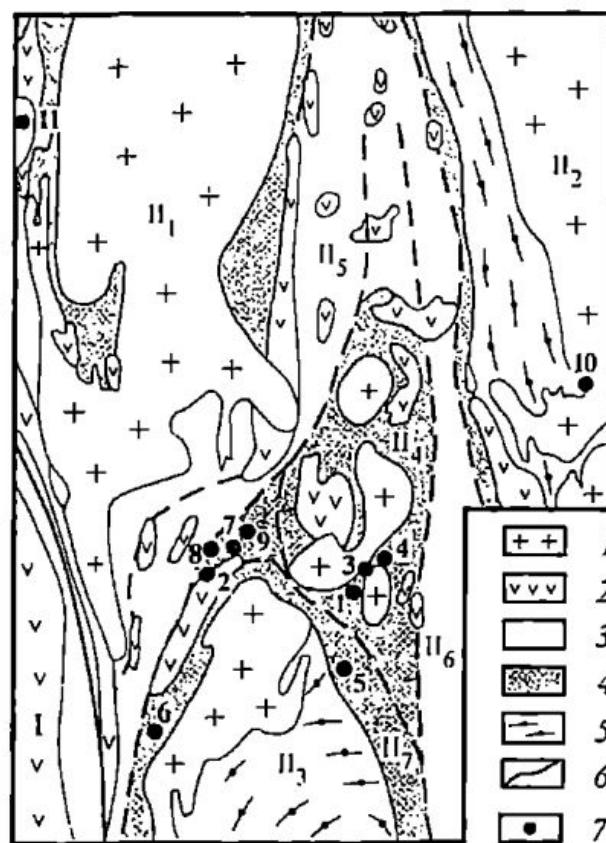


Рис 4 Географическая и геологическая схемы размещения месторождений родонитовых пород на Среднем Урале (по А Серкову, 1989)

I — биотитовые и аляскитовые граниты (PZ_3), 2 — апогаббровые амфиболиты и серпентиниты (D_{2-3}), 3 — вулканиты среднего состава и их туфы (S—D), 4 — зеленые сланцы (O—S), 5 — гнейсы (PR), 6 — границы структурных зон первого и второго порядков (I — Тагило-Магнитогорский прогиб, II — Восточно-Уральское поднятие II_1 — Верхне-Исетский мегантиклиниорий, II_2 — Мурзинско-Адуйский антиклиниорий, II_3 — Сысертский антиклиниорий, II_4 — Монеткинско-Седельниковский антиклиниорий, II_5 — Свердловский синклиниорий, II_6 — Арамильско-Сухтелинский мегасинклиниорий, II_7 — Шабровская седловинная структура), 7 — месторождения родонитовых пород (цифры на схемах) 1 — Малоседельниковское, 2 — Кургановское, 3 — Бородулинское-1, 4 — Бородулинское-2, 5 — Афанасьевское, 6 — Октябрьское, 7 — Дмитриевское, 8 — Горношитское, 9 — Змеиногорское, 10 — Гагарское 11 — Александровское

скитовых гранитов, внедрившиеся в период коллизии Уральского складчатого пояса.

Основная часть родонитовых месторождений и проявлений локализована в сланцевых толщах силурийского возраста (рис. 5). Как правило, месторождения приурочены к зонам сочленения крупных антиклинальных (Сысертский, Монеткинско-Седельниковский антиклиниории) и

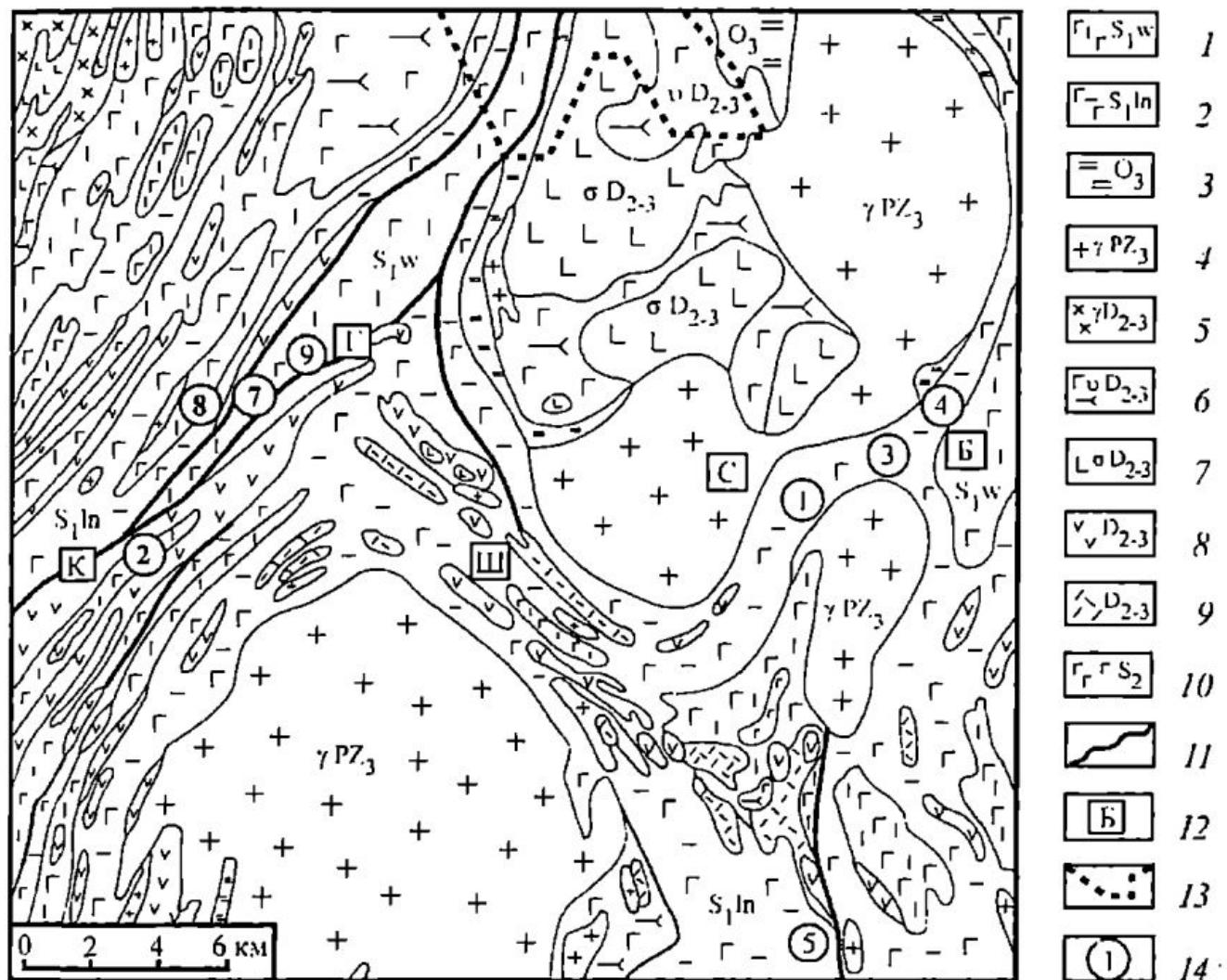


Рис. 5. Геологическая схема района нахождения наиболее крупных месторождений родонитовых пород (составлена геологами ПГО «Уралкварцсамоцветы» с использованием материалов «Уралгеолкома»).

1 и 2 — вулканнты и вулканогенно-осадочные породы силура (1 — венлокский ярус: альбитофиры и их туфы, диабазы, порфириты базальтовые, андезитовые и дактиловые, порфиритоиды, кварц-хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы, амфиболиты; 2 — лландоверский ярус: мраморы, порфиры базальтовые и андезито-базальтовые, сланцы углисто-кремнистые, графитистые, кварц-хлоритовые, кварц-серицитовые, кварц-биотитовые и гранат-амфиболитовые); 3 — вулканогенно-осадочные породы ордовика: порфиры базальтовые, кварц-хлоритовые и кварц-биотитовые сланцы, амфиболиты, гнейсы амфиболовые и биотитовые; 4 — позднепалеозойские интрузии биотитовых, двуслюдянных и аляскитовых гранитов; 5—10 — среднепалеозойские интрузии (5 — плагиограниты роговообманковые, биотит-роговообманковые и биотитовые, диориты; 6 — габбро и габбро-амфиболиты, апогаббровые амфиболиты, 7 — дуниты, пироксениты и гарцибургиты; 8 — серпентиниты аподунитовые, апопериодитовые и апопироксенитовые; 9 — тальк-карбонатные и тальковые породы; 10 — диориты, габбро-диориты, габбро-нориты, габбро, апогаббровые амфиболиты); 11 — наиболее крупные тектонические нарушения; 12 — поселки: С — Большое Седельниково, Б — Бородулино, К — Курганово, Ш — Шабровский, Г — Горношитский; 13 — границы южной окраины г. Екатеринбурга; 14 — месторождения и проявления родонитовых пород (цифры в кружках): 1 — Малоседельниковское; 2 — Кургановское; 3 — Бородулинское-1; 4 — Бородулинское-2; 5 — Афанасьевское; 7 — Дмитриевское; 8 — Горношитское; 9 — Змеиногорское.

синклинальных (Свердловский синклиниорий, Арамильско-Сухтелинский мегасинклиниорий) структур, вдоль которых прослеживаются протяженные разломы глубинного заложения, трассируемые телами серпентинитов и апогаббровых амфиболитов (Серков, 1989). В пределах этих зон месторождения образуют две полосы северо-восточного простирания — западную и восточную. В западной полосе находятся Кургановское и Октябрьское месторождения, Дмитриевское, Горношитское и Змеиногорское проявления; в восточной — Малоседельниковское и Бородулинское-1 месторождения, проявления Бородулинское-2 и Афанасьевское.

В стороне от основной группы месторождений находятся Александровское и Гагарское (Баженовское) проявления. Первое расположено в юго-западном обрамлении Верхне-Исетского массива. Вмещающими родонитовые тела породами здесь являются вулканиты основного состава, преобразованные в процессе метаморфизма в слабо рассланцованные порфиритоиды и зеленые сланцы. Второе проявление приурочено к юго-западной части Мурзинско-Адуйского гнейсо-мигматитового комплекса и представлено телом кварцитов с небольшими линзочками родонита. Ввиду развития в пределах Гагарского проявления довольно мощной коры выветривания, нельзя сделать однозначного заключения о том, залегают ли кварциты непосредственно на гранитах или же образуют линзовидное тело в зеленых сланцах.

Важно отметить, что на Среднем Урале не устанавливается пространственной и генетической связи родонитовых месторождений с интрузивными массивами, в частности гранитными. Так, Гагарское месторождение локализовано непосредственно в экзоконтактовой зоне Мурзинско-Адуйского массива, Малоседельниковское и Бородулинское расположены в 200 м от Седельниковского массива, Кургановское же находится примерно в 5 км от ближайшего гранитного массива и локализовано в сланцевом клине, залегающем среди серпентинитов. Другие месторождения также располагаются на значительном (несколько километров) удалении от гранитных интрузий. При этом минеральный состав родонитовых пород всех месторождений сходен и не изменяется в зависимости от их удаленности от гранитоидов.

Геологическое строение месторождений

Все родонитовые месторождения имеют однотипное геологическое строение, основные черты которого изложены в работах К. Власова и

Е Кутуковой (1940), К. Кожевникова (1960), А. Гаврилова (1972), В. Чемицьина и В. Кирносова (1975), С. Стоялова (1980), Е. Киевленко и Н. Сенкевича (1983), В. Лукошкова (1983), А. Серкова (1989, 1990), А. Голдобина (1994).

Малоседельниковское месторождение в структурном плане приурочено к восточному крылу Монеткинско-Седельниковского антиклиниория, вблизи его границы с Шабровской седловинной структурой. В пределах месторождения породы смяты в небольшую брахиантиклинальную складку, ядро которой сложено амфиболитами, а крылья — переслаивающимися биотит-, серицит-кварцевыми и углеродистыми кварц-серицитовыми сланцами с многочисленными прослоями и линзами почти мономинеральных кварцитов. Сланцевая пачка имеет северо-восточное простирание, с падением на северо-запад под углами 60–85° (рис. 6) и образует широкую полосу (около 2.5 км), протягиваю-

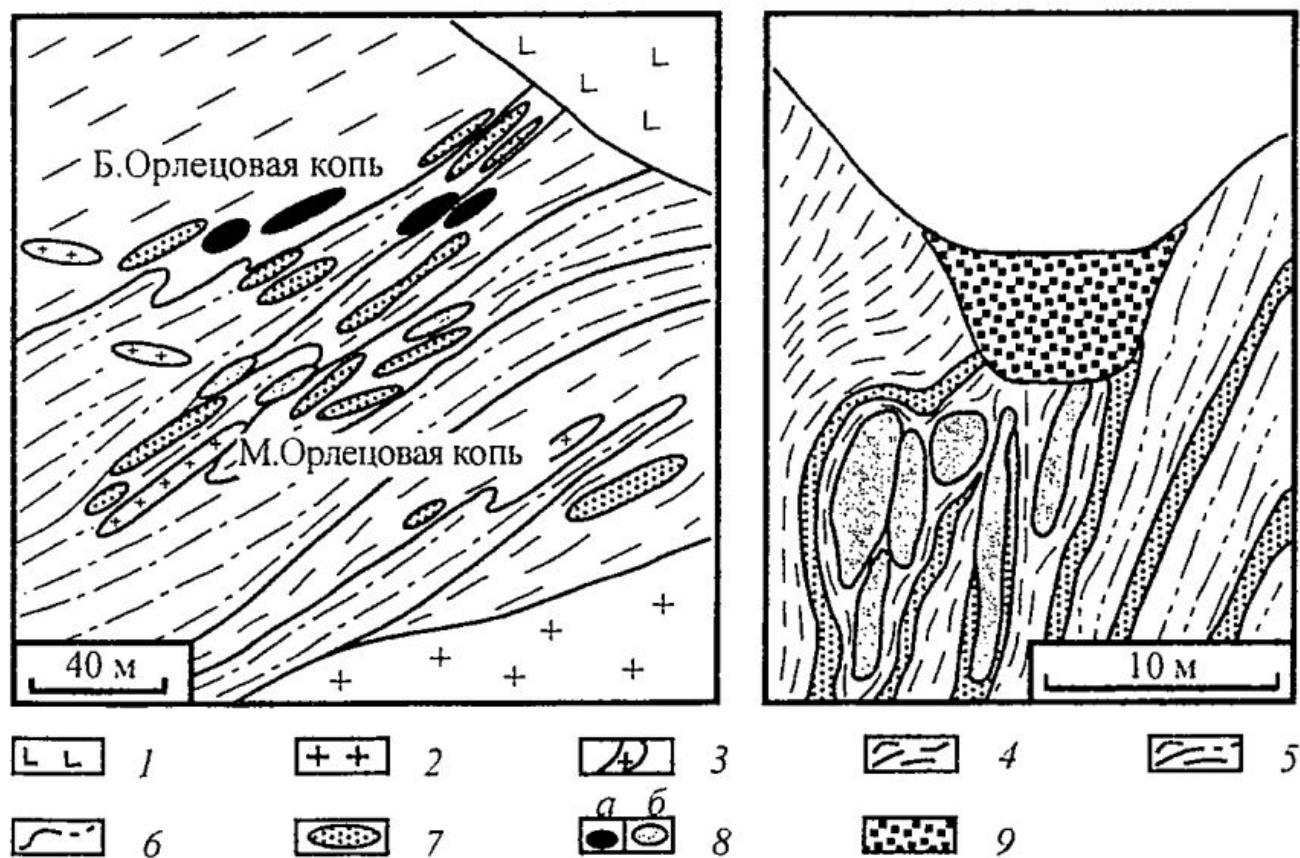


Рис. 6 Малоседельниковское месторождение родонита (по материалам В Кирносова, 1976)

Слева — геологический план, справа — вертикальная схема Большой Орлецовой копи. 1 — амфиболиты, 2 — граниты, 3 — дайки плагиогранитов; 4 — биотит-кварцевые сланцы, 5 — углеродисто-кварцевые сланцы, 6 — серицит-кварцевые сланцы, 7 — кварциты, 8 — тела родонитовых пород *а* — выходящие на поверхность, *б* — залегающие на глубине, 9 — отвалы карьера.

щуюся на 8 км между Исетским и Седельниковским массивами поздне-палеозойских плагиогранитов. В сланцевой пачке широко развиты согласные и секущие дайки биотитовых плагиогранитов, иногда имеющих гнейсовидную текстуру.

Родонитовая минерализация зафиксирована на вытянутом в северо-восточном направлении участке сланцев размером 540×200 м. Наибольшая концентрация родонитовых тел установлена в центральной и юго-восточной частях месторождения, в районе Большой и Малой Орлецовых копей.

Большая Орлецовая копь объединяет пять залежей высококачественного поделочного родонита, каждая из которых сложена несколькими сближенными уплощенно-линзовидными или будинообразными телами, согласно залегающими в кварц-слюдяных сланцах и кварцитах (см. рис. 6) «рудные» линзы расположены кулисообразно и все вместе составляют «рудоносную» зону, которая погружается на северо-запад под углами 40–60°. Размер залежей достигает 30 м по простиранию и падению, при мощности от 2,5 до 4,5 м. При этом размер отдельных линз родонитовых пород составляет от 5 до 25 м по простиранию и падению, а их мощность — от 0,5 до 3,5 м.

Вторая группа родонитовых тел (Малая Орлецовая копь) расположена в 40 м к юго-западу от Большой Орлецовой копи. Здесь известны как отдельные тела родонитовых пород, так и две группы тел, состоящие из нескольких сильно уплощенных линз, сложенных «некондиционной», преимущественно полосчатой родонит-спессартин-кварцевой породой (родонитсодержащими кварцитами). Эти линзы согласно залегают либо внутри прослоев кварцитов, либо в непосредственной близости от них в толще кварц-слюдяных сланцев. Размер отдельных линз колеблется от 3 до 20 м по простиранию и падению, при мощности от нескольких сантиметров до 2 м.

На удалении от крупных залежей родонитовая минерализация исчезает. На флангах месторождения она проявляется только в виде вкрапленности в кварцитах или спессартин-амфибол-кварцевых породах. На глубину родонитовое оруденение прослежено на 100 м, однако крупные залежи отмечаются только до 60 м.

Бородулинское месторождение расположено в северо-западной части той же метаморфической сланцевой полосы, что и Малоседельниковское. Участок месторождения сложен переслаивающимися биотит-, серицит-кварцевыми и углеродисто-биотит-кварцевыми сланцами, среди которых встречаются прослои и линзы кварцитов. Сланцевая толща имеет монотонное строение, с падением на северо-

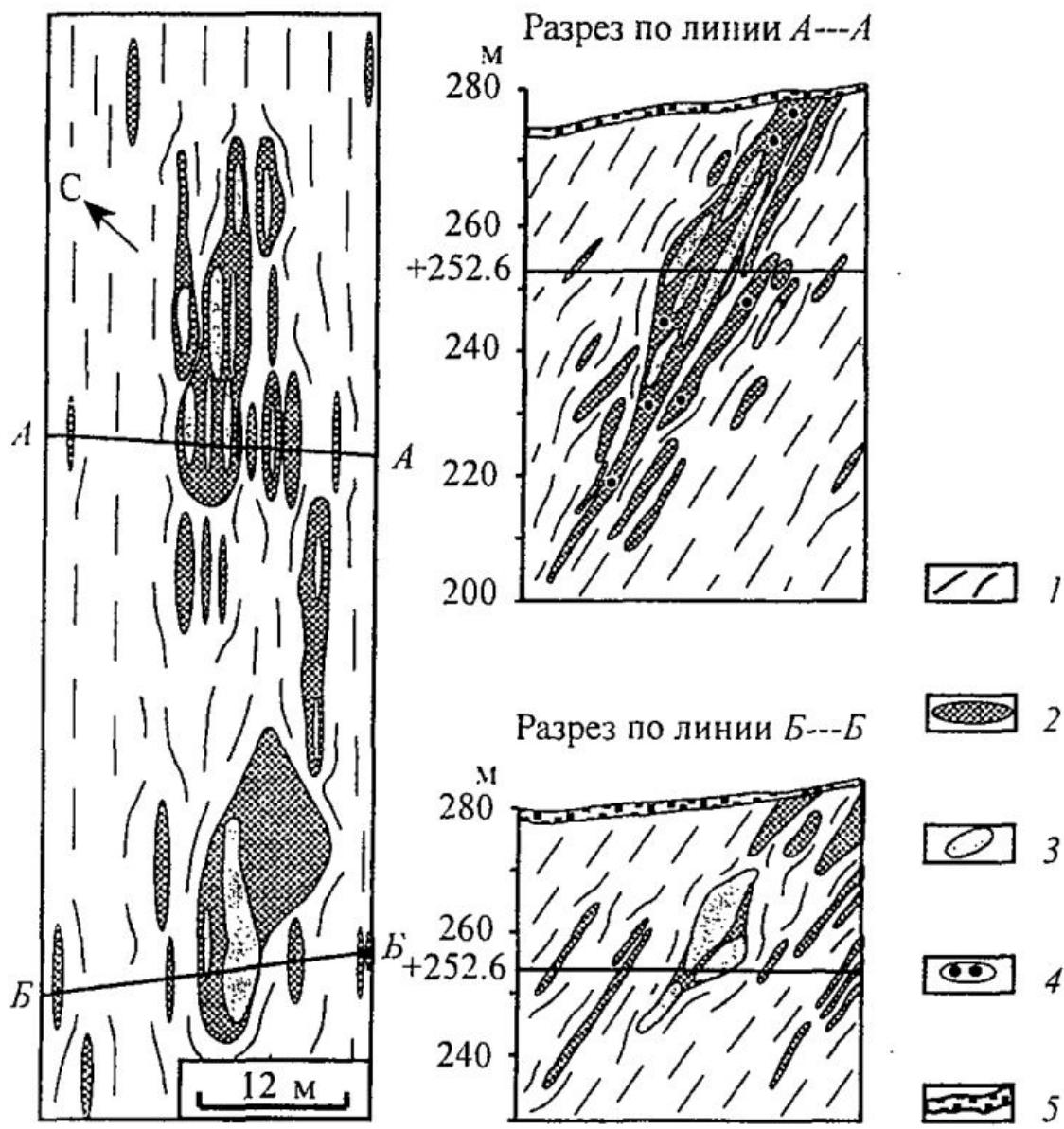


Рис. 7. Бородулинское месторождение родонита (по А.Серкову, 1989).

Слева — геологический план горизонта +252.6 м; справа — разрезы. 1 — сланцы серицит- и биотит-кварцевые с прослойями углеродистых разновидностей; 2 — кварциты; 3 — родонитовые породы; 4 — вкрапленность родонита в кварцитах; 5 — дерн.

запад под углами 50–60°. Родонитовые породы локализованы в пределах относительно узкой (шириной 30–100 м) сланцевой пачки, насыщенной прослойми и линзами кварцитов (рис. 7). Данная зона протягивается в северо-восточном направлении на расстояние около 500 м и погружается на северо-запад согласно с общим падением пород. По падению кварцитовая зона прослежена до глубины 80 м.

В пределах кварцитовой зоны родонитовые породы образуют 18 линзовидных тел, сгруппированных в две крупные залежи. Размеры отдельных линз достигают 15 м по простиранию, при мощности до 4 м; самая крупная залежь прослежена на 34 м, при мощности 8–4 м. В каж-

дой залежи тела родонитовых пород располагаются кулисообразно и, как правило, залегают непосредственно среди кварцитов; лишь отдельные тела в висячем или лежачем боку граничат со сланцами. Северо-восточная залежь не содержит тел «сортового» орлеца. Она сложена сильно уплощенными линзами полосчатых кварц-родонитовых пород, в которых встречаются отдельные гнезда тефроита и прослойки спессартина. Иногда такие породы называют родонитсодержащими кварцитами. Юго-западная залежь образована более рельефными («выпуклыми») телами, содержащими «кондиционное» сырье — массивные или пятнистые родонитовые породы с высокими декоративными качествами.

Кургановское месторождение приурочено к ядру Красногорско-Широкореченской синклиналии Свердловского синклиниория. В пределах месторождения (рис. 8) распространены хлорит-, биотит-кварцевые и углеродисто-кварцевые сланцы и кварциты, которые обра-



Рис. 8. Геологический план Кургановского месторождения родонита (по материалам В.Кирносова, 1980).

1 — серпентиниты; 2 — тальк-хлоритовые, актинолит-тальковые и хлоритовые породы; 3—5 — сланцы (3 — хлорит-кварцевые, 4 — углеродисто-кварцевые, 5 — биотит-кварцевые); 6 — кварциты; 7 — вкрапленность родонита в кварцитах; 8—9 — тела родонитовых пород (8 — выходящие на дневную поверхность, 9 — залегающие на глубине).

зуют вытянутую в меридиональном направлении пачку протяженностью 380 м, при ширине 30 м, залегающую среди апогарцбургитовых серпентинитов. В эндоконтактовой зоне (мощностью около 1.5 м) серпентиниты изменены в актинолит-тальк-хлоритовые породы. Границы этих пород со сланцами резкие, а с серпентинитами — постепенные.

Родонитовые породы слагают серию разобщенных линз с тупым выклиниванием, залегающих кулисообразно в сланцевой пачке. Длина линз от 4 до 20 м, при мощности 0.2–2.5 м. Группы линз родонитовых пород объединяются в две зоны — Главную и Западную. Главная зона представлена 13 линзами, наиболее крупная из них выходит на дневную поверхность, а остальные погружаются в южном направлении под углами 13–15°. Западная зона состоит из четырех тел, не выходящих на дневную поверхность. По периферии родонитовые тела, как правило, окаймляются кварцитами или спессартин-кварцевыми породами.

Условия залегания родонитовых пород

На всех месторождениях родонитовые породы залегают согласно с вмещающими их сланцами и кварцитами и имеют с ними четкие, резкие границы. Форма тел родонитовых пород варьирует от сильно уплощенной линзовидной, жилообразной до почти изометричной. Морфология рудных тел во многом обусловлена составом родонитовых пород, а также воздействием на них тектонических напряжений, сопровождавших метаморфизм вулканогенно-осадочных толщ. Так, жилообразная форма тел характерна для родонит-кварцевых пород полосчатой текстуры (родонитсодержащих кварцитов), а линзовидная — для карбонатно-силикатных марганцевых пород (орлеца).

На месторождениях ярко проявлен будинаж отдельных линз родонитовых пород на несколько самостоятельных фрагментов, которые вытянуты в цепочку и «обтекаются» более пластичными кварцитами и сланцами. При этом в межбудинных пространствах и на выклинивании будин развивались крупнозернистые кварцевые агрегаты. Форма будин обычно линзовидная, с тупым выклиниванием. На Малоседельниковском месторождении изредка встречаются родонитовые будины шарообразной формы, размером до 1 м в поперечнике, которые как бы «закатаны» в сланцы и отделены этими сланцами от основной группы рудных тел (Черемицын, Кирносов, 1975). Характерные текстуры будинажа наблюдаются также и во внутреннем строении самих тел родонитовых пород.

Взаимоотношения родонитовых тел с вмещающими их породами детально изучены А. Серковым (1989). В зонах контакта родонитовых пород с кварцитами в последних отмечаются прослои и короткие субпараллельные цепочки спессартина или амфибол-спессартинового агрегата, а также небольшие линзочки и неправильной формы обособления мелкозернистого родонита, количество которых постепенно возрастает по мере приближения к родонитовым породам. Мощность таких приконтактовых зон вкрест слоистости не превышает 0.5–1.0 м, а вдоль простирации кварцитов (на продолжении родонитовых тел) может достигать 10–12 м.

Близкие по составу экзоконтактовые оторочки наблюдаются и в случае, когда родонитовые породы залегают в сланцевых пачках, что особенно типично для Малоседельниковского месторождения. Здесь на границе родонитовых линз со сланцами обычно образуется кайма спессартин-родонит-амфибол-кварцевых пород с характерной полосчатой текстурой. Внешние границы этих пород нечеткие, размытые. Они фиксируются по появлению в сланцах редких зерен спессартина, а также отдельных игл марганецсодержащего амфибала ряда куммингтонит–грюнерит, развивающегося по чешуйкам биотита. По мере приближения к родонитовой породе количество зерен перечисленных минералов постепенно увеличивается вплоть до полного преобразования состава вмещающей породы. Мощность зон спессартин- и амфиболсодержащих пород, как правило, не превышает нескольких сантиметров, однако на выклинивании родонитовых линз она достигает 0.6 м. Вмещающие кварциты и сланцы нередко секутся тонкими (несколько миллиметров) прожилками родонита.

По составу, особенностям структуры и текстуры приконтактовые спессартин-кварцевые породы с амфиболом и родонитом близки к классическим гондитам, которые, как известно (Fermor, 1909; Рой, 1986, и др.), образуются при региональном метаморфизме марганецсодержащих осадков, разбавленных терригенным материалом. По-видимому, близкий генезис имеют и описанные выше гондитовые оторочки родонитовых месторождений Среднего Урала. Однако не исключено, что небольшая часть из них возникла метасоматическим путем, за счет выноса в процессе метаморфизма марганца из родонитовых пород во вмещающие кварциты и сланцы. Последней точки зрения придерживаются А. Серков (1989) и некоторые другие исследователи среднеуральских родонитовых месторождений.

Все месторождения затронуты мезозойской корой выветривания на глубину до 50 м.

* * *

Таким образом, геологическое строение среднеуральских родонитовых месторождений характеризуется следующими важнейшими особенностями:

- месторождения размещаются среди метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации вулканогенно-осадочных пород;
- тела родонитовых пород имеют пластообразную или линзовидную форму, относительно небольшие размеры и залегают согласно с вмещающими их породами, контакты родонитовых пород со сланцами и кварцитами всегда резкие;
- в разрезе месторождений рудные тела залегают на различных гипсометрических уровнях, переслаиваясь с вмещающими породами;
- родонитовые залежи подвержены тем же процессам тектонических деформаций и метаморфизма, что и вмещающие их породы.

Перечисленные признаки являются типичными для метаморфизованных гидротермально-осадочных месторождений (Рой, 1986; Синяков, 1987; Попов, 1991, и др.).

Глава 3

ПЕТРОГРАФИЯ РОДОНИТОВЫХ ПОРОД

Классификация и описание главных минеральных агрегатов

Родонитовые породы Среднего Урала представляют собой плотные микро-, мелко- и среднезернистые образования, имеющие специфический состав, неоднородные строение и окраску.

Главными минералами родонитовых пород являются родонит, тефроит, родахрозит, кварц, спессартин и сонолит, а к наиболее характерным второстепенным относятся манганокуммингтонит, пироксмангит, аллеганит, неотокит, кутнагорит, кальцит, пирофанит, галаксит, алабандин и пирит.

Главные минералы формируют несколько агрегатов, которые по составу можно разделить на три группы.

Первая группа агрегатов сложена кварцем, родонитом и спессартином. Вторая — родохрозитом, тефроитом, сонолитом и спессартином. Третья сформирована кварцем, родонитом и родохрозитом. Агрегаты двух первых групп являются главными — из них состоит основной объем «рудных» тел, а взаимоотношения между ними определяют наиболее существенные черты текстурного облика родонитовых пород. Агрегаты третьей группы встречаются значительно реже, они слагают лишь небольшие прожилки, секущие агрегаты первых двух групп.

По химическому составу (табл. 1) минеральные агрегаты первой и второй групп различаются прежде всего содержанием кремнезема и марганца: первые обогащены SiO_2 , вторые — MnO . Соотношение количеств именно этих компонентов, а также алюминия обуславливает важнейшие особенности минералогии среднеуральских родонитовых пород. Содержания титана, железа, магния, кальция, бария, калия и натрия значительно более низкие. Эти элементы не так сильно влияют на минеральный состав породы, поскольку они либо изоморфно входят в состав пордообразующих минералов, либо концентрируются во второстепенных и редких фазах: титан — в спессартине, рутиле, пирофаните, гейтманите; железо — в спессартине, амфиболах, пироксмангите, пирофани-

те, пирите и др.; магний — в амфиболах, пироксмангите и родоните; кальций — в родоните, пироксмангите и карбонатах.

Таблица 1. Химический состав (мас.%) главных минеральных агрегатов родонитовых пород

Компо-ненты	Ассоциации, обогащенные SiO ₂						
	B-1Rd	BR-Al-95	P-24	P-24-94	P-27	K-15-95	K-16
SiO ₂	41.70	70.60	44.80	45.30	48.10	54.00	48.60
TiO ₂	<0.01	0.08	0.06	0.48	0.21	0.88	1.80
Al ₂ O ₃	0.78	2.90	3.20	7.30	4.10	8.40	12.80
Fe ₂ O ₃ *	1.00	1.30	5.80	6.80	4.80	8.50	1.90
MnO	40.70	16.60	37.90	33.10	31.80	18.40	27.40
MgO	0.67	0.86	1.50	1.20	4.20	5.50	0.29
CaO	9.00	3.90	3.70	3.60	4.00	3.30	4.40
BaO	0.63	0.71	<0.01	<0.01	1.10	<0.01	<0.01
Na ₂ O	0.43	0.23	0.23	0.30	0.35	<0.20	0.29
K ₂ O	0.02	1.40	<0.01	<0.01	0.06	0.05	0.03
P ₂ O ₅	0.07	<0.05	0.16	0.12	<0.05	0.36	0.25
П.п.п.	3.50	0.56	1.00	0.59	0.46	0.12	1.40
Сумма	98.50	99.14	98.35	98.79	99.18	99.51	99.16
Компо-ненты	Ассоциации, обогащенные MnO						
	B-1-94Tr	P-18	P-4	K-17	B-3-95Sp		
SiO ₂	26.90	27.30	21.70	9.80	27.10		
TiO ₂	0.06	0.12	0.12	0.14	0.08		
Al ₂ O ₃	1.30	1.10	2.60	0.43	6.50		
Fe ₂ O ₃ *	1.30	1.50	1.50	1.60	1.30		
MnO	65.50	65.40	65.30	53.20	59.30		
MgO	0.70	1.00	0.59	1.20	1.00		
CaO	2.50	2.20	0.97	7.30	2.50		
BaO	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01		
Na ₂ O	0.49	0.51	0.94	0.69	0.50		
K ₂ O	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01		
P ₂ O ₅	0.32	0.06	0.07	0.14	0.10		
П.п.п.	1.30	0.88	5.90	25.30	1.50		
Сумма	100.37	100.00	99.69	99.80	99.88		

Примечания. Fe₂O₃* — общее содержание железа.

Минеральные агрегаты: B-1Rd — родонитовый; BR-Al-95 — кварц-родонитовый; P-24, P-24-94, P-27 — спессартин-родонитовые; K-15-95 — спессартин-кварцевый; K-16 — спессартиновый; B-1-94Tr, P-18 — тифроитовые; P-4 — родахрозит-сонолитовый; K-17 — родахрозит-тифроитовый; B-3-95Sp — спессартин-тифроитовый.

Месторождения: Малоседельниковское — обр. P-24, P-24-94, P-27, P-18, P-4; Кургановское — обр. K-15-95, K-16, K-17; Бородулинское — обр. B-1Rd, BR-Al-95, B-1-94Tr, B-3-95Sp.

В соответствии с химическим составом породы, количественные соотношения минералов в двух первых группах ассоциаций варьируют в широком диапазоне. Это позволяет выделить в пределах каждой из них несколько минеральных агрегатов (рис. 9), границы между которыми

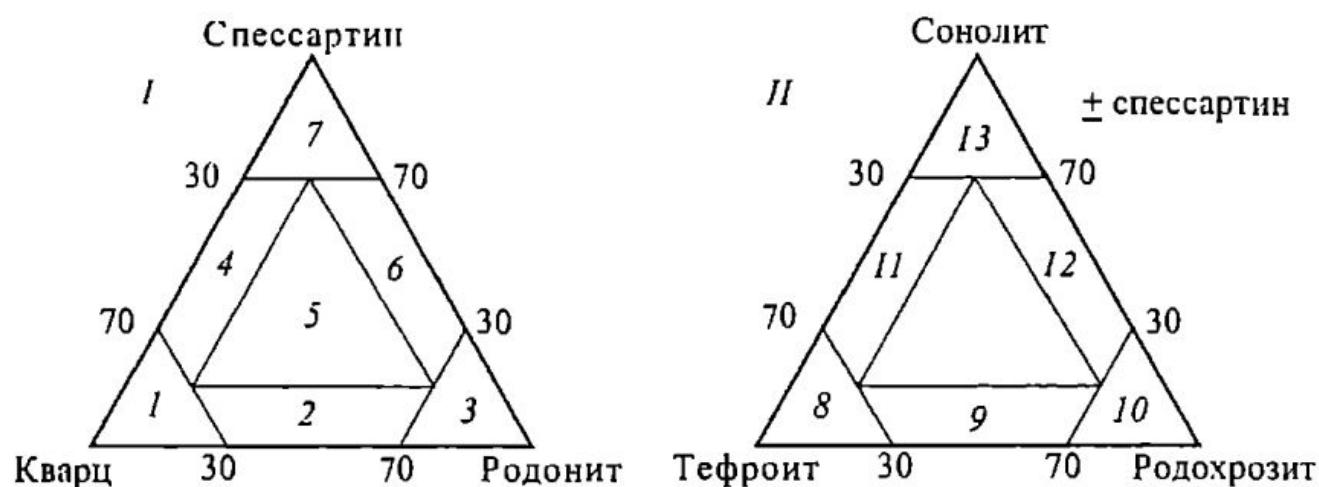


Рис. 9. Главные минеральные агрегаты родонитовых пород Среднего Урала.

I — ассоциации первой группы (обогащенные кремнеземом): 1 — кварцевая; 2 — кварц-родонитовая; 3 — родонитовая; 4 — спессартин-кварцевая; 5 — кварц-спессартин-родонитовая; 6 — спессартин-родонитовая; 7 — спессартиновая. II — ассоциации второй группы (обогащенные марганцем): 8 — тефроитовая; 9 — родохрозит-тефроитовая; 10 — родохрозитовая; 11 — сонолит-тефроитовая; 12 — родохрозит-сонолитовая; 13 — сонолитовая.

достаточно хорошо отражают многие макроскопические признаки конкретных агрегатов (особенности структуры, текстуры, окраски и др.). Поэтому предлагаемая классификация весьма удобна для описания родонитовых пород.

Необходимо отметить еще два обстоятельства.

Во-первых, спессартин встречается в ассоциации со всеми главными минералами. Поэтому спессартиновые агрегаты, количество граната в которых более 70 об.%, могут быть отнесены как к первой, так и ко второй группе в зависимости от того, какими минералами сложены оставшиеся 30 об.% породы — кварцем и родонитом (I группа) или тефроитом и родохрозитом (II группа). Наиболее распространены спессартиновые агрегаты первой группы.

Во-вторых, в родонитовых породах Среднего Урала иногда встречается ассоциация родонита с тефроитом, но на представленных диаграммах она не отмечена, поскольку не относится к числу главных.

Наиболее широко распространенными («типовыми») минеральными агрегатами среднеуральских родонитовых пород являются родо-

нитовый, кварц-родонитовый, кварцевый, спессартиновый, тефроитовый, родохрозит-тефроитовый и родохрозит-сонолитовый.

Родонитовый агрегат создает ведущий цветовой тон породы и тем самым определяет ее ценность как поделочного камня.

Строение и оттенки окраски родонитового агрегата очень неоднородны. Он имеет гетеро- или гранобластовую структуру, образованную тесными срастаниями таблитчатых или изометрических кристаллов родонита, а также округлых зерен спессартина, кварца (от 1 до 15 об.% каждого) и единичных вкрапленников пирита, рутила и графита (рис. 10). В

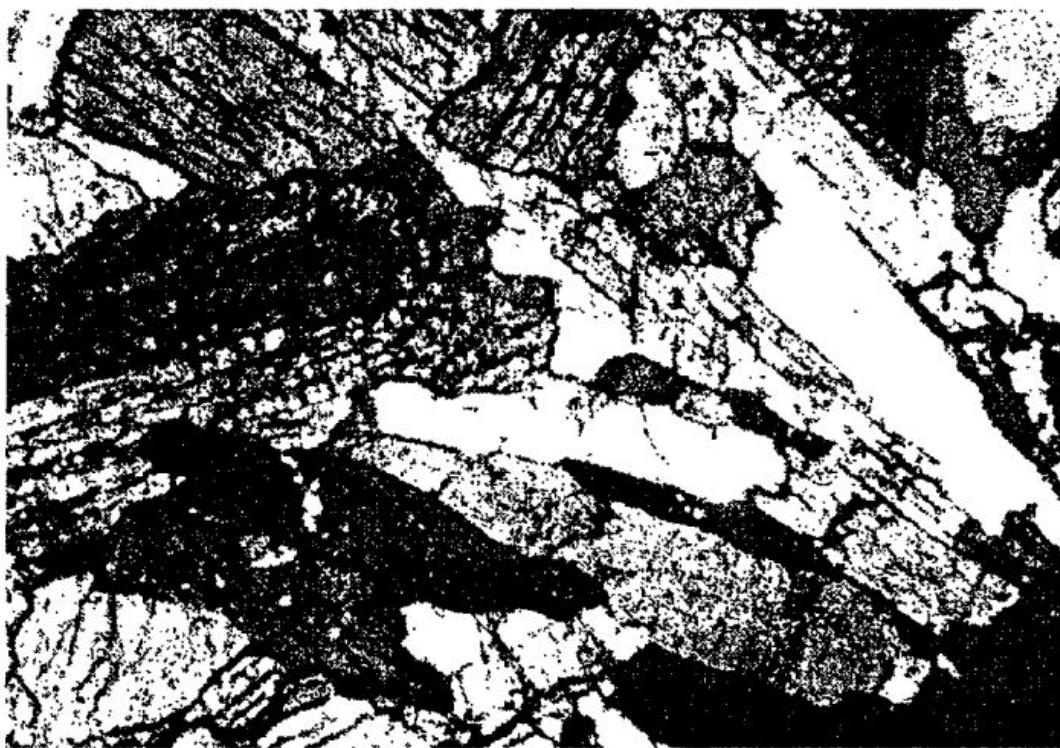


Рис. 10. Родонитовый агрегат гетеробластовой структуры. Малоседельниковское месторождение, обр. Р-19. Николи X.

отдельных участках породы отмечается также споповидная структура, для которой характерны радиально-лучистые сростки удлиненных индивидов родонита, размер которых крайне непостоянен и варьирует от 0.03 до 10 мм по удлинению. По наблюдениям А. Серкова (1989), более крупнозернистый розовый родонит слагает внешние зоны «рудных» тел, а в их центральных частях развит мелкозернистый родонит малинового цвета. Но даже в пределах одного образца встречаются как относительно гомогенные участки, сложенные равномерно-зернистым родонитом, так и области, где родонитовый агрегат имеет пятнистую микротекстуру, т. е. составлен из участков, образованных индивидами родонита разной величины. Размер таких «пятен» с неодинаковой зернистостью колеблется от 3–5 мм до нескольких сантиметров. Как правило, они

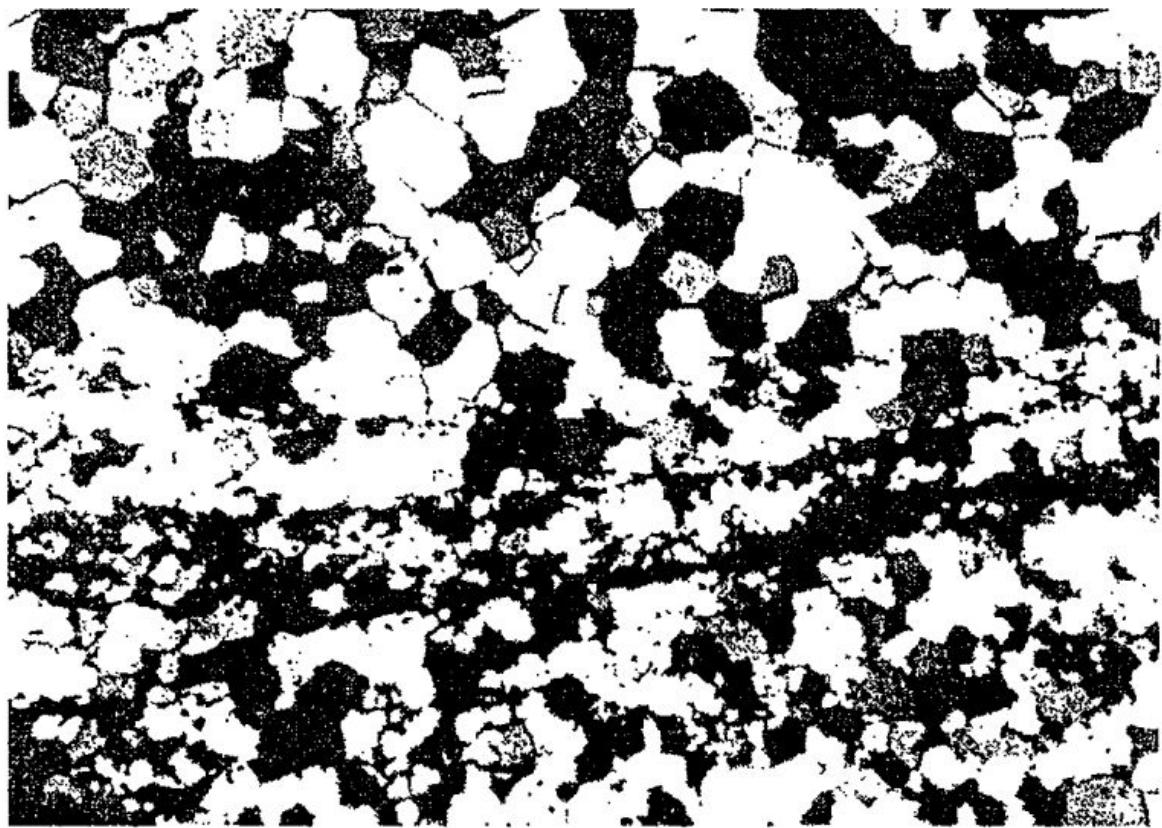


Рис. 11. Прослойка спессартина в кварцевом агрегате мозаичной структуры. Малоседельниковское месторождение, обр. Р-7. Николи X.

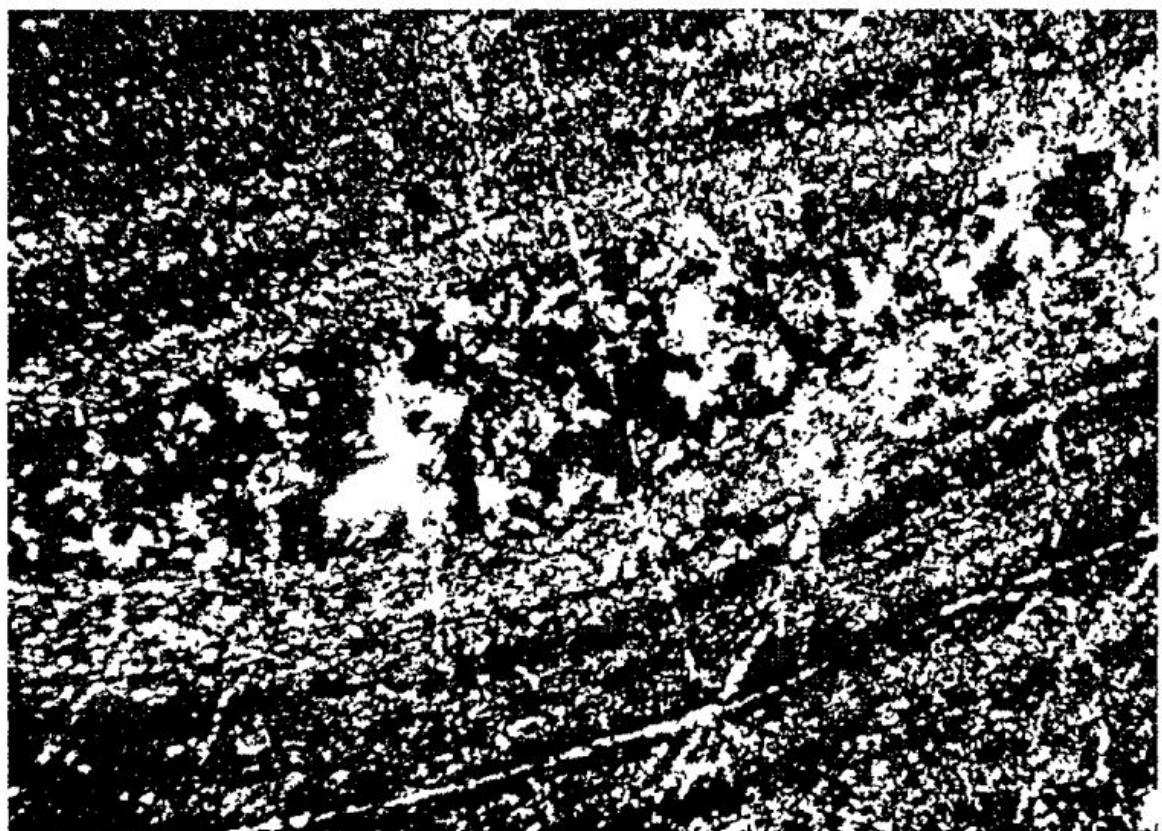


Рис. 12. Спессартиновый агрегат тонкополосчатой микротекстуры. Малоседельниковское месторождение, обр. Р-12. Николи X.

имеют сложную конфигурацию, с четкими границами или постепенными переходами друг в друга.

Следует отметить, что в родонитовых агрегатах с пятнистой микротекстурой сложный характер взаимоотношений между кристаллами родонита разной величины не всегда позволяет с уверенностью выделять генерации этого минерала. По крайней мере, часть крупнозернистых обособлений сформировалась, по-видимому, в результате собирательной перекристаллизации более раннего мелкозернистого родонита. Вместе с тем нельзя исключать и того, что в некоторых случаях образование зон, сложенных разнозернистым родонитом, происходило одновременно и было вызвано неоднородными условиями кристаллизации этого минерала, например неоднородностью химического состава первичного субстрата.

Цвет родонитовых агрегатов изменяется от бледно-розового до ярко-малинового. При этом для равномерно-зернистых родонитовых агрегатов характерна однородная окраска, а в образцах с пятнистой микротекстурой розовые и малиновые пятна соседствуют друг с другом, создавая своеобразный облачный рисунок камня. Окраска породы зависит не только от цвета самого родонита, но и от содержания в этих агрегатах других минералов. Так, с повышением концентрации кварца в породе ее цвет становится более светлым, а увеличение содержания спессартина обуславливает появление желтых и буровато-желтых оттенков.

Кварцевый агрегат представлен типичным мелкозернистым (0.01–0.03 мм в поперечнике) кварцитом белой или светло-желтой окраски, с однородной мозаичной структурой. Обычным второстепенным минералом здесь является спессартин, мелкие (около 0.01 мм) кристаллы которого равномерно рассеяны в породе или собраны в короткие цепочки (рис. 11). С увеличением содержания спессартина до 10–15 об.% кварциты приобретают характерный светло-желтый цвет. Установлен постепенный переход между почти мономинеральными белыми кварцитами, желтовато-коричневыми и зеленовато-серыми спессартин-кварцевыми породами. Последние, как правило, слагают внешние зоны родонитовых тел. В качестве второстепенных минералов в них содержатся пирофанит и манганокуммингтонит.

Спессартиновый агрегат легко узнается по желтой, буровато-желтой или желто-буровой окраскам, раковистому излому с жирным блеском, а на полированных поверхностях, кроме того, по характерному матовому блеску и заметному положительному рельефу. Этот агрегат имеет массивную или слоистую микротекстуру, которая обусловлена частым переслаиванием тонких (около 0.3 мм мощностью) лент, сложенных зернами родонита и спессартина (рис. 12). Структура агрегатов

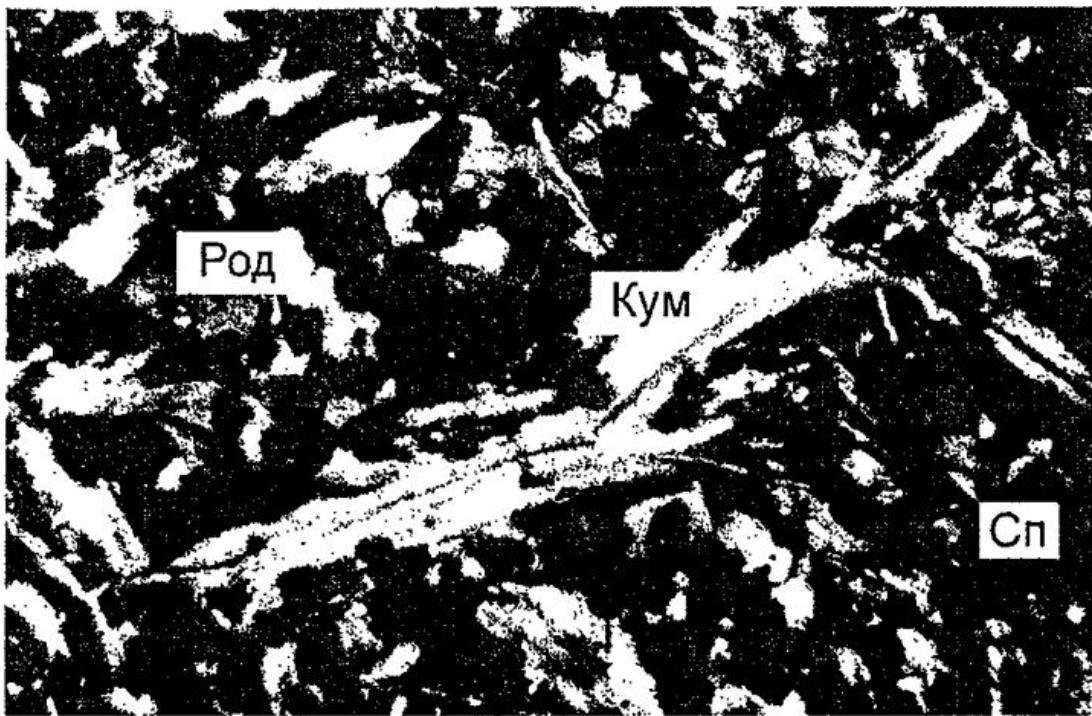


Рис. 13. Амфибол-родонит-спессартиновый агрегат фиброгранобластовой структуры. Малоседельниковское месторождение, обр. Р-12. Николи X.

Сп — спессартин, Кум — манганокуммингтонит, Род — родонит.

микрогранобластовая. Спессартин в них представлен мелкими (0.01–0.1 мм) идиоморфными или округлыми выделениями, а родонит встречается в виде плохо ограненных изометрических или таблитчатых зерен, со средним размером около 0.05 мм в поперечнике. В спессартиновых агрегатах установлены наибольшее число и наиболее высокие концентрации второстепенных и акцессорных минералов — пироксмангита, марганцевого tremolита, цельзиана, гейтманита, бариевомарганцевого флогопита, бементита, пирофанита, кальцита, кутнагорита, баритокальцита, пирита и никелина.

В тесной ассоциации со спессартиновыми агрегатами существуют амфибол-родонит-спессартиновые и углеродистые спессартиновые агрегаты. Для последних характерно наличие тонкораспыленных частиц графита, которые окрашивают породу в темнобурый цвет и подчеркивают ее микрослоистое строение.

Амфибол-родонит-спессартиновые агрегаты образуют маломощные (обычно первые миллиметры, изредка 1–2 см) прослои и линзы среди родонит-спессартиновых лент. Макроскопически они отличаются от типичных спессартиновых агрегатов мышино-серым цветом. Структура амфибол-родонит-спессартиновых агрегатов фиброгранобластовая, в которой идиоморфные зерна граната скреплены индивидами родонита и

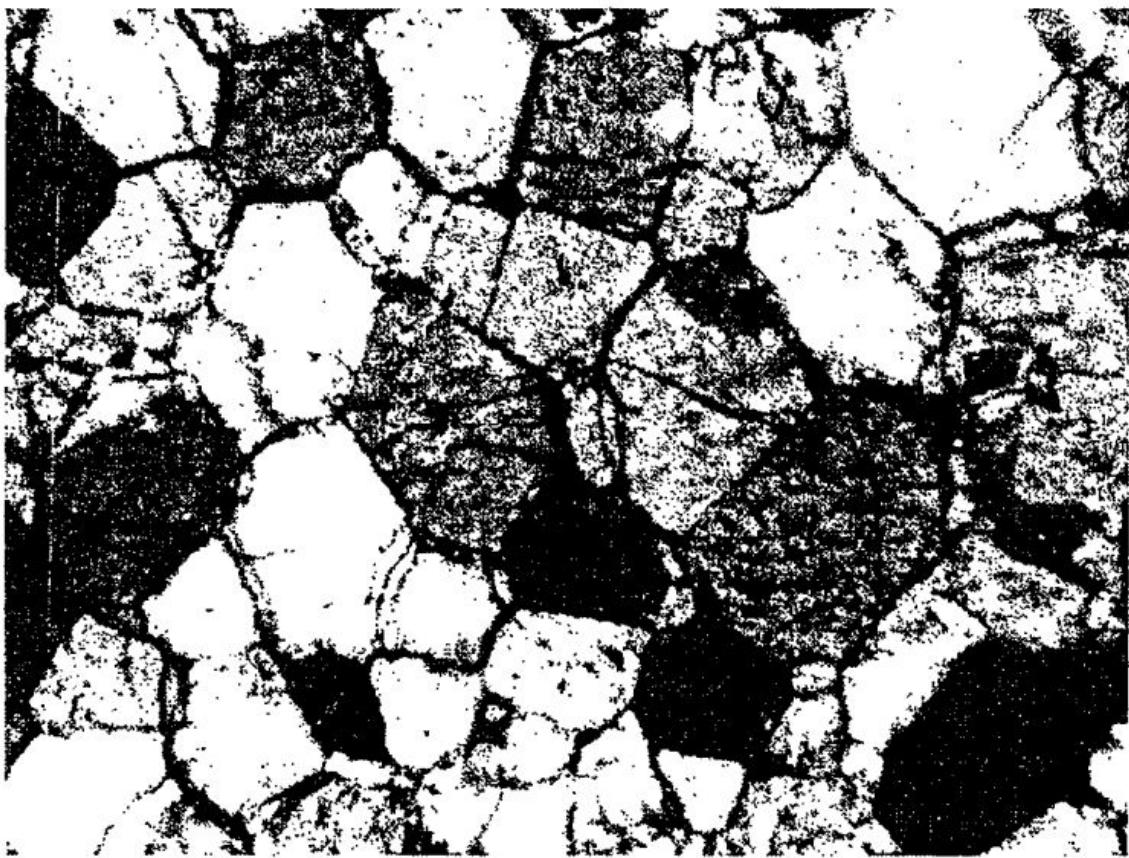
переплетены тонкими волокнистыми выделениями манганокуммингтона (рис. 13). Спутанные тонкие иголки амфибала иногда ориентированы субпараллельно, и тогда структура определяется как немалитогранобластовая. Содержания главных минералов в этом агрегате следующие (в об. %): спессартин — 50–70, родонит — 15–20, амфибол — 17–20; типичным второстепенным минералом здесь является кварц (около 4–8 об. %).

Тефроитовый и родохрозит-тефроитовый агрегаты очень тесно связаны между собой. Довольно часто встречаются почти мономинеральные тефроитовые обособления, содержащие не более 3–4 об. % родохрозита. Однако более распространены агрегаты, концентрация родохрозита в которых варьирует от 20 до 70 об. %, а тефроита, соответственно, — от 30 до 80 об. %.

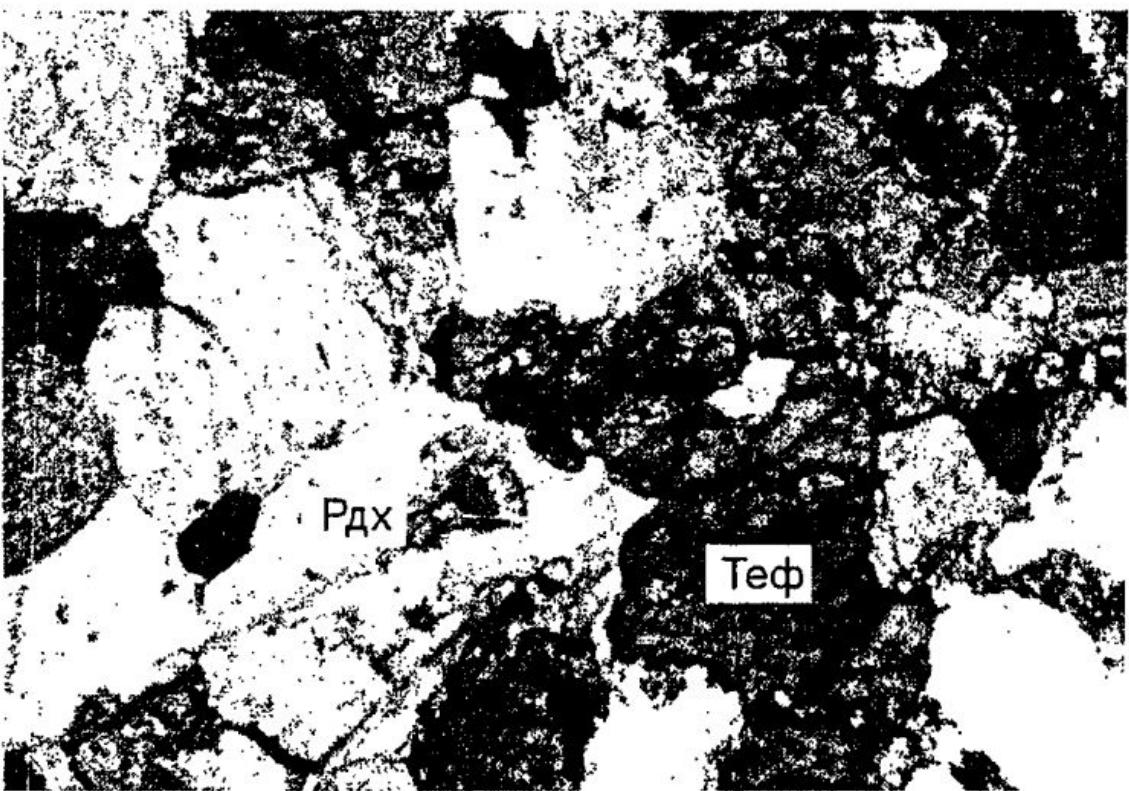
Тефроитовые скопления имеют очень характерный пепельно- или фиолетово-серый цвет. С увеличением содержания в породе родохрозита цвет ее постепенно приобретает бурый оттенок, вплоть до появления интенсивной бурой окраски в родохрозит-тефроитовых агрегатах с наиболее низкими содержаниями тефроита. Структура тефроитовых и родохрозит-тефроитовых агрегатов гранобластовая (мозаичная) (рис. 14). В их составе установлен спессартин, количество которого обычно не превышает 7–10 об. %, а также отдельные зерна алабандина, барита, гюбнерита, бементита и тонкие прожилки позднего родонита. Кроме того, здесь же нередко встречаются прослои и линзы почти мономинерального спессартина.

Родохрозитовые агрегаты характерны для пород Кургановского и Бородулинского месторождений, однако и там они встречаются реже, чем тефроитовые и родохрозит-тефроитовые выделения. На Бородулинском месторождении родохрозитовые скопления выделяются темно-коричневым цветом, а на Кургановском — очень специфичной бледнорозовой и розовато-серой окраской. Именно по этой окраске родохрозита кургановский орлец можно уверенно отличить от образцов других среднеуральских месторождений. Кроме того, при обычной полировке образцов оксидом хрома поверхность родохрозитовых участков остается матовой и нередко выделяется отрицательным рельефом. Из-за этих свойств родохрозитового агрегата породы с относительно большими его содержаниями обладают невысокими декоративными качествами.

Структура родохрозитовых агрегатов гранобластовая (рис. 15). Зерна родохрозита имеют неправильную, изометричную форму, размер их колеблется от 0.01 до 0.1 мм в поперечнике. Родохрозитовым агрегатам свойственны массивные микротекстуры, однородность которых изредка



a



б

Рис. 14. Мономинеральный тифроитовый (*а*) и родохрозит-тифроитовый (*б*) агрегаты гранобластовой структуры. Малоседельниковское месторождение. Николи X.

а — обр. Р-18; *б* — обр. Р-20. Тиф — тифроит, Рдх — родохрозит.

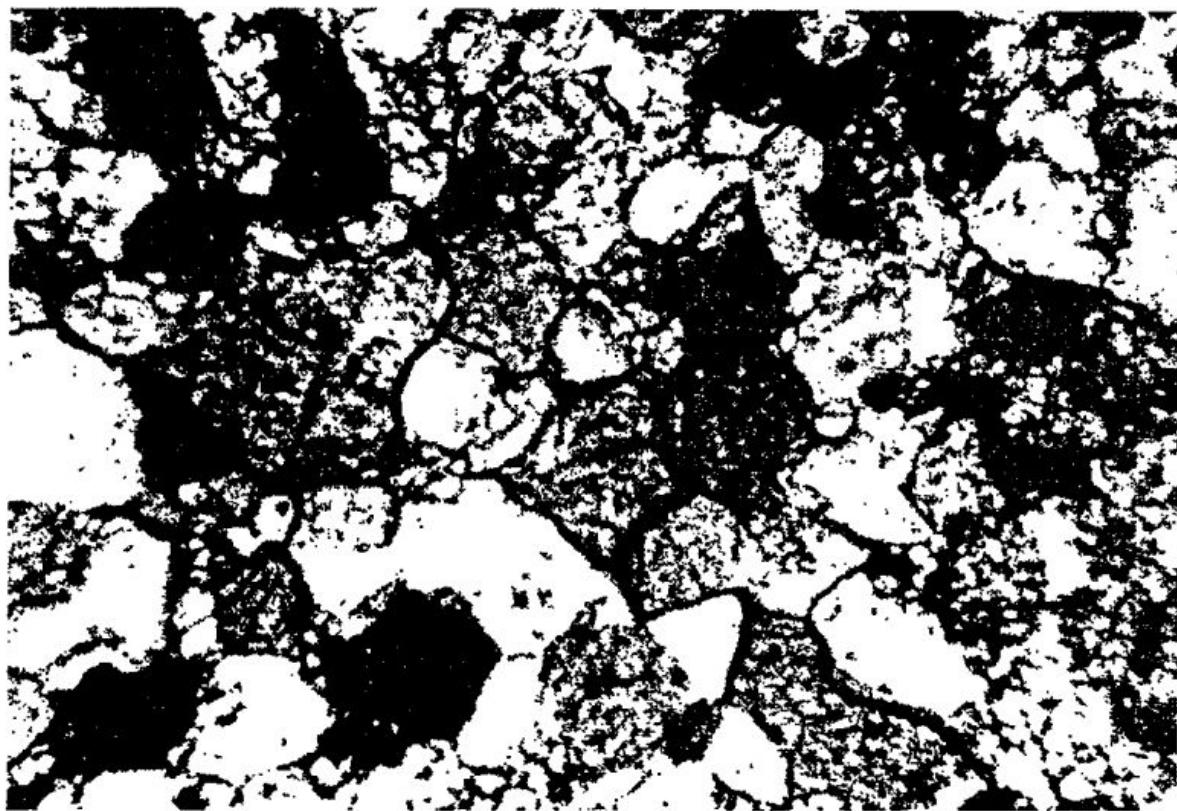


Рис. 15. Мономинеральный родохрозитовый агрегат гранобластовой структуры. Кургановское месторождение, обр. К-20. Николи X.

нарушается отдельными мелкими гнездами более крупнозернистого родохрозита, образовавшегося, скорее всего, в процессе сорбирательной перекристаллизации более раннего мелкозернистого родохрозита.

Среди родохрозитовых скоплений отмечаются отдельные зерна, небольшие цепочки и линзы изометричных зерен спессартина, редкие индивиды пирофанита, а также неправильные выделения тефроитового агрегата.

Родохрозит-сонолитовые агрегаты образуют небольшие (от 1 до 12 см в поперечнике) обособления удлиненной, линзовидной или изометричной формы, которые имеют очень характерную темно-коричневую (шоколадную) окраску и, как правило, окружены неширокой (5–20 мм) фиолетово-серой каймой мелкозернистого тефроита. Такие окраска и строение хорошо выделяются на фоне розового родонита, бесцветного или светло-желтого кварца и помогают отличать родохрозит-сонолитовые скопления от иногда сходных с ними по окраске родохрозитовых и родохрозит-тефроитовых агрегатов. Легче всего родохрозит-сонолитовые обособления узнаются в участках породы с полосчатой текстурой (рис. 16).

Структура родохрозит-сонолитовых агрегатов равномерно-зернистая гранобластовая (рис. 17). Сонолит представлен мелкими (0.1–0.8 мм)

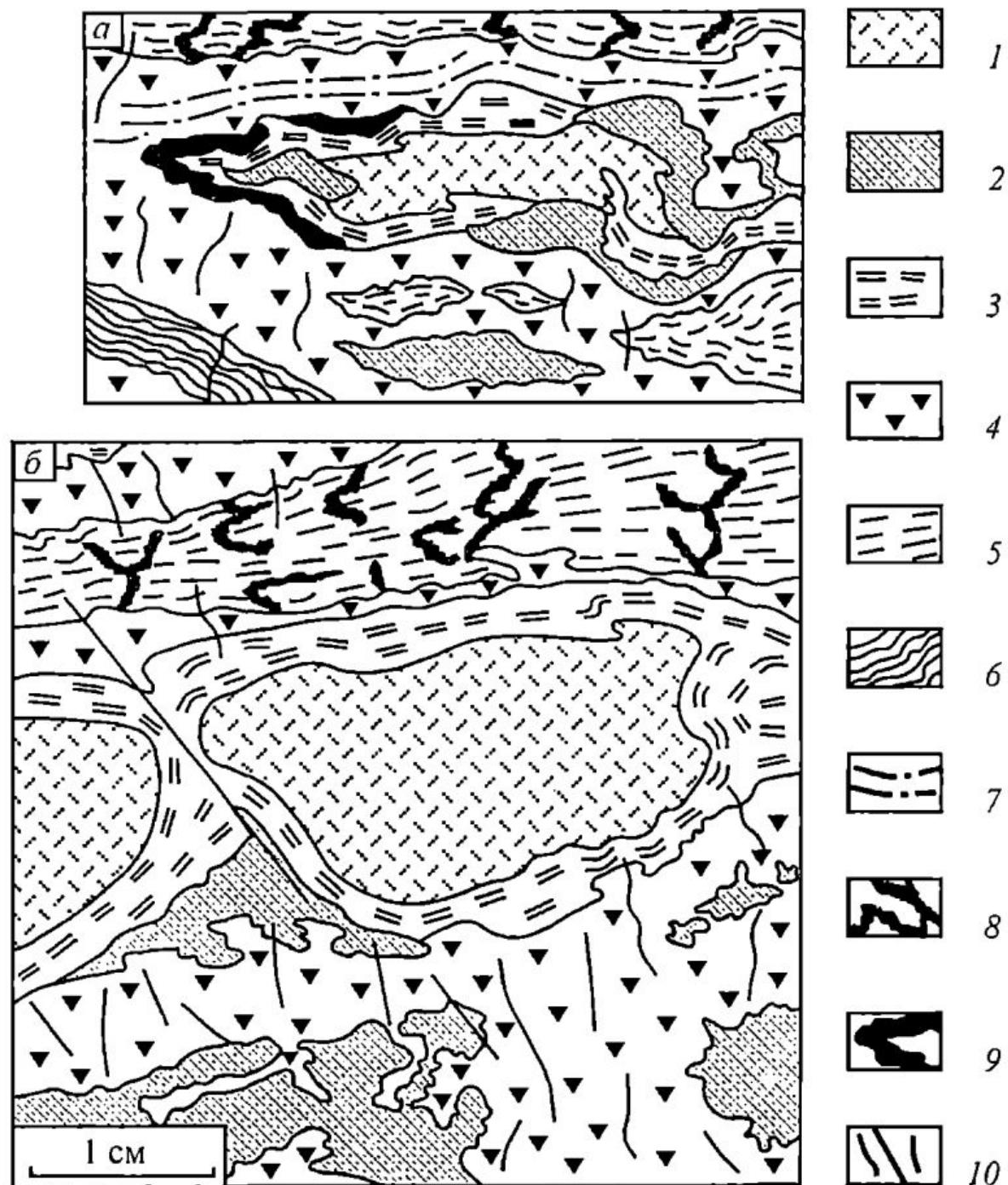


Рис. 16. Выделения родохрозит-сонолитовых агрегатов линзовидной (а) и будинообразной (б) формы в родонитовых породах ленточной текстуры. Зарисовки полированных образцов из Малоседельниковского месторождения.

1—6 — минеральные агрегаты (1 — родохрозит-сонолитовый, 2 — родохрозит-тефроитовый, 3 — тифроитовый, 4 — родонитовый, 5 — кварцевый, 6 — спессартиновый); 7 — спессартиновые линзочки в родоните; 8 — прожилки светло-розового родонита в кварце; 9 — гипергенные гидроксиды марганца; 10 — трещины.

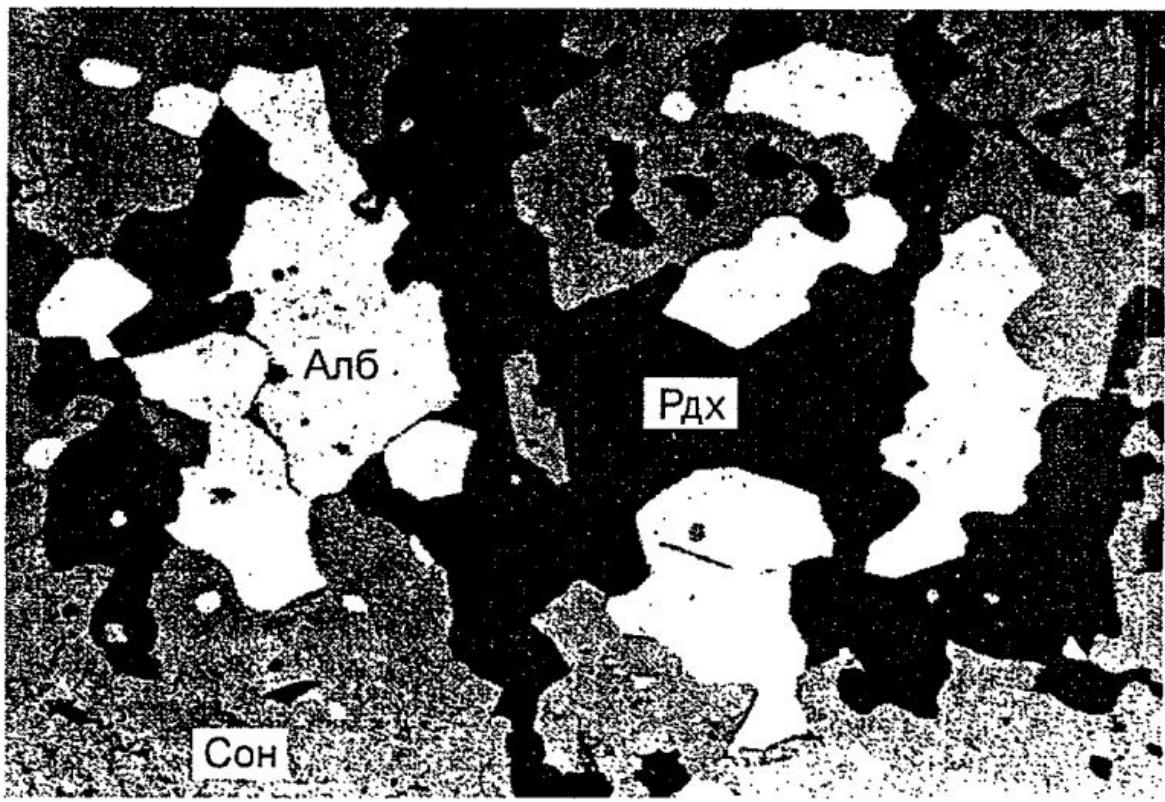


Рис. 17. Родохрозит-сонолитовый агрегат гранобластовой структуры.
РЭМ-фото. Малоседельниковское месторождение, обр. Р-4.
Сон — сонолит, Рдх — родохрозит, Алб — алабандин.

изометричными или таблитчатыми гипидиоморфными кристаллами. Родохрозит образует ксеноморфные по отношению к сонолиту выделения, средний размер которых составляет 0.3–1 мм в поперечнике. Кроме сонолита и родохрозита, которые здесь являются преобладающими минералами, в данных агрегатах установлены также тефроит, аллеганит, спессартин, алабандин, ульманит, барит, галаксит и замещающий его келлиит. В распределении перечисленных минералов наблюдаются определенные закономерности: внешние зоны агрегатов сложены родохрозитом и тефроитом, а центральные — родохрозитом, сонолитом и аллеганитом. При этом аллеганит и тефроит никогда не встречаются в непосредственном контакте, а всегда разделены промежуточной зоной сонолита и родохрозита. Кроме того, зерна сонолита и аллеганита крайне редко образуют срастания друг с другом. Обычно эти минералы пространственно разобщены и формируют с родохрозитом самостоятельные родохрозит-сонолитовые и родохрозит-аллеганитовые ассоциации. Причем обе ассоциации очень неравномерно распределены в породе, что обуславливает пятнистую микротекстуру рассматриваемых агрегатов. В некоторых случаях в строении данных агрегатов наблюдается следующая зональность (от периферии к центру): тефроит, тефро-

ит + родохрозит, сонолит, сонолит + родохрозит, аллеганит + родохрозит. Алабандин и галаксит в изученных образцах равномерно рассеяны в массе породы, а спессартин приурочен к тефроитовым и родохрозит-тефроитовым участкам.

Текстуры родонитовых пород

Однородные участки массивной текстуры в родонитовых породах редки. Обычно орлец имеет ленточные (полосчатые), линзовидные, пятнистые и прожилково-сетчатые текстуры.

Полосчатые и линзовидные текстуры обусловлены чередованием субпараллельных полос и линз, сложенных родонитовым, кварцевым, спессартиновым и другими минеральными агрегатами (рис. 18). Мощность различных полос и линз колеблется от нескольких миллиметров до 3–4 см, достигая в редких случаях 10–15 см. Слои разного состава часто изогнуты и смяты в небольшие пологие складки или смещены по сдвигам небольшой (до первых сантиметров) амплитуды. При этом общая ориентировка полосчатости родонитовых пород всегда подчинена слоистости вмещающих их сланцев и кварцитов.

Последовательность в чередовании полос разного минерального состава может быть различной. При этом, однако, соблюдается несколько важных особенностей. Во-первых, нам неизвестны образцы, в которых родохрозитовые полосы контактировали бы с кварцевыми линзами. Во-вторых, ленты и линзы тефроитового и родохрозит-тефроитового агрегатов непосредственно никогда не граничат с кварцитами или спессартин-кварцевыми обособлениями, а отделены от них полоской родонита, строение которой будет описано ниже. И, наконец, как уже было отмечено выше, родохрозит-сонолитовые линзы всегда окружены мало мощной (от 3–5 до 20–25 мм) каймой тефроитового или родохрозит-тефроитового агрегата.

Как правило, породы с хорошо выраженной полосчатой текстурой, в составе которых преобладают переслаивающиеся кварцевый, спессартин-кварцевый, спессартиновый и родонитовый агрегаты, слагают внешние зоны орлецовых линз. По направлению к центру «рудных» тел в породе увеличивается количество родонитовых и тефроитовых слоев и одновременно ленточная текстура постепенно переходит в линзовидную, а затем в пятнистую. В центральных частях родонитовых будин породы с хорошо выраженной ленточной текстурой встречаются относительно редко. Здесь полосчатое строение «рудных» линз маркируется

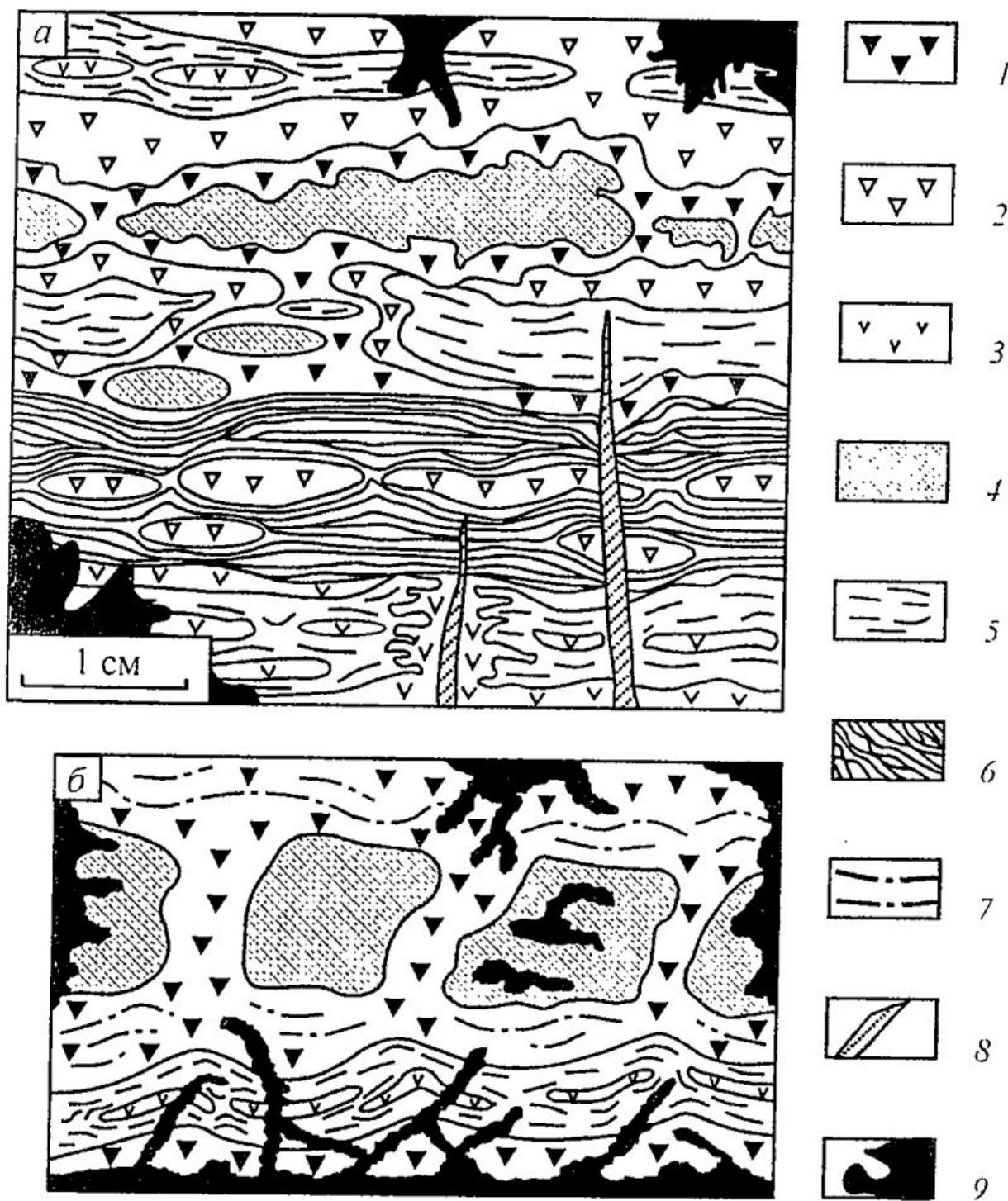


Рис. 18. Родонитовые породы ленточной текстуры. Зарисовка полированного образца из Малоседельниковского месторождения.

1—6 — минеральные агрегаты: 1—3 — родонитовые (1 — темно-малиновый, 2 — малиновый, 3 — светло-розовый), 4 — роохрозит-тефроитовый, 5 — кварцевый, 6 — спессартиновый; 7 — спессартиновые линзочки в родоните; 8 — прожилки розового родонита; 9 — гипергенные гидроксиды марганца.

лишь субпараллельной ориентировкой линзочек спессартина, залегающих в родонитовом и тифроитовом агрегатах, а также наличием отдельных «разорванных» и будинированных полос роохрозит-тефроитовых

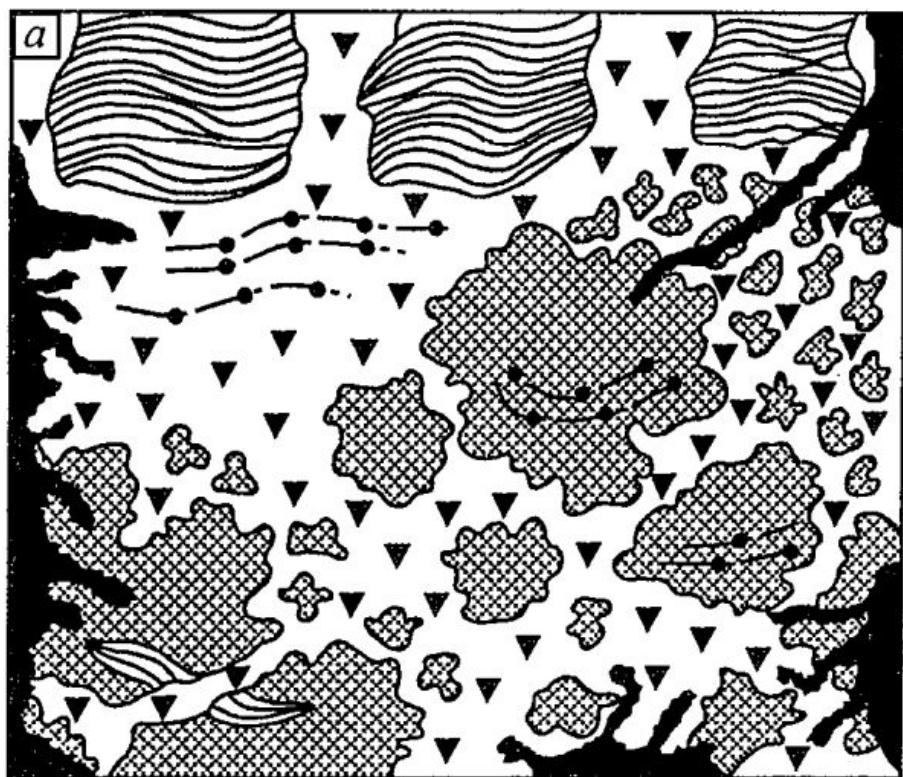
(Малоседельниковское месторождение) и родохрозитовых (Кургановское месторождение) скоплений.

Вместе с тем залежи Малой Орлецовой копи Малоседельниковского месторождения и северо-восточная залесье Бородулинского месторождения практически нацело сложены породами полосчатой текстуры, сформированными в основном кварцевым, спессартиновым и родонитовым агрегатами («родонитсодержащими кварцитами»).

Полосчатые и линзовидные текстуры, образованные чередованием агрегатов с гетеро- и гранобластовой структурами, являются типичными для метаморфических пород (Половинкина, 1966, и др.). Очевидно, что полосчатость родонитовых пород унаследована ими от слоистого строения первичного марганцевого осадка, которое весьма характерно для многих марганцевых месторождений (Рой, 1986, и др.).

Пятнистые текстуры родонитовых пород определяются наличием в них вытянутых, изометричных или неправильной формы обособлений тефроитового, родохрозит-тефроитового, спессартинового и родохрозитового агрегатов, погруженных в «основную массу» породы, сложенную родонитовым или спессартин-родонитовым агрегатом (рис. 19).

Размеры тефроитовых, родохрозит-тефроитовых и родохрозитовых выделений составляют от 3 до 30 см в поперечнике. Агрегаты могут быть однородными, но чаще имеют реликтовый ситовидный облик, обусловленный интенсивным замещением родохрозита и тефроита более поздним среднезернистым родонитом. Последний корродирует родохрозит-тефроитовые выделения, проникая в них по отдельным трещинам или даже полностью «пропитывая» основную ткань породы. При этом сами кристаллы родонита содержат включения мелких (около 0.1 мм) полигональных индивидов тефроита и родохрозита, а также «разъединенные» реликты более крупных тефроитовых кристаллов (рис. 20). Кроме того, тефроитовые и родохрозит-тефроитовые скопления довольно часто окружены маломощной (5–20 мм) зонкой среднезернистого ярко-малинового родонита, отделяющей их от основной массы мелкозернистого розового родонита или кварц-родонитового агрегата. Причем переход от розового родонита к ярко-малиновому постепенный, четкого разграничения между ними нет. Границы же тефроитовых и родохрозит-тефроитовых агрегатов с каймой ярко-малинового родонита неровные, извилистые. В зоне ярко-малинового родонита встречаются многочисленные реликтовые включения родохрозит-тефроитового агрегата, имеющие небольшие размеры (1–10 мм в поперечнике) и неправильную, кавернозную форму (рис. 21).



- 1
- 2
- 3



- 4
- 5
- 6
- 7

Рис. 19. Родонитовые породы пятнистой текстуры. Зарисовки полированных образцов Малоседельниковского (а) и Кургановского (б) месторождений.

1—4 — минеральные агрегаты (1 — родонитовый, 2 — родахрозит-тефроитовый, 3 — родахрозитовый, 4 — спессартиновый); 5 — спессартиновые линзочки в родоните; 6 — прожилки кварца; 7 — гипергенные гидроксиды марганца.

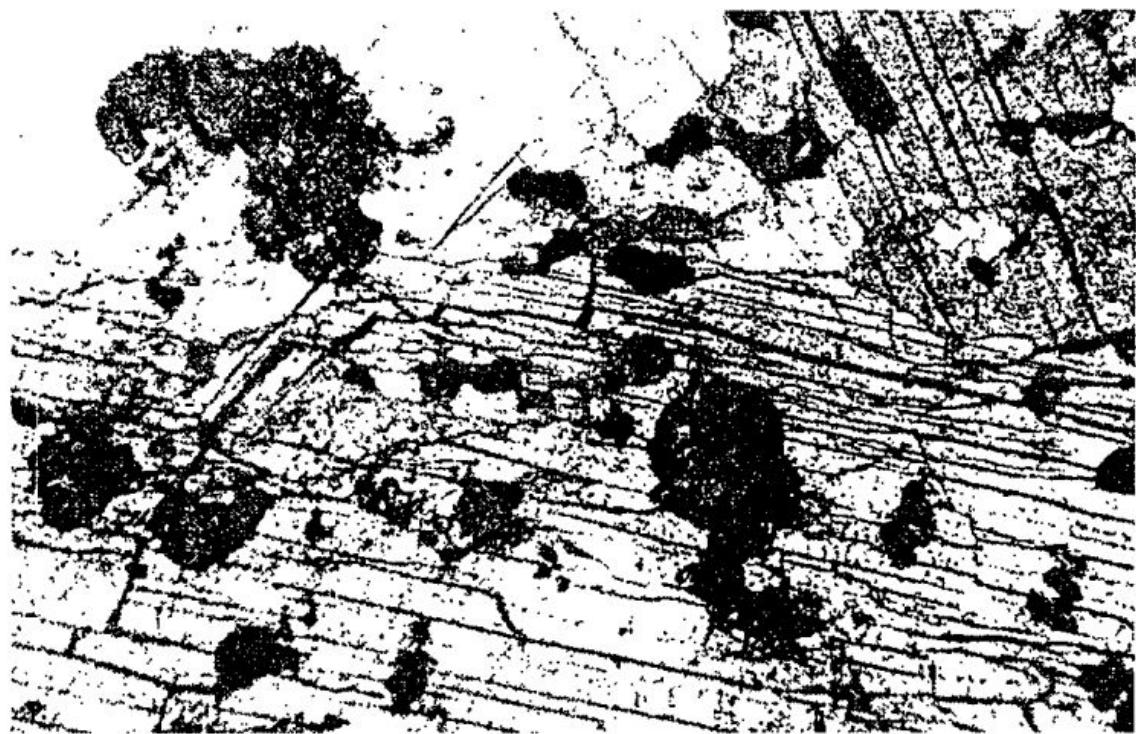


Рис. 20. Включения тефроита (темные пятна) в родоните-II. Малоседельниковское месторождение, обр. Р-18. Николи X.

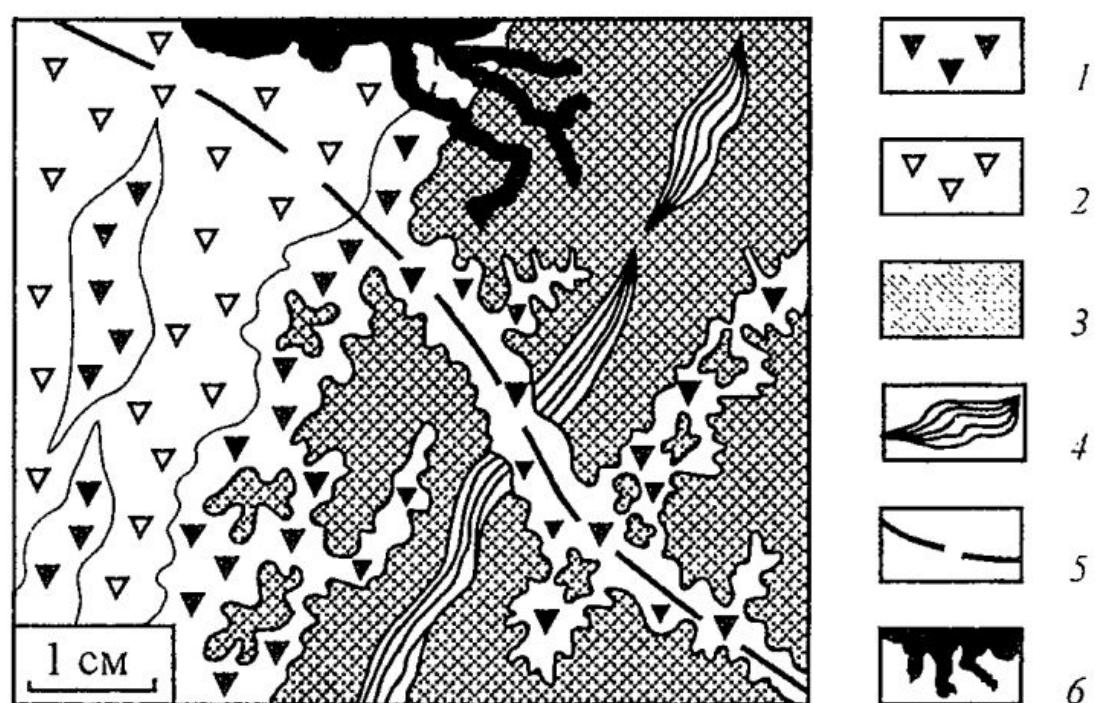


Рис. 21. Взаимоотношения родонитового и родохрозит-тефроитового агрегатов в породах Малоседельниковского месторождения. Зарисовка полированного образца.

1—4 — минеральные агрегаты: 1 и 2 — родонитовые (1 — ярко-малиновый, 2 — розовый), 3 — родохрозит-тефроитовый, 4 — спессартиновый; 5 — родохрозит-родонит-кварцевый прожилок; 6 — гипергенные гидроксиды марганца.

Замещение родонитом родохрозит-тефроитовых обособлений проявлено еще более ярко в родонитовых породах полосчатой текстуры в тех случаях, когда в непосредственной близости от тифроитовых линз расположены слои кварцита (см. рис. 18, а). Здесь ленты и линзы тифроитового и родохрозит-тифроитового агрегатов всегда отделены от кварцитовых или спессартин-кварцевых выделений каймой родонита. Причем, как правило, для этой каемки характерна хорошо заметная зональность. Сначала в кварците появляются отдельные зерна светло-розового родонита, количество которых постепенно увеличивается по направлению к тифроитовым выделениям и одновременно в породе уменьшается количество кварца, вплоть до образования мономинеральной родонитовой зоны. В этом же направлении (от кварца к тифроиту) возрастает интенсивность окраски родонита, вплоть до появления на контакте с тифроитовыми линзами зоны ярко-малинового родонита. Границы тифроитовых обособлений и ярко-малинового родонита неровные, извилистые, в родоните содержатся характерные реликты тифроита или родохрозит-тифроитовых сростков.

Рассмотренные примеры ясно указывают на то, что замещение тифроита и родохрозита родонитом было вызвано биметасоматическим перераспределением вещества между контрастными по химическому составу минеральными ассоциациями — родохрозит-тифроитовыми и тифроитовыми, с одной стороны, и расположенными вблизи них кварцевыми и кварц-родонитовыми, с другой. Обогащенные кварцем агрегаты служили источником кремнезема, а тифроитовые — марганца. Миграция этих компонентов навстречу друг другу приводила к формированию в пограничной между отмеченными агрегатами зоне новообразованного родонита.

Судя по небольшим (не превышающим 1–2 см) мощностям реакционной зоны, интенсивность биметасоматоза была слабой. Более того, в некоторых участках следы метасоматоза заметны лишь при микроскопическом изучении образцов или же вообще не проявлены. В таких случаях контакт тифроитового или родохрозит-тифроитового агрегата с родонитом резкий.

Как известно, масштабы процессов замещения минералов при биметасоматозе ограничивает совокупность нескольких причин. В нашем случае ими явились: низкая пористость родонитовых пород и, соответственно, плохая проницаемость их для растворов; отсутствие вблизи некоторых родохрозит-тифроитовых выделений пересыщенных кремнеземом агрегатов (кварц-родонитового или кварцевого); диффузионный механизм переноса вещества между минералами в насыщенном поро-

выми растворами пространстве, который, как правило, не приводит к образованию мощных реакционных зон (Коржинский, 1953).

Границы между другими агрегатами родонитовых пород всегда четкие, без признаков метасоматического взаимодействия между минералами.

Породы пятнистого строения образуют центральные зоны «рудных» тел, а иногда нацело слагают родонитовые линзы (некоторые тела Малоседельниковского месторождения и большинство родонитовых линз Кургановского месторождения).

Происхождение пятнистых текстур в родонитовых породах двойное. По-видимому, в некоторых случаях пятнистая текстура фиксирует конкреционное или оолитовое строение отдельных горизонтов исходных марганцевых отложений. Подобное строение неметаморфизованных марганцевых руд известно во многих месторождениях осадочного или вулканогенно-осадочного генезиса. Например, В. Рогов и Э. Галицкая (1984), описывая марганцевые месторождения северо-восточного склона Пай-Хоя, отмечают, что их рудные горизонты сформированы как ритмично-слоистыми родохрозит-аргиллитовыми отложениями, так и породами того же состава, но имеющими конкреционное строение. Последние сложены конкрециями и оолитами родохрозита с примесью глинистого материала, которые отделены друг от друга слоями аргиллита. По-видимому, сходное строение имели и марганцевые осадки, преобразованные в процессе метаморфизма в родонитовые породы.

В некоторых же случаях ориентировка тефроитовых, спессартиновых и других «пятен» и их взаимоотношения с вмещающими агрегатами полностью аналогичны классическим текстурам будинажа, отражающим воздействие на породу механических деформаций, сопровождавших метаморфизм марганцевых руд. При этом отчетливо видно, как родонитовые скопления «обтекают» тефроитовые и другие агрегаты, а находящиеся поблизости слои и линзы кварцитов изогнуты параллельно стенкам будин (см. рис. 18, б). В свою очередь, будинируются и родонитовые обособления, расположенные среди кварцитов или спессартин-кварцевых агрегатов. Текстуры будинажа хорошо проявлены и в породах с полосчатым строением.

Следовательно, в пятнистых текстурах зафиксировано как неоднородное строение первичных марганцевых отложений, так и их более поздние преобразования в процессе метаморфизма.

Прожилково-сетчатые текстуры по отношению к полосчатым и пятнистым являются более поздними. Они создаются сетью ро-

дохрозит-родонит-кварцевых, родохрозит-кварцевых или мономинеральных родонитовых и кварцевых прожилков, рассекающих агрегаты самого разного минерального состава. Мощность прожилков составляет от 0.1 до 3 см при длине от 1 до 20 см.

Наибольшим распространением пользуются жилки мелко- и среднезернистого родонита. Родохрозит-родонит-кварцевые и родохрозит-кварцевые прожилки имеют зональное строение. В их зальбандах развиты идиоморфные кристаллы родонита и родохрозита, а осевые зоны сложены кварцем. Там, где эти прожилки пересекают тефроитовые или родохрозит-тефроитовые скопления, в приконтактовых участках образуется узкая (несколько миллиметров) зона оклозильного родонитового метасоматита, развивающегося по тефроиту (см. рис. 21).

На выклинивании «рудных» линз встречаются раздробленные участки породы с брекчевидной текстурой, в которых разрозненные и угловатые обломки родонита сцеплены кварцем или родохрозит-кварцевым агрегатом, а куски родохрозита скреплены мелкозернистым родонитом.

Описание уральских родонитовых пород было бы неполным без упоминания о широко распространенных в них гипергенных гидроксидах марганца. Практически все «рудные» тела родонитовых месторождений в той или иной мере затронуты процессами физического и химического выветривания, выраженными в появлении прожилков и неправильной формы пятен вторичных гидроксидов марганца, которые развиваются по марганецсодержащим силикатам и карбонатам или даже на цело замещают приповерхностные горизонты некоторых родонитовых залежей. Сажисто-черные пятна и жилки марганцевых гидроксидов часто хорошо гармонируют с общим розовым тоном орлеца, создавая неповторимый рисунок поделочного камня. Однако при высоких содержаниях вторичных минералов породы, как правило, теряют декоративные качества. Отметим также, что появление среди толщ кварцитов и кварц-слюдистых сланцев скоплений гипергенных марганцевых минералов («марганцевой шляпы») служит в настоящее время одним из главных поисковых критериев на месторождения родонита.

* * *

В заключение отметим ряд важных моментов.

— Главными минералами родонитовых пород являются родонит, тефроит, родохрозит, спессартин, кварц и сонолит. Количественные соотношения между ними определяются неравномерным содержанием в породе кремнезема, марганца и алюминия.

— По минеральному составу и возрастным взаимоотношениям в родонитовых породах выделяются три группы минеральных агрегатов, сложенных: 1) родонитом, кварцем и спессартином; 2) родохрозитом, тифроитом и сонолитом; 3) родонитом, кварцем и родохрозитом. Основной объем породы образуют родонитовый, кварц-родонитовый, кварцевый, спессартиновый, тифроитовый, родохрозит-тифроитовый и родохрозит-сонолитовый агрегаты. Реже встречаются родохрозит-кварцевая, родонит-родохрозит-кварцевая и родонит-родохрозитовая ассоциации, которые формируют поздние прожилки, рассекающие родонитовую породу. Наиболее поздней была гипергенная гидроксидно-марганцевая минерализация.

— Текстуры и структуры орлеца являются типичными для метаморфических пород и отражают, с одной стороны, неоднородное (слоистое и конкреционное) строение исходных отложений, а с другой — метаморфогенные преобразования породы. Полосчатые и линзовидные текстуры унаследованы родонитовыми породами от слоистого строения первичного марганцевого осадка. В формировании же пятнистых текстур, кроме неоднородного (конкремионного) строения исходных отложений, отражены также и процессы пластических деформаций пород (будинаж). Прожилково-сетчатые и брекчиевидные текстуры образовались в результате хрупких деформаций родонитовых залежей на поздних стадиях метаморфизма.

— Метасоматические замещения минералов в изученных породах имеют ограниченные масштабы. Они наблюдаются на границах контрастных по составу (обогащенных, соответственно, либо кремнеземом, либо марганцем) ассоциаций.

Глава 4

МИНЕРАЛОГИЯ РОДОНИТОВЫХ ПОРОД

Общие сведения

В составе родонитовых пород Среднего Урала установлено 44 минерала (табл. 2). Помимо приведенных в табл. 2 минералов, на Малосельниковском месторождении в качестве поронообразующих компонентов нередко отмечаются бустамит, пьемонтит, эпидот, актинолит и браунит (Кожевников, 1960; Черемицын, Кирносов, 1975; Стоялов, 1980; Киевленко, Сенкевич, 1983; Голдобин, 1994), а по данным Г.Вертушкова (1986) в родонитовых породах Кургановского месторождения изредка встречаются сфалерит, галенит, марказит, халькопирит, гетит и гематит. Однако во всех перечисленных работах не приводятся какие-либо характеристики минералов, отчего достоверность их диагностики оценить трудно. Кроме того, в ходе выполненных нами тщательных исследований на весьма представительном материале названные выше минералы не обнаружены. Поэтому они не включены в табл. 2.

По условиям образования минералы родонитовых пород подразделяются на две группы: первичные метаморфогенные и вторичные — продукты гипергенного изменения марганцевых силикатов и карбонатов. Для реконструкции условий генезиса родонитовых пород наибольший интерес представляют первичные минералы. Детальные исследования гипергенных минералов нами не проводились.

Среди первичных минералов выделяются 6 главных, слагающих основной объем родонитовых пород, и 28 второстепенных и редких. Ниже приводится характеристика метаморфогенных минералов в порядке их распространенности в изученных породах. Такой порядок изложения сознательно нарушен только в четырех случаях: для пироксенонидов (родонита и пироксмангита), карбонатов (родохрозита, кутнагорита, кальцита и баритокальцита), тефроита и минералов группы гумита (сонолита и аллеганита), амфиболов (манганокуммингтонита и марганцевого tremolита), что обусловлено сходством многих диагностических свойств данных минералов.

Таблица 2. Минералы родонитовых пород Среднего Урала

Минерал	Формула
	Простые вещества
1. Графит	C
	Сульфиды и их аналоги
2. Алабандин	MnS
3. Пирротин	FeS
4. Никелин	NiAsS
5. Пирит	FeS ₂
6. Ульманит	NiSbS
	Оксиды и гидроксиды
7. Кварц	SiO ₂
8. Опал ¹	SiO ₂ ·nH ₂ O
9. Рутил	TiO ₂
10. Пиролюзит ²	MnO ₂
11. Голландит ⁴	Ba(Mn ⁴⁺ , Mn ²⁺) ₈ O ₁₆
12. Нсутит ^{3, 4}	γ-MnO ₂
13. Галаксит	MnAl ₂ O ₄
14. Пирофанит	MnTiO ₃
15. Гюбнерит	MnWO ₄
16. Вернадит ⁴	MnO ₂ ·nH ₂ O
17. Манганит ^{1, 2}	MnO(OH)
18. Гроутит ⁴	MnO(OH)
19. Пирохроит ¹	Mn(OH) ₂
20. Фероксигит ⁴	FeO(OH)
	Силикаты и их аналоги
21. Тефроит	Mn ₂ (SiO ₄)
22. Союлит	Mn ₉ (SiO ₄) ₄ (OH) ₂
23. Аллеганит	Mn ₅ (SiO ₄) ₂ (OH) ₂
24. Спессартин	Mn ₃ Al ₂ (SiO ₄) ₃
25. Гейтманит	BaMn ₂ TiO(Si ₂ O ₇)(OH) ₂
26. Родонит	CaMn ₄ (Si ₅ O ₁₅)
27. Пироксмангит	Mn ₇ (Si ₇ O ₂₁)
28. Манганокуммингтонит	Mn ₂ Mg ₅ (Si ₄ O ₁₁) ₂ (OH) ₂
29. Тремолит	Ca ₂ Mg ₅ (Si ₄ O ₁₁) ₂ (OH) ₂
30. Флогопит	KMg ₃ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂
31. Келлиит	Mn ₂ Al(AlSi ₃ O ₅)(OH) ₄
32. Бементит	Mn ₇ (Si ₆ O ₁₅)(OH) ₈
33. Баннистерит	KMn ₁₀ [(Si, Al) ₁₆ O ₃₈](OH) ₈ ·nH ₂ O
34. Неотокит	MnSiO ₃ ·nH ₂ O
35. Цельзиан	Ba(Al ₂ Si ₂ O ₈)
	Карбонаты
36. Родохрозит	MnCO ₃
37. Кальцит	CaCO ₃
38. Кутнагорит	CaMn(CO ₃) ₂
39. Баритокальцит	CaBa(CO ₃) ₂
	Сульфаты
40. Гипс ¹	CaSO ₄ ·2H ₂ O

Минерал	Формула
41. Барит	BaSO_4
	Фосфаты
42. Фторапатит	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$
43. Монацит-Се	CePO_4
	Вольфраматы
44. Шеслит	CaWO_4

Примечания. Жирным шрифтом выделены главные минералы, курсивом — гипергенные. Список гипергенных минералов приводится по литературным данным: 1 — Г. Вертушков (1986); 2 — К. Кожевников (1960); 3 — С. Суставов, В. Аронский (1986); 4 — Ф. Чухров и др. (1989).

Особенно полно, с указанием морфологии, ассоциаций, физических свойств, химического состава и рентгеноструктурных констант, охарактеризованы главные, а также наиболее типичные второстепенные минералы — пироксмангит, аллеганит, манганокуммингтонит, банистерит, неотокит, алабандин и галаксит. Другие фазы описаны менее детально, так как из-за очень мелких размеров зерен и незначительного содержания в породе их не удается выделить в необходимом для исследований количестве.

Характеристика минералов

ПИРОКСЕНОИДЫ. Марганцевые пироксеноиды — родонит, $\text{CaMn}_4(\text{Si}_5\text{O}_{15})$, и пироксмангит, $\text{Mn}_7(\text{Si}_7\text{O}_{21})$, — являются характерными минералами многих метаморфизованных марганцевых месторождений. Оба эти минерала присутствуют и в составе среднеуральского орлеца. Причем родонит здесь относится к числу наиболее распространенных и хорошо известных минералов. Пироксмангит же до недавнего времени не отмечался в рассматриваемых месторождениях, поскольку и в образцах, и в шлифах он практически неотличим от родонита. Лишь детальными оптическими и рентгенометрическими исследованиями нам удалось установить, что на Малоседельниковском месторождении часть розового минерала, традиционно определяемого как «родонит», в действительности является пироксмангитом.

Родонит. В среднеуральских месторождениях основная масса родонита сосредоточена непосредственно в орлецовых линзах и лишь изредка этот минерал встречается в виде тонких секущих прожилков и небольших гнезд в кварцитах, кварц-серицитовых и других сланцах. Та-

кие прожилки и гнезда наиболее характерны для приконтактовых с рудными телами участков вмещающих пород.

Изучение возрастных взаимоотношений между родонитом и другими минералами позволяет выделить здесь три генерации родонита.

Наиболее ранняя генерация (родонит-I) представлена небольшими (в среднем около 0,1–1 мм в поперечнике) таблитчатыми или изометрическими кристаллами ярко-малинового, красного и светло-розового цвета, которые совместно с зернами кварца, спессартина и других минералов образуют плотные мелко- и среднезернистые агрегаты, слагающие основной объем родонитовых пород, — родонитовый, спессартин-родонитовый, кварц-родонитовый, а также спессартиновый (см. рис. 10). Помимо кварца и спессартина, в ассоциациях с родонитом-I встречаются манганокуммингтонит-I, tremолит, флогопит, цельзиан, гейтманит, пирофанит, пирит, никелин, монацит, апатит, кальцит, кутнагорит, баритокальцит и графит.

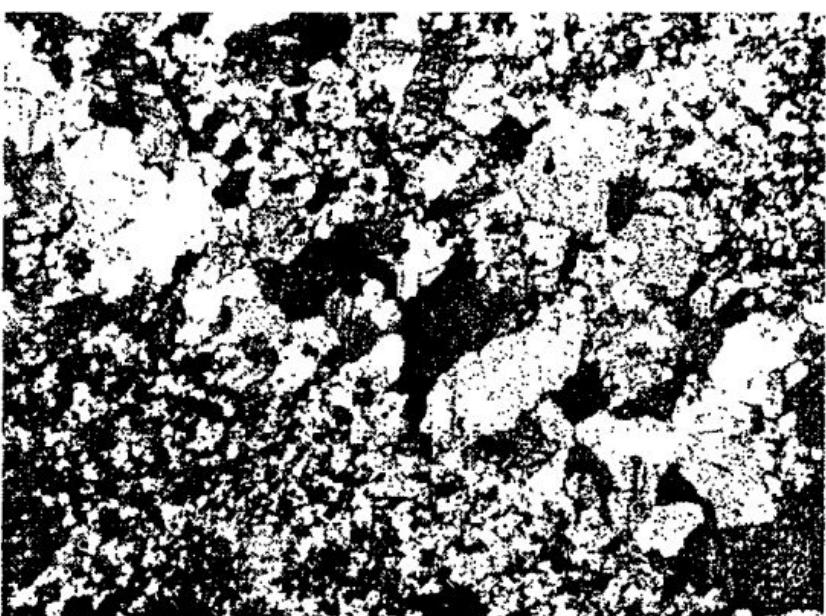
Родонит второй генерации (родонит-II) представлен довольно крупными (от 3–5 до 15–20 мм в поперечнике) таблитчатыми индивидами, развивающимися за счет собирательной перекристаллизации мелко-зернистой массы более раннего родонита. Такие кристаллы обычно слагают короткие мономинеральные прожилки, секущие агрегаты мелко-зернистого родонита-I и других минералов (рис. 22, а). Кроме того, отдельные метакристаллы родонита-II и их небольшие скопления неправильной формы нередко встречаются среди основной ткани родонитовых агрегатов, создавая в них характерные пятнистые микротекстуры. Ко второй генерации нами также отнесены ярко-малиновые и розовые таблитчатые выделения родонита, образующиеся путем метасоматического замещения тефроита и рodoхрозита (рис. 22, б).

Наиболее поздними (третья генерация) являются хорошо ограненные кристаллы родонита, которые встречаются в составе кварцевых и рodoхрозит-кварцевых прожилков, рассекающих агрегаты родонита более ранних генераций, а также других минералов (рис. 22, в). Типичный второстепенный компонент данных прожилков представлен неотокитом.

Рис. 22. Морфология выделений малоседельниковского родонита различных генераций. Николи X.

а — прожилок родонита-II в мелкозернистом агрегате родонита-I, обр. Р-19; б — таблитчатый кристалл родонита-II из метасоматической каймы, развивающейся вокруг рodoхрозит-тефроитового агрегата, обр. Р-17; в — кристалл родонита-III из рodoхрозит-родонит-кварцевого прожилка, обр. Р-4-4.

a



б



в



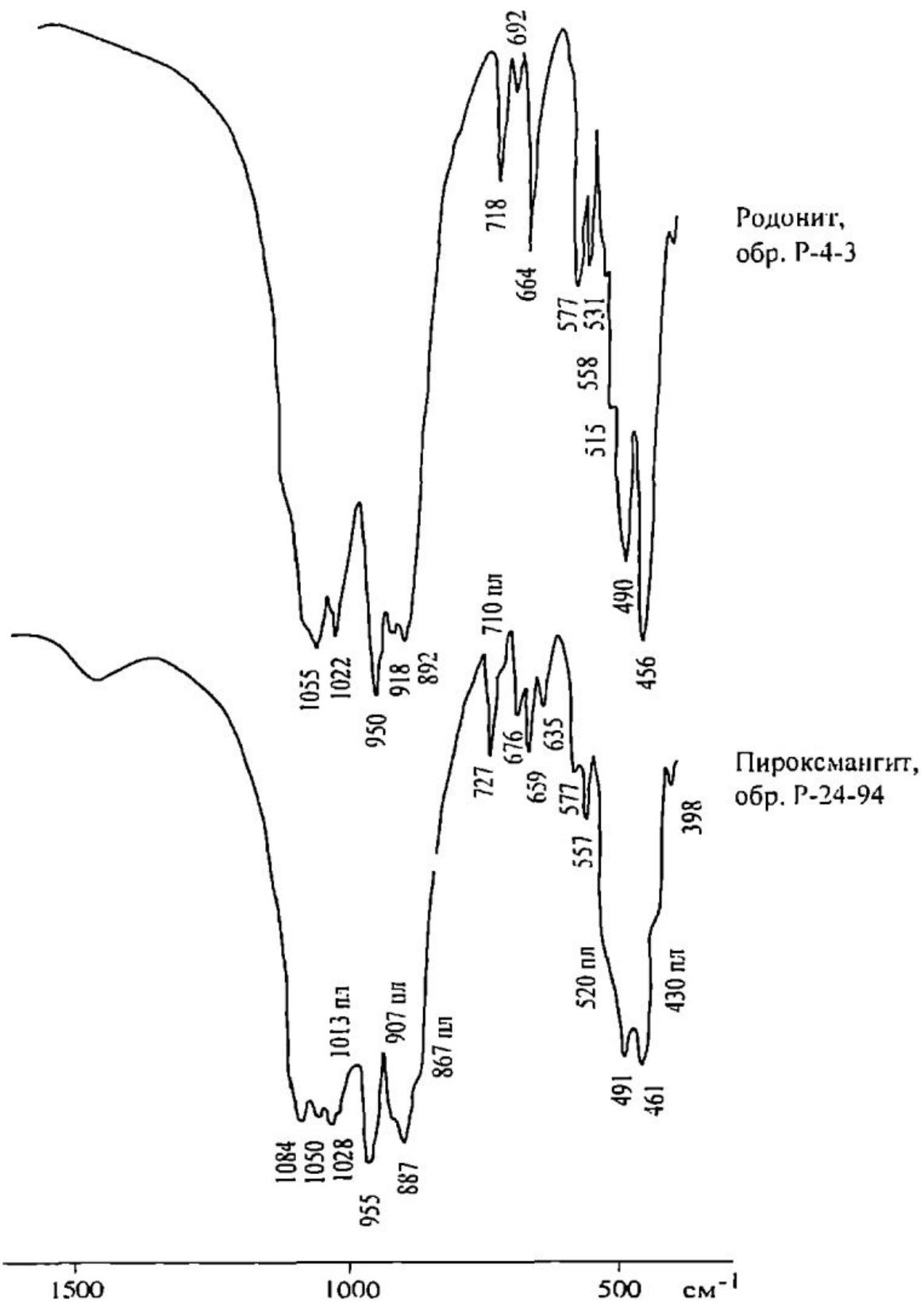


Рис. 23. ИК-спектры родонита и пироксмангита Малоседельниковского месторождения (пл — плечо пика).

Цвет родонита всех генераций в образцах варьирует от бледно-розового до ярко-малинового. При этом родонит более поздних генераций имеет такую же или более густую окраску по сравнению с вмещающим его родонитом-I. В шлифах минерал бесцветен; хорошо проявлена спайность в двух направлениях, пересекающихся под углом около 90° . Оптические свойства родонита различных ассоциаций и генераций близки: $n_g = 1.743(2)$, $n_m = 1.732(2)$, $n_p = 1.729(2)$, $n_g - n_p = 0.009 - 0.018$, $-2V = 72 - 80^\circ$. ИК-спектр малоседельниковского родонита (рис. 23) близок к известным спектрам этого минерала.

Результаты индивидуальных химических анализов родонита и расчетные по ним коэффициенты в кристаллохимических формулах этого минерала приведены в Приложении 1, а вычисленные на их основе средние химические составы и формульные коэффициенты для родонита из различных ассоциаций и генераций представлены в табл. 3.

Таблица 3. Средний химический состав (мас.%) и коэффициенты в кристаллохимических формулах родонита

Компо-ненты	Малоседельниковское месторождение							
	генерация						II	III
	I							
	P-4-3	P-12	P-17	P-19	P-24	P-27	P-18	P-4-4
SiO ₂	46.13	46.56	46.20	46.44	46.55	46.34	46.49	46.13
	0.22	0.16	0.35	0.27	0.28	0.40	0.20	0.22
FeO*	0.89	1.12	0.63	0.45	4.53	3.04	0.00	0.92
	0.09	0.33	0.07	0.08	0.18	0.32	0.00	0.19
MnO	48.28	43.04	47.48	47.05	43.26	43.96	49.73	47.92
	0.25	0.66	0.38	0.48	0.51	0.85	0.15	0.41
MgO	0.39	0.57	0.78	0.48	1.49	1.67	0.27	0.38
	0.01	0.06	0.04	0.01	0.08	0.29	0.01	0.02
CaO	3.42	7.26	3.62	4.48	2.96	4.16	2.96	3.23
	0.06	0.01	0.06	0.04	0.11	0.33	0.01	0.22
Сумма	99.11	98.55	98.71	98.90	98.79	99.17	99.51	98.58
N	5	2	5	5	7	12	2	7

Коэффициенты рассчитаны на 15 атомов кислорода

Компо-ненты	Кургановское месторождение					
	генерация					
	I	II	III	K-17	K-3-94	
K-1-94	K-2-94	K-10Sp	K-10Tp			
SiO ₂	46.40 0.19	46.35 0.05	46.80 0.37	46.76 0.40	46.82 0.74	46.42 0.16
FeO*	1.25 0.31	1.31 0.14	0.73 0.28	0.41 0.13	1.95 0.25	4.36 0.06
MnO	48.16 0.48	45.86 0.26	48.54 0.19	50.41 0.15	47.08 0.68	42.57 0.20
MgO	0.61 0.13	0.45 0.01	0.54 0.23	0.22 0.04	0.38 0.12	1.05 0.01
CaO	2.95 0.80	4.62 0.04	2.89 0.20	1.76 0.09	3.60 0.23	4.32 0.16
Сумма	99.37	98.59	99.50	99.56	99.83	98.72
N	5	4	2	3	4	3

Коэффициенты рассчитаны на 15 атомов кислорода

Si	5.02	5.03	5.04	5.05	5.03	5.02
Fe	0.11	0.12	0.07	0.04	0.18	0.39
Mn	3.75	3.75	3.76	3.82	3.70	3.40
Mg	0.10	0.07	0.09	0.04	0.06	0.17
Сумма	3.96	3.94	3.92	3.90	3.94	3.96
Mn	0.66	0.46	0.67	0.80	0.59	0.50
Ca	0.34	0.54	0.33	0.20	0.41	0.50
Сумма	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

При мечания. FeO* — общее содержание железа. Верхняя цифра — среднее содержание элемента, нижняя — стандартное отклонение. N — число анализов.

Описание образцов: P-4-3 — родонит мелкозернистый малиновый; P-12 — микрозернистый родонит из спессартинового агрегата; P-17 — родонит микрозернистый малиновый; P-19 — родонит мелкозернистый светло-розовый; P-24 — родонит среднезернистый светло-розовый из спессартин-родонитового агрегата; P-27 — родонит мелкозернистый ярко-малиновый из спессартин-родонитового агрегата; P-18 — родонит среднезернистый ярко-малиновый из метасоматической каймы, развивающейся по тектониту; P-4-4 — розовые идиоморфные кристаллы родонита из редохрозит-родонит-кварцевого прожилка, секущего обр. P-4-3; K-1-94 — родонит микрозернистый светло-розовый;

Из этих данных видно, что химический состав изученных родонитов в целом характеризуется высокими содержаниями марганца (78–94 мол.% MnSiO₃), относительно небольшими концентрациями железа (0–8 мол.% FeSiO₃) и магния (1–5 мол.% MgSiO₃) при содержании кальция от 4 до 17 мол.% CaSiO₃. Подобный состав типичен для родонитов из метаморфизованных марганцевых руд многих месторождений (рис. 24).

Компо-ненты	Бородулинское месторождение							
	генерация							
	I				II			
	B-1-94	B-2-94	BR-Al-95				BR-Al-95	
			номер участка					
			3	4	5	7	1	2
SiO ₂	46.48	46.54	45.97	46.21	46.05	47.01	46.09	45.12
	10.19	0.14	0.09	0.24	0.31	0.37	0.26	0.40
FeO*	0.49	0.00	0.00	0.95	1.62	0.79	0.29	0.00
	0.05	0.00	0.00	0.12	0.03	0.22	0.29	0.00
MnO	44.63	47.16	49.24	46.58	43.80	44.54	51.14	50.73
	0.32	0.25	0.48	0.12	0.39	0.74	0.42	0.03
MgO	0.41	0.33	0.00	0.85	1.27	1.18	0.00	0.00
	0.02	0.01	0.00	0.02	0.19	0.29	0.00	0.00
CaO	6.28	5.06	4.36	5.52	6.83	6.11	3.30	3.20
	0.07	0.06	0.09	0.07	0.13	0.33	0.09	0.19
Сумма	98.29	99.09	99.57	100.11	99.57	99.63	100.96	99.19
N	5	4	2	2	2	7	2	2

Коэффициенты рассчитаны на 15 атомов кислорода

Si	5.03	5.02	4.99	4.96	4.94	5.01	4.96	4.95
Fe	0.04	0.00	0.00	0.09	0.15	0.07	0.03	0.00
Mn	3.82	3.90	4.03	3.86	3.77	3.72	4.04	4.09
Mg	0.07	0.05	0.00	0.14	0.20	0.19	0.00	0.00
Сумма	3.93	3.95	4.03	4.09	4.12	3.98	4.07	4.09
Mn	0.27	0.41	0.49	0.37	0.21	0.30	0.62	0.62
Ca	0.73	0.59	0.51	0.63	0.79	0.70	0.38	0.38
Сумма	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

K-2-94 — родонит микрозернистый ярко-малиновый; K-10Sp — родонит микрозернистый из спессартинового агрегата; K-10Tr — родонит, развивающийся по тектониту; K-17 — родонит, развивающийся по тектониту и родохрозиту; K-3-94 — розовые кристаллы родонита из родонит-кварцевого прожилка, секущего обр. K-1-94; B-1-94 — родонит микрозернистый малиновый; B-2-94 — родонит микрозернистый ярко-малиновый; в обр. BR-Al-95 участки 3 и 4 — родонит мелкозернистый ярко-малиновый, участок 5 — родонит микрозернистый светло-розовый, участок 7 — родонит из спессартинового агрегата, участок 1 — родонит микрозернистый ярко-малиновый, развивающийся по тектониту, участок 2 — родонит, развивающийся по тектониту.

Вместе с тем на каждом месторождении химический состав родонита из различных ассоциаций и генераций отличается своими специфическими особенностями (рис. 25). Рассмотрим сначала родониты первой генерации.

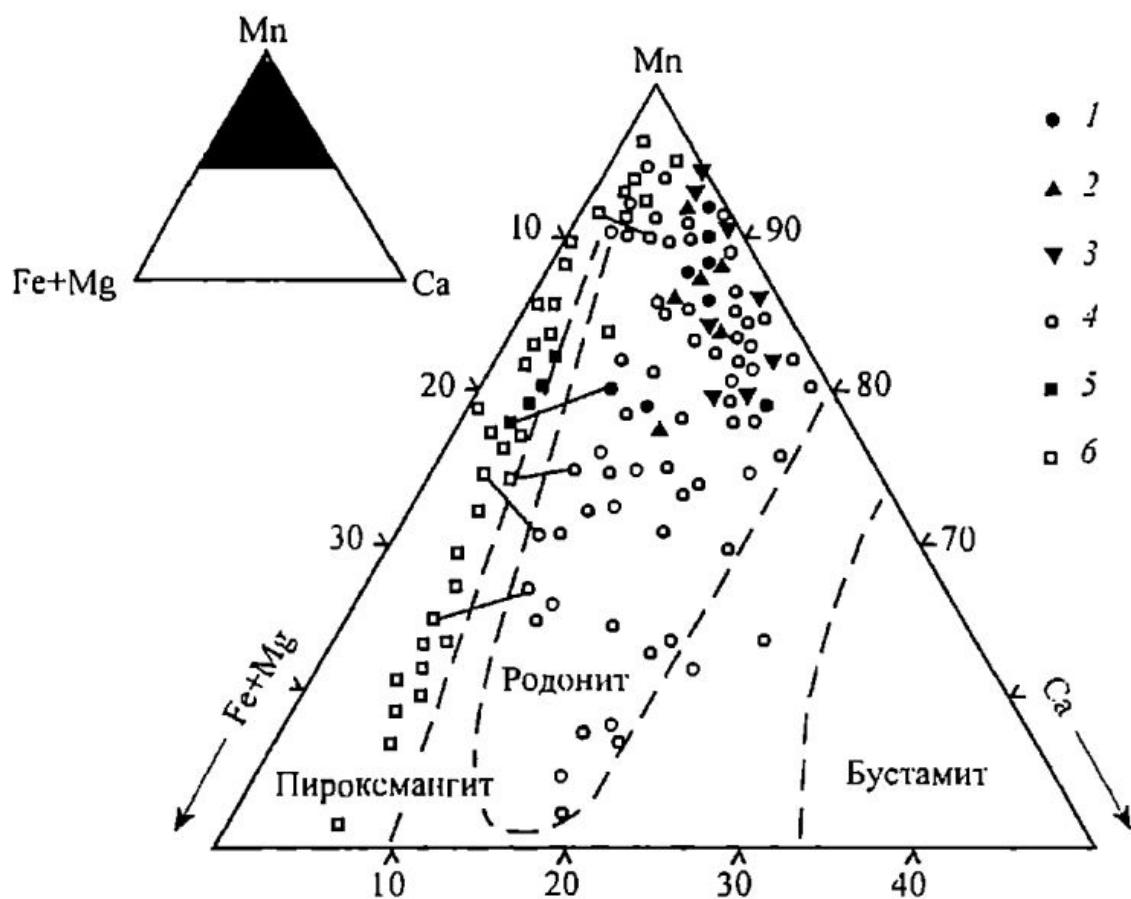


Рис. 24. Составы родонита и пироксмангита из метаморфизованных марганцевых месторождений.

1—4 — родонит из месторождений: 1 — Малоседельниковского, 2 — Кургановского, 3 — Бородулинского, 4 — других; 5 и 6 — пироксмангит из месторождений: 5 — Малоседельниковского, 6 — других. Пунктирная линия — границы полей составов минералов по Г. Винтеру с соавторами (Winter e.a., 1981). Прямыми линиями соединены составы существующих минералов.

Использованы литературные данные по месторождениям Полярного Урала (Таран и др., 1989), Южного Урала (Калинин, 1978; Белковский, 1989), Японии (Lee, 1955; Motoi, 1964; Yamamoto, Takeuchi, 1981; Akawa, 1984), США (Dickson, 1975; Winter e.a., 1981), Швейцарии (Peters e.a., 1978), Италии (Abrecht, Peters, 1980; Lucchetti, 1991), Индии (Battacharyya, 1986; Roy e.a., 1986; Dasgupta e.a., 1988), Франции и Греции (Mottana, 1986), Австралии (Ashley, 1989), Киргизии (Паутов и др., 1993), Испании (Jimenez-Millan, Velilla, 1994).

На Малоседельниковском и Бородулинском месторождениях наиболее низкие концентрации марганца (79–80 мол.% MnSiO₃) отмечаются в родоните-I из спессартин-родонитовых и спессартиновых агрегатов: для первых характерны повышенные содержания железа и магния (5–8 мол.% FeSiO₃ и MgSiO₃), а для вторых — высокие концентрации кальция (14–17 мол.% CaSiO₃). В агрегатах же с незначительным содер-

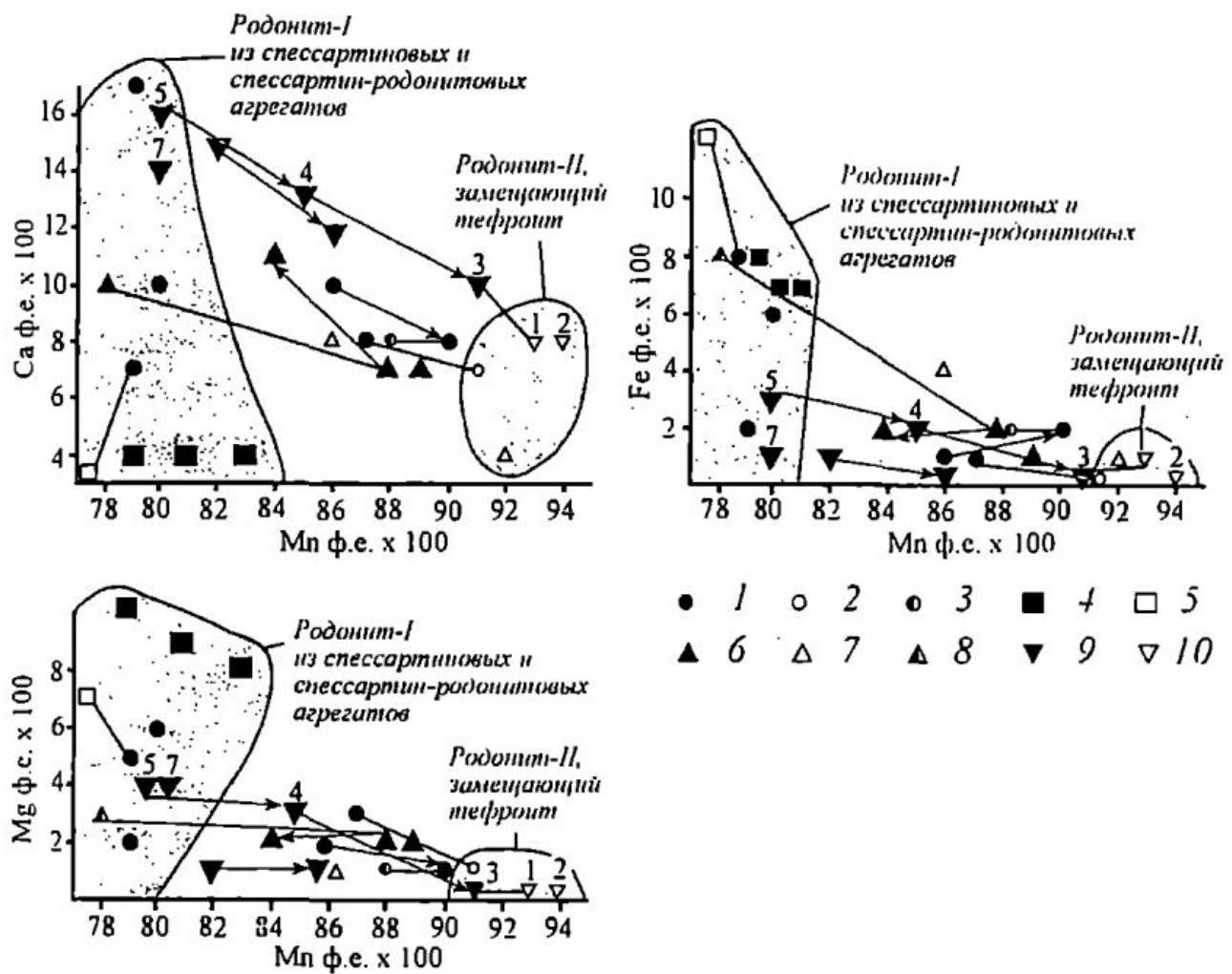


Рис. 25. Состав родонита и пироксмангита из родонитовых пород Среднего Урала.

1—3 — родонит Малоседельниковского месторождения (первая, вторая и третья генерации соответственно); 4 и 5 — пироксмангит Малоседельниковского месторождения (первая и вторая генерации соответственно); 6—8 — родонит Кургановского месторождения (первая, вторая и третья генерации соответственно); 9 и 10 — родонит Бородулинского месторождения (первая и вторая генерации соответственно). Прямыми линиями соединены точки составов родонита и пироксмангита различных генераций из одного образца. Стрелками соединены точки составов родонита-I различной окраски для каждого месторождения (стрелки направлены от более светлого родонита к более темному). Цифрами на диаграмме обозначены номера участков в обр. BR-Al-95.

жанием спессартина концентрация марганца в родонитах не ниже 80 мол.% $MnSiO_3$ и возрастает до 91 мол.% при переходе от светло-розового родонита (обр. Р-19, BR-Al-95, участок 5) к малиновому (обр. Р-4-3, Р-17, В-1-94), а затем к ярко-малиновому (обр. В-2-94, BR-Al-95, участки 3 и 4). На Кургановском месторождении светло-розовые родониты-I из спессартинового и собственно родонитового агрегатов практически идентичны по химическому составу (обр. К-1-94 и К-10Sp), а однородный ярко-малиновый родонит (обр. К-2-94) отличается от них пониженными содержаниями марганца при более высоких количествах кальция.

Детальные исследования показывают, что даже в практически мономинеральных агрегатах, имеющих очень сходную окраску и идентичные структурно-текстурные характеристики, родониты-І являются неоднородными по содержанию Mn, Ca, Fe и Mg уже в пределах одного месторождения (см., например, обр. Р-4-3, Р-17 и В-2-94, BR-Al-95, участки 3 и 4). Поэтому сравнение составов родонитов разных месторождений требует большой статистической выборки. По нашим данным родонит Бородулинского месторождения, по сравнению с близкими по окраске и парагенезису родонитами других месторождений, характеризуется высокими содержаниями кальция, а в кургановском родоните отмечаются немного повышенные концентрации железа (см., например, триады образцов Р-19, К-1-94, В-1-94; Р-17, К-2-94, В-2-94 и др.).

Отмеченные особенности химизма родонитов первой генерации обусловлены главным образом двумя факторами. Во-первых, они отражают локальные вариации в содержании основных компонентов в исходных (неметаморфизованных) марганецсодержащих отложениях. И, во-вторых, различные составы родонита-І, слагающего смежные участки породы, свидетельствуют о том, что на ранних стадиях метаморфогенного преобразования марганцевых руд не происходило интенсивного обмена компонентами между разными частями залежи.

Химический состав родонитов более поздних генераций также неоднороден. Развивающийся по тефроиту и родохрозиту красный и ярко-малиновый родонит-ІІ (обр. Р-18, К-10Тр, BR-Al-95, участки 1 и 2) отличается от других разновидностей этого минерала наиболее высокими содержаниями Mn (91–94 мол.% MnSiO₃) и минимальными концентрациями Fe и Mg (не более 1 мол.% каждого компонента). Кроме того, по сравнению с родонитом-І из прилегающих участков породы (обр. Р-17, BR-Al-95, участок 3), родонит-ІІ характеризуется пониженными содержаниями кальция. Исключение составляет лишь родонит-ІІ Кургановского месторождения, замещающий родохрозит-тефроитовые скопления, в которых преобладает кальций-железосодержащий родохрозит (обр. К-17). В этом родоните установлены высокие (для данной генерации) концентрации железа и кальция (4 и 8 мол.% FeSiO₃ и CaSiO₃ соответственно) при относительно низких содержаниях марганца (86 мол.% MnSiO₃). Очевидно, что во всех случаях состав родонита-ІІ определяется составом первичных минералов и их количественным соотношением в породе: по агрегатам, где доминирует тефроит, образуется высокомарганцевый родонит, а в участках с высокими содержаниями родохрозита — более кальциевый и менее марганцевый родонит.

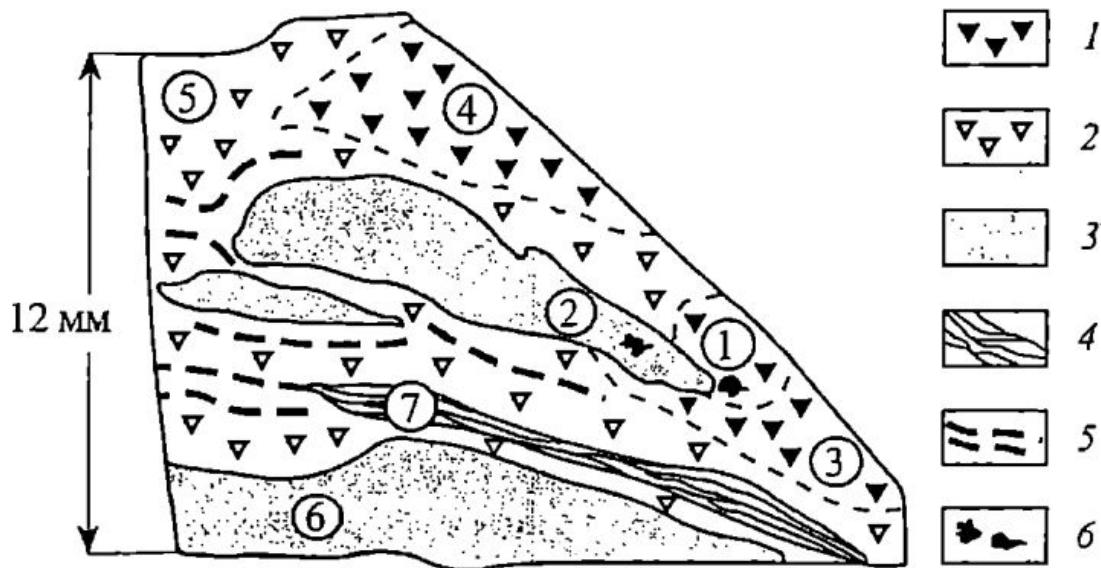


Рис. 26. Родонитовая порода линзовидной текстуры Бородулинского месторождения (обр. BR-Al-95).

1—4 — минеральные агрегаты; 1 и 2 — родонитовые (1 — ярко-малиновый, 2 — розовый); 3 — родохрозит-тефроитовые; 4 — спессартиновые; 5 — спессартиновые линзочки в родоните; 6 — алабандин. Цифры в кружках — участки, на которых были выполнены анализы.

Как было показано в предыдущей главе, образование родонита-II за счет замещения родохрозита и тифроита вызвано локальным обменом марганцем и кремнеземом между родохрозит-тифроитовыми и кварц-родонитовыми агрегатами. Судя по взаимоотношениям между минералами, миграция этих и некоторых других элементов (в частности, кальция) происходит на расстояние, не превышающее первых сантиметров. Интересно также оценить масштабы указанного явления по изменению состава родонита, расположенного на различном удалении от родохрозит-тифроитовых обособлений (рис. 26). Как хорошо видно на рис. 25, наиболее высокие концентрации марганца (93–94 мол.% $MnSiO_3$) установлены в родоните-II, образующемся непосредственно в родохрозит-тифроитовых агрегатах (участок 2) или в их ближней экзоконтактовой зоне (участок 1). По мере удаления от родохрозит-тифроитового обособления содержание марганца в родоните закономерно снижается. Уже в нескольких миллиметрах доля $MnSiO_3$ в ярко-малиновом родоните-I составляет 91 мол.%, а на немного большем расстоянии она опускается до 85 и 80 мол.% соответственно в малиновом и светло-розовом родоните-I (участки 4 и 5). В этом же направлении происходит постепенное увеличение содержаний в родоните кальция, железа и магния. Важно также отметить, что по составу малиновый и светло-розовый родониты-I из участков 4 и 5 приближаются к родонитам, слагающим мономинеральные агрегаты на очень большом (несколько сантиметров) удалении от родохрозит-тифроитовых скоплений (обр. B-1-94 и B-2-94).

Из этого примера следует, что присутствие в образце обогащенного марганцем агрегата никак не отражается на составе родонита, если последний удален от него хотя бы на несколько миллиметров. Именно таким расстоянием ограничивается в данном случае диффузия марганца и других элементов.

Состав родонита третьей генерации зависит от содержания Mn, Ca, Fe и Mg в родоните-I из породы, вмещающей поздние родонит-родохрозит-кварцевые прожилки. Так, при относительно небольших концентрациях железа и магния в родоните-I — «основной ткани» породы (обр. Р-4-3) — количества этих элементов в родоните-III также остаются незначительными (обр. Р-4-4). При более же высоких содержаниях Fe и Mg в исходном раннем родоните (обр. К-1-94) их концентрации в родоните третьей генерации значительно возрастают (обр. К-3-94). В последнем также повышаются и содержания кальция.

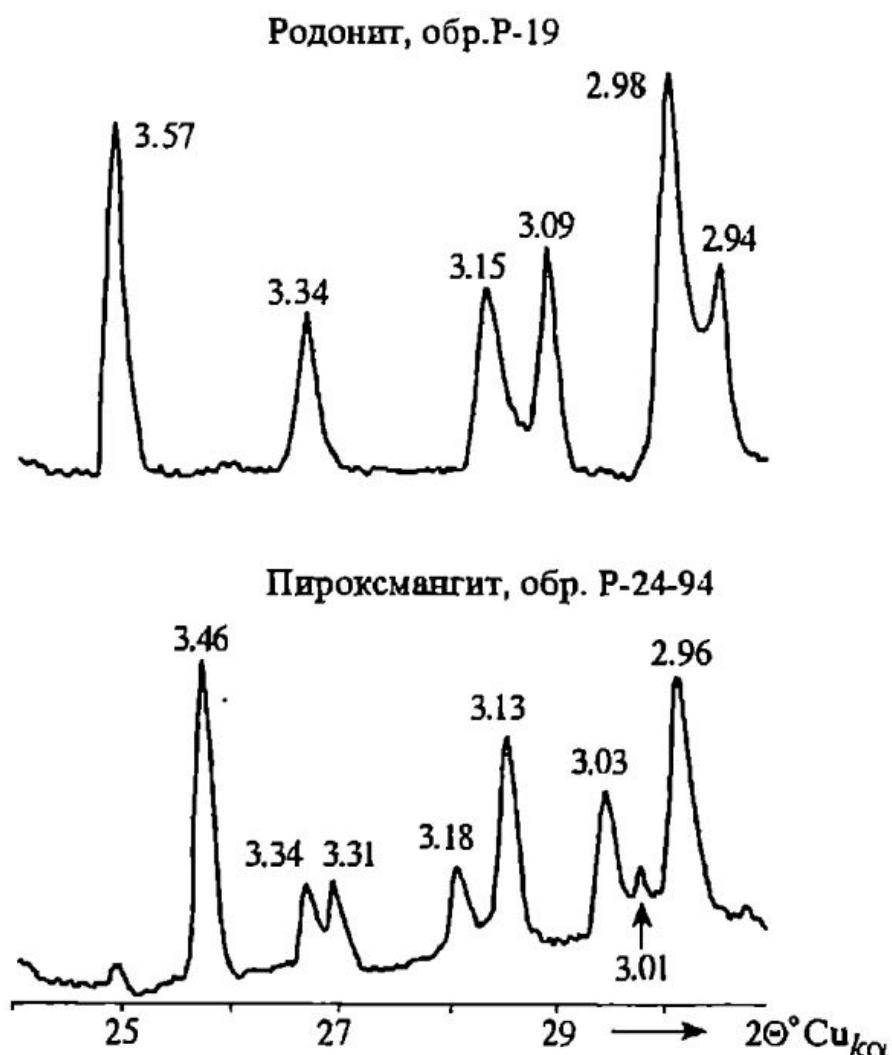


Рис. 27. Фрагменты дифрактограмм родонита и пироксмангита. Цифрами обозначены межплоскостные расстояния в ангстремах.

Таким образом, важнейшие особенности химического состава родонита обусловлены прежде всего неоднородным составом породы в целом.

Порошковые дифрактограммы изученного родонита по положению основных максимумов идентичны известным рентгенограммам этого минерала (Lee, 1955; Motoi, 1964; Aikawa, 1984; ASTM-25-1368). Фрагмент одной из полученных нами рентгенограмм родонита в том интервале углов 2Θ , где она наиболее существенно отличается от порошковой пироксмангита, приведен на рис. 27. Параметры элементарной ячейки уральского родонита рассчитаны методом наименьших квадратов по положению 11 наиболее интенсивных рефлексов, индексы (hkl) которых заимствованы из карточки ASTM-25-1368. Вычисленные значения (табл. 4) близки к соответствующим величинам параметров кристаллической решетки этого минерала из других месторождений (Peacor, Niizeki, 1963; Ito, 1972, и др.).

Таблица 4. Параметры элементарной ячейки родонита

Номер образца	a_0 , Å	b_0 , Å	c_0 , Å	α°	β°	γ°
P-17	7.63	11.92	6.79	96.01	89.49	105.73
	0.01	0.02	0.01	0.07	0.05	0.04
P-27	7.64	11.89	6.81	96.39	89.16	105.69
	0.01	0.01	0.01	0.04	0.03	0.02
P-2-94	7.66	11.93	6.81	96.16	89.54	105.86
	0.01	0.01	0.01	0.04	0.03	0.02
P-3-94	7.63	11.89	6.77	95.97	89.73	105.69
	0.02	0.03	0.02	0.07	0.07	0.05
B-1-94	7.66	11.88	6.80	95.83	89.81	105.76
	0.02	0.03	0.02	0.07	0.06	0.05
B-2-94	7.65	11.91	6.80	96.00	89.61	105.75
	0.02	0.03	0.02	0.10	0.08	0.07

Примечание. Верхняя цифра — среднее значение, нижняя — стандартное отклонение.

Пироксмангит. Этот минерал был открыт в период с 1913 по 1936 г. в образцах из марганцевых рудников штата Каролина (США) и Швеции (Дир и др., 1965б). Дальнейшие исследования показали, что он довольно обычен для многих метаморфизованных марганцевых месторождений (Lee, 1955; Motoi, 1964; Матковский, 1971; Ватанабе и др., 1973а; Peters e. a., 1978; Aikawa, 1979, 1984, 1987; Минералы, 1981а; Fukuoka, 1981; Winter e. a., 1981; Ушакова и др., 1983; Рой, 1986, и др.).

На Среднем Урале пироксмангит ранее был установлен в марганцевых скарнах Уфалейского гнейсо-мигматитового комплекса в ассоциации с родонитом, спессартином, йогансенитом, манганокуммингтонитом и др. (Белковский, Локтина, 1977). Нами этот минерал диагностирован на Малоседельниковском месторождении.

В изученных породах пироксмангит является характерным второстепенным минералом. Он представлен двумя генерациями.

Пироксмангит первой генерации (пироксмангит-I) встречается в составе некоторых спессартиновых агрегатов, где помимо граната он ассоциирует с манганокуммингтонитом-I, пирофанитом, кутнагоритом, кварцем и цельзианом. Пироксмангит-I образует микроскопические (около 0.03–0.05 мм) зерна неправильной формы, количество которых в спессартиновых агрегатах варьирует от 2 до 30 об.%, составляя в среднем около 15 об.%.

Пироксмангит второй генерации (пироксмангит-II) является довольно обычным минералом поздних родохрозит-кварцевых прожилков, секущих спессартин-родонитовые агрегаты. Пироксмангит здесь образует относительно крупные (до 5 мм по удлинению), хорошо ограненные кристаллы таблитчатой формы (рис. 28), на которые нарастают пла-

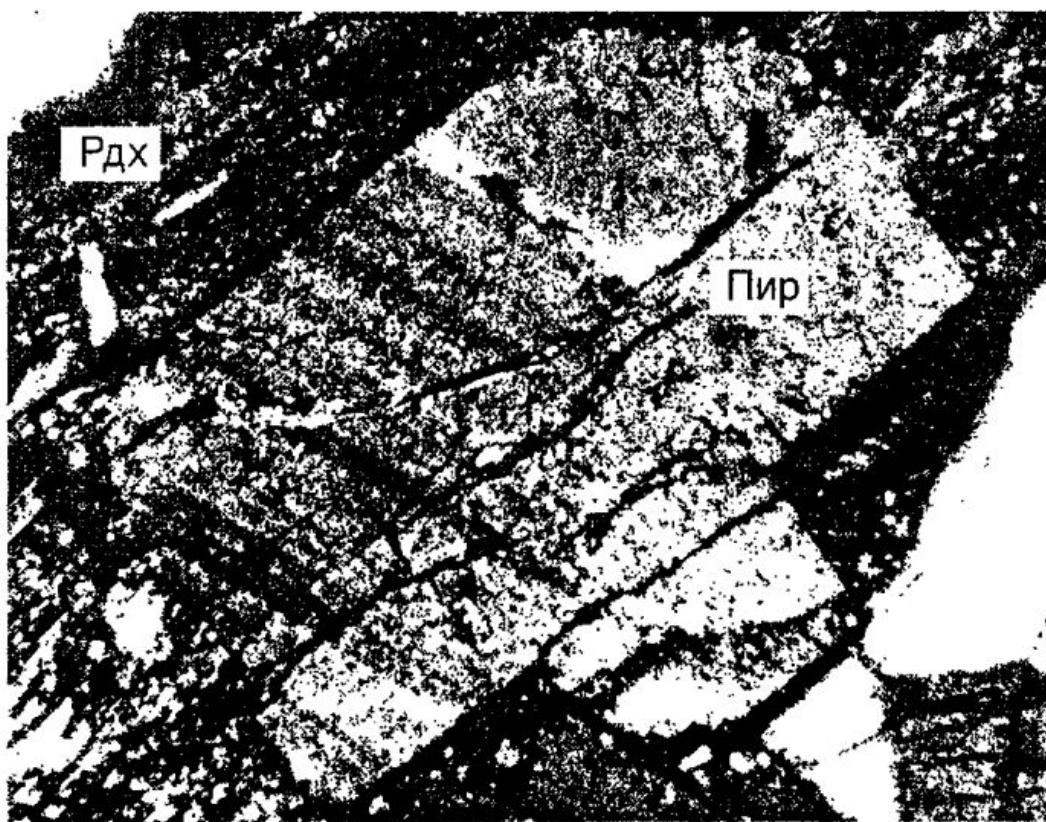


Рис. 28. Кристаллы пироксмангита-II из родохрозит-пироксмангит-кварцевого прожилка. Малоседельниковское месторождение, обр. Р-24-94. Николи X.

Пир — пироксмангит, Рдх — родохрозит.

стинчатые индивиды родохрозита-II, изометричные зерна кварца-II и наиболее поздние в данной ассоциации выделения неотокита.

Появление пироксмангита-II, так же как и поздних генераций родонита, связано с процессами переотложения во вновь возникших трещинах компонентов вмещающей породы. При этом пироксмангит устанавливается только в прожилках, рассекающих агрегаты с повышенным содержанием железа и невысокими концентрациями кальция, где он образуется за счет растворения железистого родонита-I из «основной массы» породы (обр. Р-24 в табл. 3). В аналогичных же прожилках среди маложелезистых, но высококальциевых родонитовых агрегатов (например, обр. Р-4-3 в табл. 3) вместо пироксмангита кристаллизуется родонит-III (обр. Р-4-4).

Цвет пироксмангита в образце красный, в шлифах минерал бесцветный, не плеохроирует. Хорошо проявлена спайность в двух направлениях, пересекающихся под углом примерно 90° . Оптические свойства пироксмангита следующие: $n_g = 1.753(2)$, $n_m = 1.742(2)$, $n_p = 1.736(2)$, $n_g - n_p = 0.010-0.015$; $-2V = 40-42^\circ$. По этим характеристикам пироксмангит чрезвычайно похож на родонит, от которого отличается меньшей величиной угла $2V$.

ИК-спектр малоседельниковского пироксмангита представлен на рис. 23. Химические анализы изученного пироксмангита приведены в Приложении 1, а его средние составы и коэффициенты в кристаллохимической формуле — в табл. 5.

По сравнению с родонитом состав пироксмангита характеризуется пониженными содержаниями марганца (77–83 мол.% $MnSiO_3$) и низкими концентрациями кальция (3–4 мол.% $CaSiO_3$) при более высоких концентрациях железа и магния (7–12 мол.% $FeSiO_3$ и 7–10 мол.% $MgSiO_3$). Подобное распределение главных элементов между родонитом и пироксмангитом типично для многих месторождений (см. рис. 24): при одинаковой концентрации Fe и Mg в пироксеноидах пироксмангит всегда содержит меньше Ca и, напротив, при близких количествах Ca в минералах концентрации Fe и Mg в родоните всегда ниже. Причем эта закономерность прослеживается как в разобщенных в пространстве и/или времени минералах, так и в сосуществующих фазах.

На Малоседельниковском месторождении пироксмангит-I отличается от пироксмангита-II прежде всего более высокой концентрацией железа и низкими содержаниями марганца.

Рентгенограмма изученного пироксмангита (см. рис. 27) близка к известным для этого минерала данным из других месторождений, а также для

Таблица 5. Средний химический состав (мас.%) и
коэффициенты в кристаллохимических формулах пироксмангита
Малоседельниковского месторождения

Компо- ненты	Генерация		
	I		II
	обр. Р-12		обр. Р-24-94
	1	2	
SiO ₂	46.25	46.71	46.12
	0.60	0.27	0.41
FeO*	4.05	4.34	6.75
	0.39	0.03	0.08
MnO	44.67	43.98	41.65
	0.38	0.09	0.41
MgO	2.68	3.10	2.20
	0.40	0.10	0.05
CaO	1.87	1.55	1.32
	0.62	0.01	0.11
Сумма	99.52	99.68	98.04
N	9	2	4
Коэффициенты рассчитаны на 21 атом кислорода			
Si	6.95	6.98	7.03
Fe	0.51	0.54	0.86
Mn	4.99	4.81	4.59
Mg	0.60	0.69	0.50
Сумма	6.10	6.04	5.95
Mn	0.70	0.75	0.78
Ca	0.30	0.25	0.22
Сумма	1.00	1.00	1.00

П р и м е ч а н и я. FeO* — общее содержание железа. Верхняя цифра — среднее содержание элемента, нижняя — стандартное отклонение. N — число анализов.

Описание образцов: Р-12 — микрозернистый розовый пироксмангит из спессартинового агрегата; 1 и 2 — пироксмангит из различных участков образца (1 в Приложении I — анализы 13, 14, 17, 19–23; 2 — анализы 24–25); Р-24-94 — крупный малиновый кристалл из пироксмангит-родохрозит-кварцевого прожилка.

его синтетического аналога (Momoi, 1964; Maresch, Mottana, 1976; Aikawa, 1984; ASTM-12-432, 29-895). Параметры элементарной ячейки пироксмангита второй генерации, рассчитанные с использованием межплоскостных расстояний 10 наиболее интенсивных пиков и индицировки, приведенной в карточке ASTM-12-432, составляют (\AA): $a_0 = 7.60$ (3), $b_0 = 17.55$ (7), $c_0 = 6.69$ (3), $\alpha = 82.5$ (1) $^\circ$, $\beta = 94.6$ (1) $^\circ$, $\gamma = 114.3$ (1) $^\circ$.

Тефроит, Mn_2SiO_4 . Это относительно редкий минерал из группы оливина, характерный для метаморфизованных карбонатно-силикатных марганцевых пород. Впервые тефроит был описан И.Брейтгауптом в 1823 г. в рудах месторождения Стерлинг Хилл (штат Нью-Джерси, США), а в настоящее время этот минерал установлен в нескольких десятках месторождений (Дир и др., 1965а; Минералы, 1972; Brown, 1982; Winter e. a., 1983; Рой, 1986; Mottana, 1986; Ashley, 1989; Jimenez-Millan, Velilla, 1994, и др.).

В родонитовых породах Среднего Урала тефроит является одним из наиболее распространенных минералов. Тефроит довольно часто образует практически мономинеральные обособления и, кроме того, входит в состав многих обогащенных марганцем агрегатов (см. рис. 9), в которых он ассоциирует с родохрозитом, спессартином, сонолитом, алабандином, гибнеритом, бементитом и родонитом. По данным Г.Вертушкова (1986), помимо перечисленных минералов, на Кургановском месторождении в ассоциации с тефроитом установлены также пирит, сфалерит, галенит и халькопирит.

Изучение возрастных взаимоотношений между перечисленными выше минералами показывает, что во всех агрегатах тефроит образуется одновременно с родохрозитом и сонолитом. Спессартин, по-видимому, начинает кристаллизоваться несколько раньше основной массы тефроита и заканчивает кристаллизацию одновременно с ней. Алабандин же, наоборот, появляется на заключительных стадиях формирования тефроита и продолжает отлагаться уже после того, как другие минералы закончили свой рост. Бементит и родонит в этой ассоциации являются наиболее поздними минералами, замещающими тефроит и родохрозит.

Тефроит представлен небольшими (0.1–1.0 мм в поперечнике) неправильными или изометричными зернами (см. рис. 14). В образце тефроит имеет пепельно-серую, фиолетово-серую, серовато-бурую или коричневую окраску. В шлифах минерал бесцветен, спайности нет. Оптические свойства тефроита следующие: $n_m = 1.810(3)$, $n_g - n_p = 0.035 - 0.040$, $-2V = 50 - 60^\circ$.

Химический состав изученного тефроита характеризуется высокими содержаниями марганца и низкими концентрациями железа, магния и кальция (Приложение 2, табл. 6) и приближается к теоретическому составу марганцевого оливина, Mn_2SiO_4 (мас.% MnO – 70.25, SiO_2 – 29.75). Такой «чистый» тефроит в природе встречается довольно редко, обычно же для этого минерала типичны более высокие содержания железа и магния (рис. 29, а), вплоть до образования на некоторых месторождениях (например, Лонгбан в Швеции, Чукма в Словакии, месторо-

ждения штата Андра Прадеш в Индии) обогащенных марганцем фаялита и форстерита (Francis, 1985; Bhattacharyya, 1986; Faryad, 1994).

Таблица 6. Средний химический состав (мас. %) и коэффициенты в кристаллохимических формулах тефроита

Компо-ненты	Месторождение							
	Малоседельников- ское		Кургановское		Бородулинское			
	P-5	P-18	K-10Tp	K-10Sp	B-1-94Tp	B-3-94Sp	B-6-AlI	BR-Al-95
SiO ₂	30.61 0.11	29.63 0.06	29.78 0.22	29.71 2.81	29.44 0.09	29.50 0.05	28.80 0.24	28.33 0.04
FeO*	0.11 0.06	0.00 0.00	1.90 0.16	2.81 0.00	0.00 0.00	1.82 0.09	0.44 0.21	2.27 0.08
MnO	69.38 0.04	68.45 0.29	67.45 0.65	64.68 0.61	68.18 0.92	65.37 0.13	70.65 0.32	67.84 0.54
MgO	0.00 0.00	0.40 0.01	0.42 0.10	0.61 0.33	0.00 0.00	0.81 0.03	0.19 0.09	1.12 0.04
CaO	0.00 0.00	0.05 0.01	0.00 0.00	1.43 0.05	0.09 0.01	0.05 0.01	0.05 0.05	0.00 0.00
Сумма	100.10	98.58	99.62	99.25	98.06	97.60	100.18	99.56
N	3	3	6	1	4	3	6	2

Коэффициенты рассчитаны на 4 атома кислорода

Si	1.02	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00	0.97	0.96
Fe	0.00	0.00	0.05	0.08	0.00	0.05	0.01	0.07
Mn	1.94	1.97	1.92	1.84	1.97	1.89	2.03	1.95
Mg	0.00	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.01	0.06
Ca	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	1.94	1.99	1.99	2.00	1.99	1.98	2.05	2.08

П р и м е ч а н и я. FeO* — общее содержание железа. Верхняя цифра — среднее содержание элемента, нижняя — стандартное отклонение. N — число анализов.

Минеральные агрегаты: P-5 — тефроитовый, окаймляющий родохрозит-сонолитовую линзу; P-18 и B-1-94Tp — тефроитовые; K-10Tp и BR-Al-95 — родохрозит-тефроновые (участок 2); K-10Sp — зерно тефроита в спессартиновом агрегате; B-3-94Sp — спессартин-тефроитовый; B-6-AlI — родохрозит-тефроитовый, окаймляющий родохрозит-аллеганит-сонолитовые обособления.

Вместе с тем на Среднем Урале состав тефроита из разных месторождений и различных ассоциаций неодинаков (рис. 29, б), что обусловлено прежде всего неоднородным составом исходной марганецсодержащей породы. Наиболее низкие содержания Fe и Mg установлены в тефроите Малоседельниковского и Бородулинского месторождений, ассоциирующем с родохрозитом (обр. P-5, P-18, B-1-94Tp, B-6-AlI). В

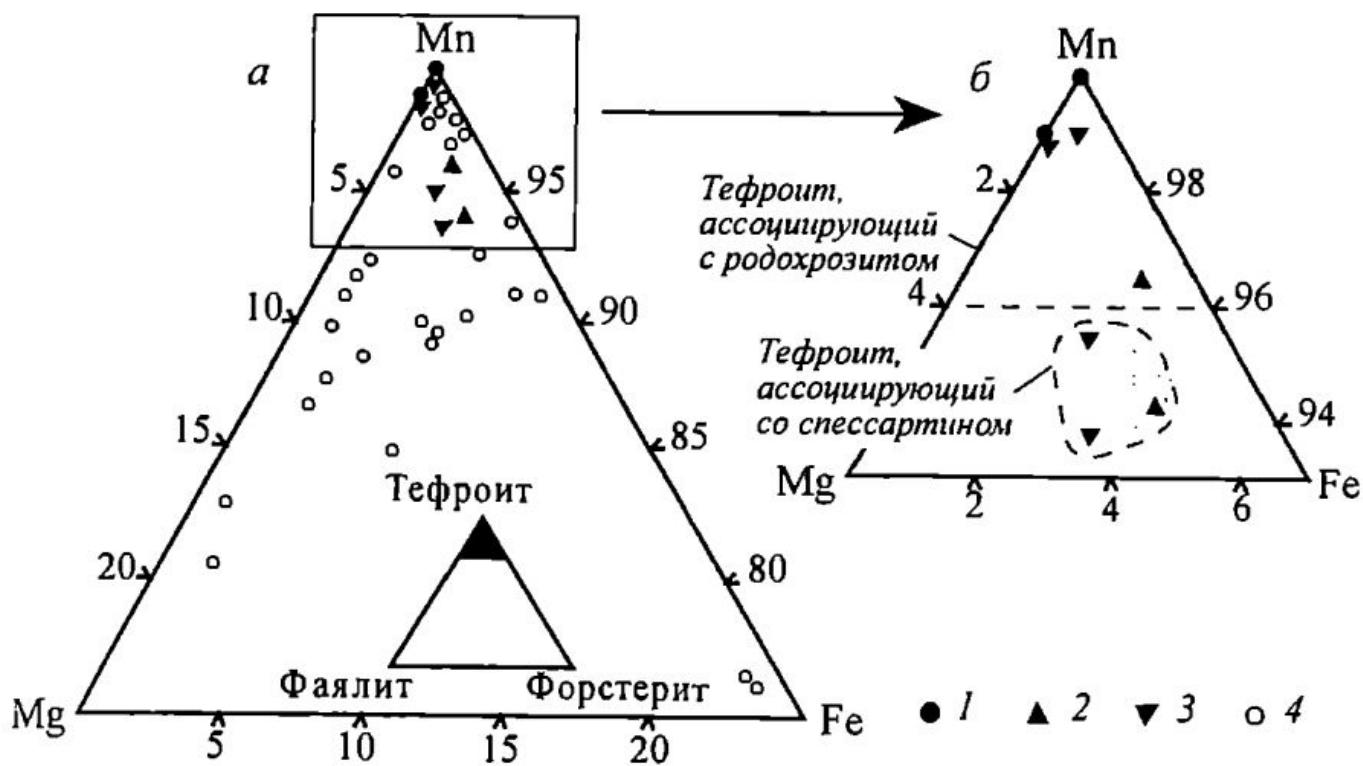


Рис. 29. Состав тифроита из метаморфизованных марганцевых месторождений.

Месторождения: 1 — Малоседельниковское; 2 — Кургановское; 3 — Бородулинское; 4 — другие.

Использованы литературные данные по месторождениям Японии (Lee, 1955; Fukuoka, 1981), Швейцарии (Peters e.a., 1978), США (Winter e.a., 1983; Francis, 1985), Индии (Roy e.a., 1986; Bhattacharya e.a., 1986), Италии (Mottana, 1986; Lucchetti, 1991), Австралии (Ashley, 1989), Киргизии (Паутов и др., 1993), Испании (Jimenez-Millan, Velilla, 1994), Словакии (Faryad, 1994).

сходной же ассоциации на Кургановском месторождении образуется более железистый тифроит (обр. K-10Tr). Но самые высокие концентрации Fe и Mg отмечаются в тифроите из спессартиновых агрегатов (обр. K-10Sp, B-3-94Sp), а также из родохрозит-тифроитового агрегата, расположенного вблизи спессартинового агрегата (обр. BR-Al-95, участок 3 на рис. 26). Кроме того, тифроит из спессартинового агрегата Кургановского месторождения отличается повышенными концентрациями кальция.

Рентгенограмма среднеуральского тифроита весьма близка к соответствующим данным для его синтетического аналога (табл. 7). Параметры элементарной ячейки тифроита Малоседельниковского месторождения (обр. P-5) следующие (\AA): $a_0 = 4.902(1)$, $b_0 = 10.598(1)$, $c_0 = 6.255(1)$.

В гипергенных условиях тифроит неустойчив и легко замещается гидроксидами марганца.

Таблица 7. Результаты расчета дифрактограмм тефроита

1		2		
<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>hkl</i>
4.04*	20	4.047	12	021
3.85	10	3.860	9	101
3.624*	60	3.627	50	111
—	—	3.599	10	120
3.125	35	3.1298	12	002
2.866*	95	2.8680	92	130
2.691*	30	2.6946	30	022
2.648	18	2.6510	11	040
2.606	70	2.6066	69	131
2.559*	100	2.5597	100	112
2.451	18	2.4516	19	200
2.442	25	2.4410	17	041
2.387	10	2.3890	8	210
2.353	20	2.3622	17	122
2.341*	20	2.3321	16	140
2.230	15	2.2313	10	211
2.113	5	2.1138	8	132
—	—	2.0962	4	221
—	—	2.0226	4	042
1.946	5	1.9463	5	150
—	—	1.9191	1	103
1.887	15	1.8890	12	113
—	—	1.8587	8	151
1.812*	75	1.8135	72	222
1.799*	30	1.7999	27	240
1.729	15	1.7300	15	241
1.700	20	1.7009	16	061
1.686*	20	1.6871	20	133
1.652*	18	1.6530	17	152
—	—	1.6395	9	043
1.615	15	1.6155	6	310
—	—	1.5718	6	213
1.563	18	1.5649	33	004
—	—	1.5540	6	251
1.538	26	1.5390	27	062

При меч ания. 1 — Малоседельниковское месторождение, обр. Р-5 (наши да-
ные); 2 — синтетический тефроит (ASTM-35-748).

Звездочкой отмечены отражения, использованные для расчета параметров элеме-
тарной ячейки.

МИНЕРАЛЫ ИЗ ГРУППЫ ГУМИТА. Марганцевые гуми-
ты — сонолит, $Mn_9(SiO_4)_4(OH)_2$, мангангумит, $Mn_7(SiO_4)_3(OH)_2$, и алл-
ганит, $Mn_5(SiO_4)_2(OH)_2$, — очень редкие минералы, встречающиеся пре-

имущественно в метаморфизованных карбонатно-силикатных марганцевых рудах, где они ассоциируют с тефроитом, родохрозитом, галакситом, спессартином и некоторыми другими минералами. Кроме того, аллеганит изредка отмечается в гидротермальных месторождениях цветных металлов в ассоциации с сульфидами и сульфосолями Zn, Pb, Cu, Ag и Bi, пиритом, золотом и родонитом (Рой, 1986).

На Среднем Урале марганцевые гумиты — сонолит и аллеганит — впервые установлены нами в Малоседельниковском и Бородулинском месторождениях (Брусницын, Нестеров, 1993; Брусницын и др., 1996б). В родонитовых породах Кургановского месторождения эти минералы не встречаются. Кроме того, несмотря на проведенные нами совместно с Е. Перовой целенаправленные поиски мангандумита, а также минералов-полиморфов марганцевых гумитов — джерриджиббита, $Mn_9(SiO_4)_4(OH)_2$, лейкофеницита, $Mn_7(SiO_4)_3(OH)_2$, риббеита, $Mn_5(SiO_4)_2(OH)_2$, — нам не удалось обнаружить данные минералы в среднеуральских родонитовых породах.

Сонолит. Марганцевый аналог клиногумита — сонолит впервые был описан на марганцевом месторождении Соно в Японии (префектура Кито) (Yoshinaga, 1963). К настоящему времени этот минерал установлен в месторождениях Ханевпа (префектура Ивате), Косо (префектура Тотиги) и др., Япония; Белд Кноб (штат Северная Каролина), Франклайн и Стерлинг Хилл (штат Нью-Джерси), США; Суао, Тайвань; Лонгбан и Братфорс, Швеция; Бонневаль, Франция; в родонитовом проявлении Иныльчек, Киргизия (Юго-Восточный Тянь-Шань) (Cook, 1969; Fukuoka, 1981; Winter e. a., 1983; Рой, 1986; Mottana, 1986; Паутов и др., 1990). В России первая находка сонолита сделана С.Онищенко с соавторами (1992) в марганцевых рудах Парнокского и Верхнетышорского месторождений на Полярном Урале.

В родонитовых породах Среднего Урала сонолит относится к главным породообразующим минералам. Совместно с родохрозитом и тефроитом он формирует обогащенные марганцем минеральные ассоциации (см. рис. 9), наиболее распространенной среди которых является родохрозит-сонолитовая. В этой же ассоциации в качестве второстепенного минерала встречается аллеганит. Внешние диагностические признаки, особенности внутреннего строения и набор второстепенных минералов данных агрегатов были подробно рассмотрены нами выше (см. главу «Петрография родонитовых пород»). Поэтому здесь мы остановимся на характеристике непосредственно сонолита и аллеганита.

Сонолит представлен мелкими (0.1–0.8 мм в поперечнике) индивидами таблитчатой или изометричной формы, темно-коричневого цвета. В проходящем свете минерал бесцветен, не плеохроирует. Спайности нет. В шлифах хорошо видно, что практически все зерна сонолита сдвойникованы по {001}, причем обычно двойники полисинтетические (рис. 30). Оптические свойства сонолита следующие: $n_p=1.766(3)$,



Рис. 30. Полисинтетически сдвойникованное зерно сонолита. Малоседельниковское месторождение, обр. Р-4. Николи X.

$n_m=1.781(3)$, $n_g=1.794(3)$, $n_g-n_p=0.028$, $aN_p=8-10^\circ$, $-2V=70-72^\circ$. По этим характеристикам сонолит чрезвычайно похож на тефроит, однако у последнего крайне редко наблюдаются двойники (Минералы, 1972).

Химический состав и кристаллохимические формулы изученного сонолита практически совпадают с теоретическими составом и формулой этого минерала (табл. 8). По сравнению с сонолитом из Малоседельниковского месторождения, в бородулинском сонолите установлены незначительные примеси железа, магния и, очень редко, кальция. Нам не известны примеры такого же химически чистого сонолита. В других месторождениях сонолит всегда содержит заметные концентрации Fe и Mg (рис. 31, а), и, кроме того, по данным М. Фукуока (Fukuoka, 1981) и Г. Винтера с соавторами (Winter e. a., 1983), титана (от 0.01 до 1.22 мас.% TiO_2) и кальция (от 0.05 до 0.42 мас.% CaO).

Таблица 8. Химический состав (мас.%) и коэффициенты в кристаллохимических формулах сонолита

Компо- ненты	Месторождение						
	Малоседельниковское, обр. Р-4			Бородулинское, обр. В-6-АII			
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	27.03	26.91	26.97±0.06	26.31	26.25	29.19	26.25±0.05
FeO*	0.00	0.00	0.00	0.10	0.02	0.17	0.10±0.06
MnO	71.09	70.93	71.01±0.08	70.65	70.59	70.53	70.59±0.05
MgO	0.00	0.00	0.00	0.19	0.35	0.25	0.26±0.07
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.03±0.04
H ₂ O**	2.07	2.02	2.05±0.02	1.97	1.97	1.96	1.97±0.01
Сумма	100.19	99.93	100.03	99.22	99.18	99.18	99.20
Коэффициенты рассчитаны на 34 заряда							
Si	4.02	4.02	4.02	3.97	3.96	3.95	3.96
Fe	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01
Mn	8.96	8.97	8.96	9.02	9.01	9.01	9.01
Mg	0.00	0.00	0.00	0.04	0.08	0.06	0.06
Сумма	8.96	8.97	8.96	9.07	9.09	9.10	9.08
Лабор.	1	1		2	2	2	

Причечания. FeO* — общее содержание железа; H₂O** — рассчитанное содержание воды. Лабор. — номер лаборатории, в которой выполнены анализы (см. «Введение»). 1, 2 и 4–6 — исходные анализы; 3 и 7 — средние значения для месторождения.

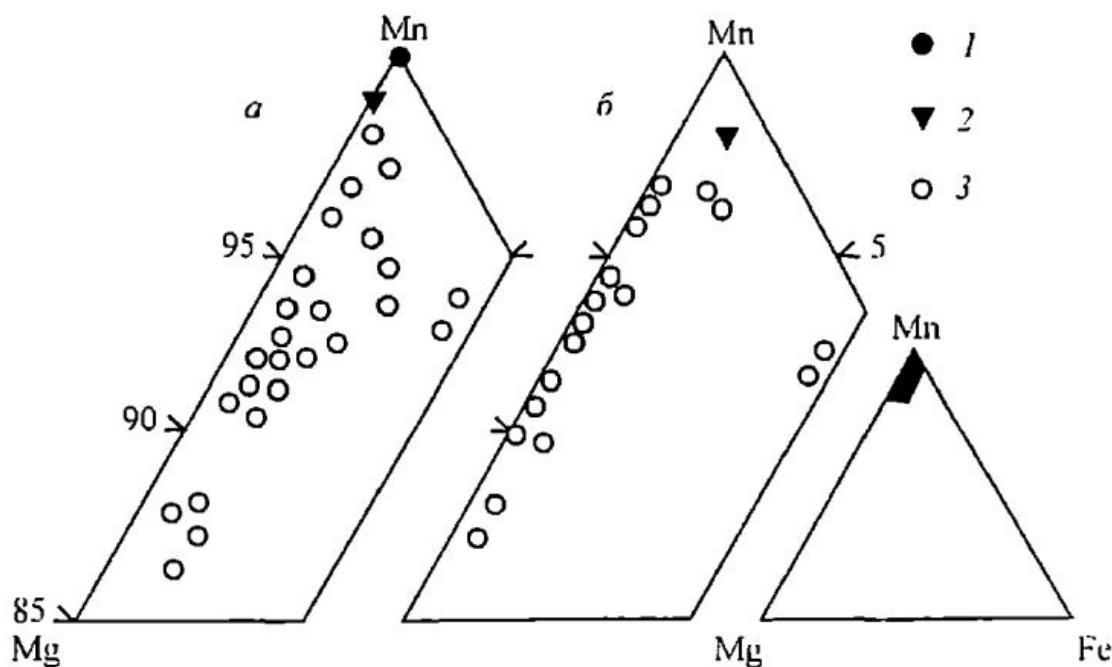


Рис. 31. Состав сонолита (а) и аллегантита (б) из метаморфизованных маргашевых месторождений.

Месторождения: 1 — Малоседельниковское; 2 — Бородулинское; 3 — другие.

Использованы литературные данные по месторождениям Полярного Урала (Онищенко и др., 1992), Японии (Yoshinaga, 1963; Fukuoka, 1981), США (Cook e.a., 1969; Winter e.a., 1983), Франции (Mottana, 1986), Киргизии (Павлов и др., 1990).

Таблица 9. Результаты расчета дифрактограмм сополита

1		2		
$d, \text{\AA}$	I	$d, \text{\AA}$	I	hkl
5.257	9	5.243	11	200, 201
—	—	4.688	5	003
4.649	4	4.637	8	201, 202
4.429	4	4.427	4	110
—	—	4.011	7	012
3.887	25	3.882	15	112, 202, 203
3.630*	40	3.626	28	112
—	—	3.575	9	210, 211
—	—	3.519	11	004
3.355	32	3.353	21	212, 113
3.030	4	3.035	3	212, 213
2.871	100	2.871	54	311, 114
2.846	72	2.845	100	310
2.820	22	2.818	18	005
2.707	28	2.707	19	311, 204
2.703*	40	2.700	17	205
2.660*	48	2.658	33	114
2.615*	38	2.612	28	313
2.513*	27	2.512	22	312
2.4993	16	2.4967	12	401
2.4687*	45	2.4642	26	115
2.4492	8	2.4440	7	020, 015
—	—	2.3813	7	120
2.3612	13	2.3618	20	121, 215
2.3492	8	2.3436	17	411
—	—	2.2995	4	115
2.2839	5	2.2857	5	313, 122
2.2275	5	2.2253	4	122, 411
2.1240	2	2.1234	3	405
1.8112	32	1.8112	42	225
1.7983	25	1.8033	19	414
1.7781	45	1.7794	4	125
1.7636	8	1.7636	8	405
1.7483	8	1.7478	14	600
1.7446	6	1.7460	13	421, 603
1.6966	12	1.6967	8	601
1.6926	14	1.6927	10	026
1.6899	14	1.6889	11	316
1.6322	8	1.6312	3	516

П р и м е ч а н и я. 1 — Малоседельниковское месторождение (обр. Р-4); 2 — месторождение Соно, префектура Кито, Япония (Yoshinaga, 1963).

Звездочкой отмечены отражения, использованные для расчета параметров элементарной ячейки.

Рентгенометрические характеристики малоседельниковского сонолита весьма близки к таковым для сонолита из места его первой находки (табл. 9). Параметры элементарной ячейки изученного сонолита имеют следующие значения (\AA): $a_0=10.680(8)$, $b_0=4.905(5)$, $c_0=14.333(8)$, $\beta=100.62(4)^\circ$.

Аллеганит. Марганцевый аналог хондродита — аллеганит впервые был обнаружен в рудах марганцевого месторождения Белд Кноб (штат Северная Каролина), США (Ross, Kett, 1932). С тех пор этот минерал установлен в месторождениях Хамакокава (префектура Нагато), Ханава (префектура Гумма), Фукумаки (префектура Ямагучи) и др., Япония; п-ова Олимпик (штат Вашингтон), Франклайн и Стерлинг Хилл (штат Нью-Джерси), хребта Сан-Хуан (штат Колорадо), США; Бонневаль и Бессанс, Франция; Суао, Тайвань; Комбат, Намибия; в месторождении хребта Иныльчек, Киргизия (Lee, 1955; Cook, 1969; Минералы, 1972, 1996; Fukuoka, 1981; Winter e. a., 1983; Mottana, 1986; Паутов и др., 1989; Dunn e. a., 1989). В России аллеганит отмечен на Парнокском марганцевом месторождении Полярного Урала (Шишкин, Герасимов, 1995) и упоминался в рудах Клевакинского родохрозитового месторождения Среднего Урала (Гаврилов, 1972). Однако в последней работе не приводится описания аллеганита и поэтому трудно оценить достоверность этой находки, так как диагностика минералов из группы гумита требует тщательных оптических и рентгенографических исследований.

Нами аллеганит сначала диагностирован в родонитовых породах южного участка Бородулинского месторождения (Брусницын и др., 1996б), а позже был установлен на Малоседельниковском месторождении.

Аллеганит встречается в составе родохрозит-сонолитовых агрегатов. Он представлен небольшими (0.1–0.7 мм по удлинению) индивидами коричневого цвета, таблитчатой или неправильной формы (рис. 32). Все зерна аллеганита полисинтетически сдвойникованы по {001}. Аллеганит содержит включения галаксита и нередко корродируется поздним родохрозитом, а также неотокитом и Mn-хлоритом. В проходящем свете аллеганит бесцветен, не плеохроирует. Оптические свойства минерала следующие: $n_p=1.752(3)$, $n_m=1.770(3)$, $n_g^{\text{вър}}=1.795$, $n_g-n_p=0.043$, $-2V=68-72^\circ$. В шлифах аллеганит чрезвычайно похож на сонолит, по сравнению с которым для аллеганита характерны более вытянутая форма зерен, более частое и более тонкое полисинтетическое двойникование. Однако точная диагностика этих минералов возможна лишь при измерении на Федоровском столике величины угла симметричного погасания относи-

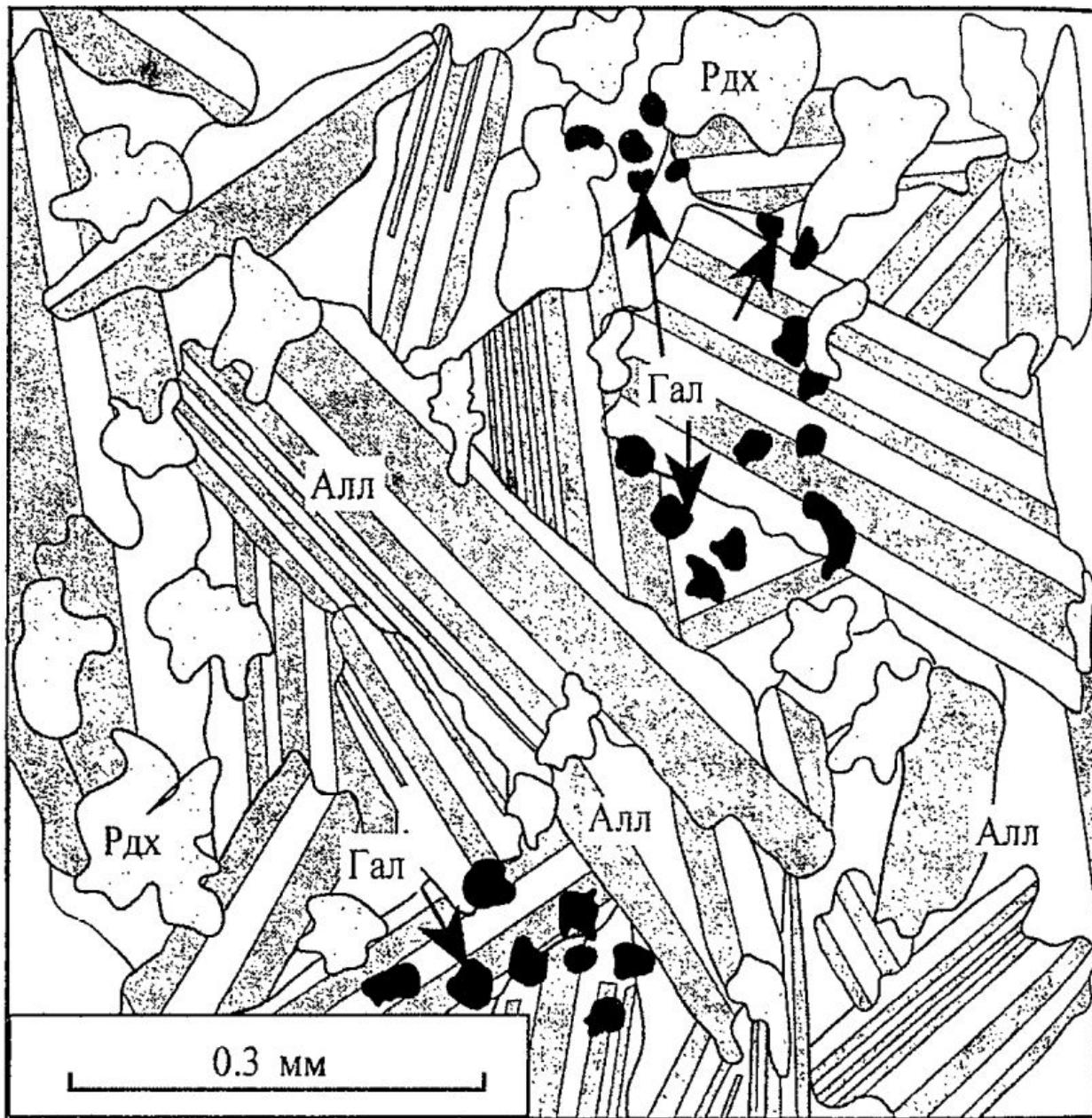


Рис. 32. Форма выделений аллеганита.
Алл — аллеганит, Рдх — родохрозит, Гал — галаксит.

тельно двойникового шва (угол aN_p), которая у изученного аллеганита составляет 26–30°, а у сонолита не превышает 9–10°.

Химический состав бородулинского аллеганита (табл. 10) характеризуется высоким (около 99 мол.%) содержанием марганца и очень низкими концентрациями элементов-примесей (Ti, Fe, Mg и Ca). Аллеганит из других месторождений имеет более сложный состав (рис. 31, б), содержание марганца в нем не превышает 97 мол.%, а титана, железа, магния и кальция составляет соответственно (мас. %): TiO_2 — 0.02–0.40, FeO — 0.10–4.80, MgO — 0.90–5.30, CaO — 0.01–0.64 (Fukuoka, 1981; Mottanay, 1986; Паутов и др., 1989). Определение содержания воды и фтора в б

одулинском аллеганите прямыми методами не проводилось из-за невозможности отбора достаточного для анализа количества монофракции. По литературным данным (Winter e. a., 1983; Паутов и др., 1989) отношение количеств воды и фтора в аллеганите составляет (в мол.%) коло 3:1.

Таблица 10. Химический состав (мас.%) и коэффициенты в кристаллохимических формулах аллеганита из Бородулинского месторождения

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	23.95	24.12	24.06	24.19	24.08±0.09
TiO ₂	0.06	0.00	0.00	0.06	0.03±0.03
FeO*	0.45	0.44	0.40	0.30	0.40±0.06
MnO	71.49	71.31	71.88	70.51	71.30±0.50
MgO	0.10	0.15	0.17	0.64	0.27±0.22
CaO	0.03	0.04	0.00	0.07	0.04±0.03
H ₂ O**	3.59	3.61	3.60	3.60	3.60±0.01
Сумма	99.67	99.67	100.11	99.39	99.73

Коэффициенты рассчитаны на 18 зарядов

Si	1.98	1.99	1.98	1.99	1.98
Fe	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03
Mn	5.00	4.98	5.00	4.91	4.97
Mg	0.01	0.02	0.02	0.08	0.03
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Сумма	5.04	5.03	5.05	5.02	5.03

Примечания. FeO* — общее содержание железа; H₂O** — рассчитанное содержание воды.

Анализы выполнены в лаборатории электронной микроскопии и микроанализа АО «Механобраналит». 1—4 — исходные анализы; 5 — средний состав минерала.

Рентгенограмма бородулинского аллеганита близка к эталонной дифрактограмме этого минерала (табл. 11). На полученной порошковой дифрактограмме четко проявлены интенсивные рефлексы с $d = 3.64$ и 3.16 \AA , позволяющие надежно отличить аллеганит от очень близкого к нему по расположению основных дифракционных максимумов сонолита. Параметры элементарной ячейки изученного аллеганита следующие (\AA): $a_0 = 10.760(5)$, $b_0 = 4.910(3)$, $c_0 = 8.270(4)$, $\beta = 108.45(3)^\circ$.

Таблица 11. Результаты расчета дифрактограмм аллеганита

1			2	
<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>hkl</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>
4.42	5	110	4.38	9
—	—	—	4.13	8
—	—	—	3.90	7
—	—	—	3.74	5
3.64*	47	111	3.63	76
3.54	10	211	3.51	22
3.16	45	112	3.15	85
2.97	8	212	—	—
2.876	100	311	2.868	100
2.796*	32	310	2.777	52
2.753*	45	112	2.739	71
2.728	18	202	2.701	53
2.705	25	—	—	—
2.623*	48	312	2.615	93
2.554	15	400	2.533	23
2.441	32	311	2.428	53
2.399*	40	113	2.393	63
2.364	25	213	2.350	64
2.358	30	411	—	—
2.226	10	313	2.217	12
2.208	10	221	2.209	22
—	—	—	2.122	10
—	—	—	2.046	10
—	—	—	1.924	6
—	—	—	1.901	4
1.892	9	—	1.885	9
1.884	5	—	1.873	4
1.811	45	—	1.807	100
1.785	9	—	1.781	10

При меч ания. 1 — Бородулинское месторождение, обр. В-6-All; 2 — месторождение Белд Кноб, штат Северная Каролина, США (Winter e. a., 1983).

Звездочкой отмечены пики, использованные для расчета параметров элементарной ячейки.

КАРБОНАТЫ. В родонитовых месторождениях Среднего Урала карбонаты представлены главным образом минералами Mn–Ca-ряда (рис. 33): родохрозитом, $MnCO_3$, кутнагоритом, $CaMn(CO_3)_2$, и кальцитом, $CaCO_3$. Кроме того, на Бородулинском месторождении в качестве редкого акцессорного минерала установлен баритокальцит, $CaBa(CO_3)_2$ (Перова, Брусницын, 1996).

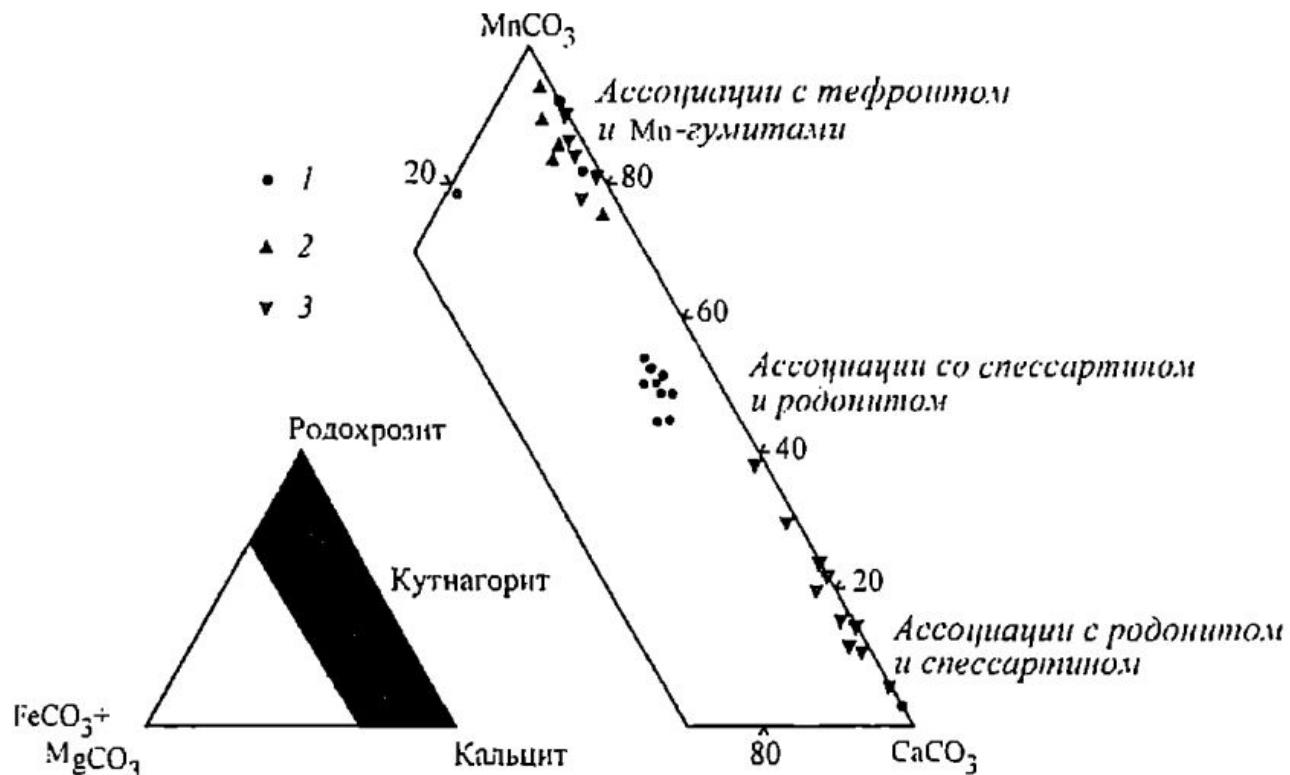
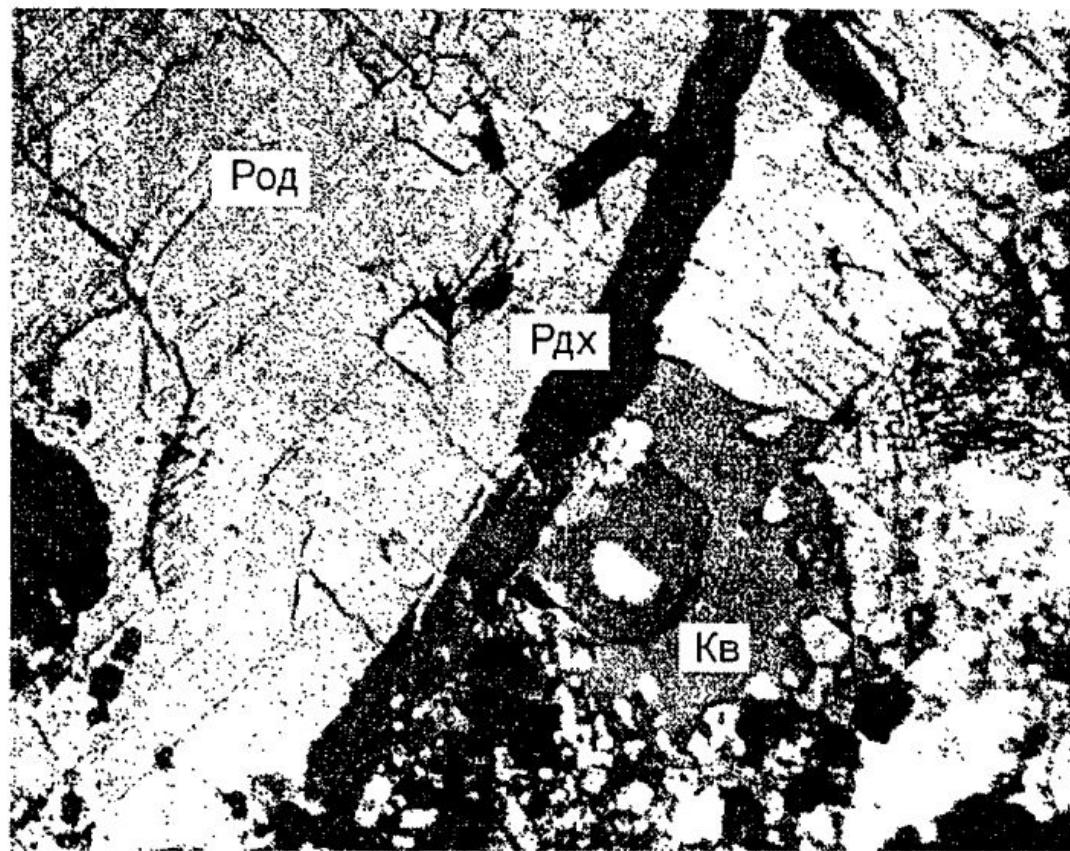


Рис. 33. Состав карбонатов из родонитовых пород Среднего Урала.

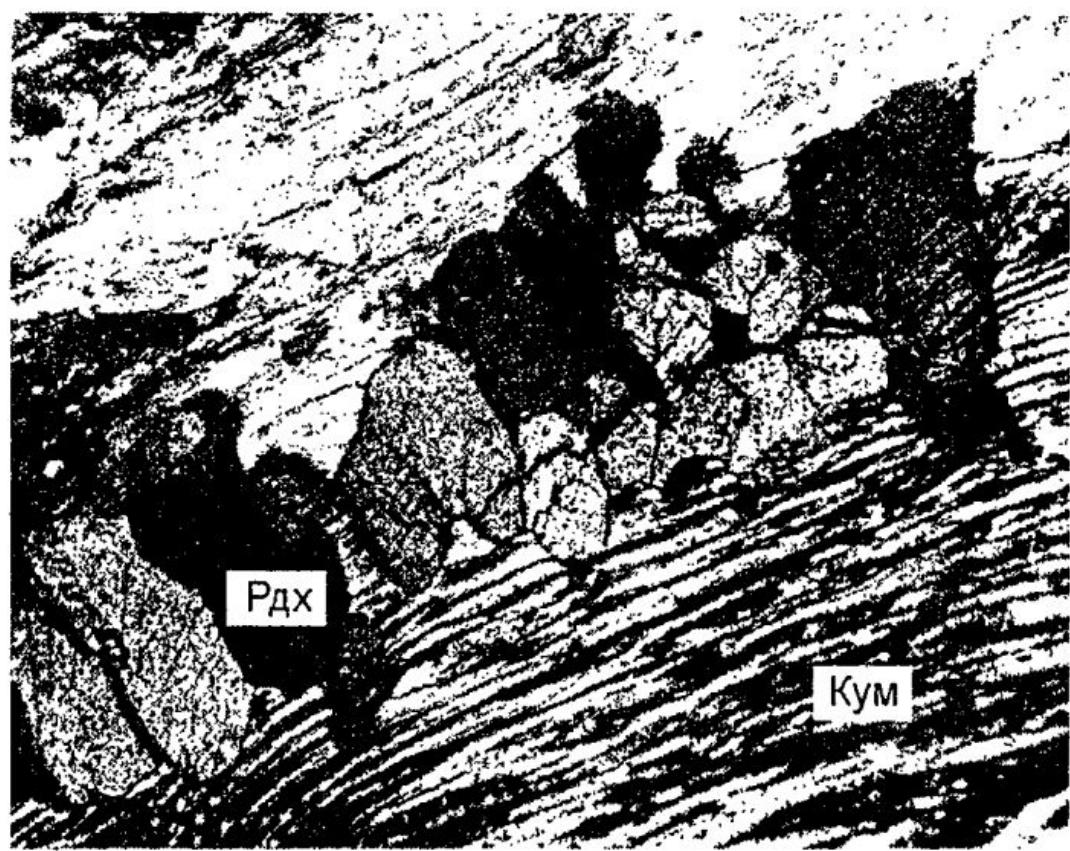
Месторождения: 1 — Малоседельниковское; 2 — Кургановское; 3 — Бородулинское.

Родохрозит. Родохрозит относится к числу главных породообразующих минералов среднеуральских родонитовых пород. В этих породах родохрозит образует две генерации, различающиеся типом парагенетических ассоциаций, особенностями морфологии и химического состава.

Наиболее распространен родохрозит первой генерации (родохрозит-I). Он представлен мелкими (0.02–0.1 мм) зернами неправильной, изометричной формы, которые постоянно встречаются в составе обогащенных марганцем минеральных ассоциаций (см. рис. 9) в тесных срастаниях с тефроитом, сонолитом, аллеганитом, спессартином, галакситом, алабандином и некоторыми другими минералами. Помимо этого, родохрозит-I нередко слагает мономинеральные обособления, наиболее характерные для Кургановского месторождения. На Малоседельниковском и Бородулинском месторождениях родохрозит-I окрашен в различные оттенки коричневого цвета, а на Кургановском месторождении ранний родохрозит имеет своеобразную бледно-розовую, розовато-серую окраску. Именно по такой окраске родохрозита кургановский орлец уверенно отличается от родонитовых образцов любого другого среднеуральского месторождения.



a



б

Рис. 34. Кристаллы рodoхрозита-II пластинчатой (*а*) и изометричной (*б*) формы. Николи X.

Месторождения: *а* — Малоседельниковское, обр. Р-4-4; *б* — Кургановское, обр. К-4-94. Рдх — рodoхрозит, Род — родонит, Кв — кварц, Кум — манганокуммингтонит.

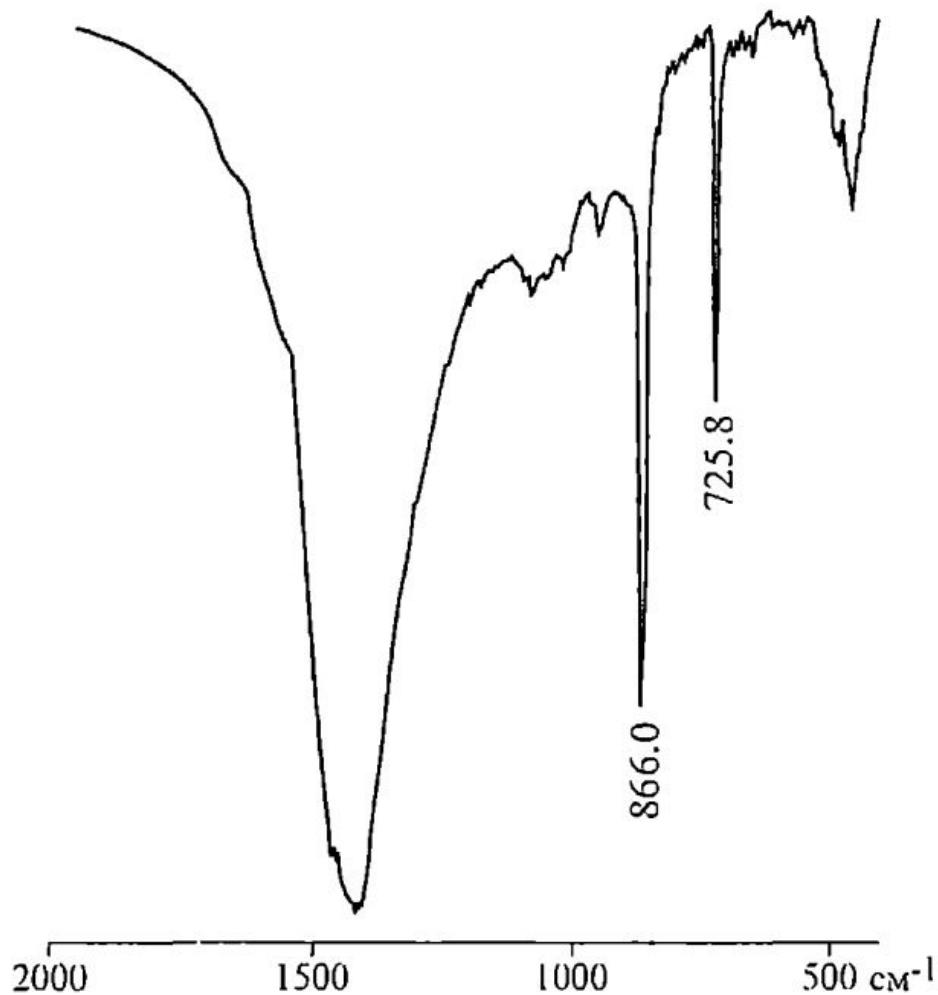


Рис. 35. ИК-спектр родохрозита Малоседельниковского месторождения (обр. Р-4-4).

Родохрозит второй генерации (родохрозит-II) является характерным компонентом редких поздних прожилков, секущих родонитовую породу. Родохрозит-II образует относительно крупные (1–5 мм), хорошо ограненные индивиды пластинчатой, ромбоэдрической и призматической формы (рис. 34), кремового или светло-серого цвета, кристаллизующиеся совместно с родонитом-III (пироксмангитом-II), кварцем-II и манганокуммингтонитом-II и несколько ранее неотокита. ИК-спектр родохрозита-II приведен на рис. 35.

В шлифах родохрозит обеих генераций легко узнается по очень характерному набору оптических свойств. Минерал бесцветен, не плеохроирует, показатель преломления n равен 1.710(3), двупреломление около 0.220, наблюдается очень сильная псевдоабсорбция. Изредка зерна родохрозита имеют двойниковое строение.

Химические анализы родохрозита из различных ассоциаций приведены в Приложении 3, а средние составы этого минерала представлены в табл. 12. Эти данные показывают, что в пределах каждого месторождения состав родохрозита неоднороден.

Таблица 12. Средний химический (мас.%) и

Компо-ненты	Малоседельниковское месторождение				Кургановское месторождение				
	генерация								
	I		II		I				
	P-4	P-27	P-4-4	P-24-94	K-10Tp	K-10Sp		K-16	K-17
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
FeO*	0.04 0.05	0.14 0.01	0.33 0.05	12.17 0.07	0.63 0.07	0.61 0.02	0.73 0.21	2.59	1.07 0.19
MnO	57.66 0.64	51.40 0.17	51.38 0.22	49.14 0.86	58.73 0.57	52.79 0.14	47.64 0.72	50.96 0.72	55.10 0.84
MgO	0.00 0.00	0.54 0.01	0.52 0.00	0.04 0.16	0.45 0.04	0.54 0.07	0.72 0.07	0.72 0.09	0.56 0.09
CaO	4.13 0.66	8.52 0.14	8.33 0.01	0.40 0.69	1.79 0.20	6.00 0.23	10.94 0.10	5.33 0.03	3.63 0.39
CO ₂ **	39.02 0.14	39.24 0.02	39.17 0.17	38.01 0.12	38.58 0.23	38.39 0.23	39.36 0.10	38.14 0.10	38.26 0.20
Сумма	100.85	99.84	99.73	99.76	100.18	98.33	99.39	99.73	98.62
N	3	1	2	2	2	2	2	1	2
Минералы									
FeCO ₃	0	0	1	20	1	1	1	4	2
MnCO ₃	92	81	81	79	94	85	75	83	89
MgCO ₃	0	2	1	0	1	2	2	2	2
CaCO ₃	8	17	17	1	4	12	22	11	7

При мечания. FeO* — общее содержание железа; CO₂** — рассчитанное содержание углекислоты. Верхняя цифра — среднее содержание элемента, нижняя — стандартное отклонение. N — число анализов.

Описание образцов: P-4 — родохрозит-сонолитовый агрегат; P-27 — родохрозитовый прожилок в спессартин-родонитовом агрегате; P-4-4 — родохрозит-родонит-кварцевый прожилок; P-24-94 — родохрозит-пироксмангит-кварцевый прожилок; K-10Tp и K-17 — родохрозит-тефроитовые агрегаты; K-10Sp и K-16 — спессартиновые агрегаты.

Родохрозит первой генерации в целом характеризуется низкими концентрациями железа и магния (1–4 мол.% FeCO₃ и MgCO₃), при содержании кальция от 4 до 22 мол.% CaCO₃ (рис. 36). Вместе с тем кургановский родохрозит по сравнению с родохрозитом-I из других месторождений выделяется повышенными концентрациями железа. На Кургановском месторождении родохрозит-I с наиболее высокими содержаниями марганца (4–7 мол.% CaCO₃ и 89–94 мол.% MnCO₃) установлен в ассоциации с тифроитом, а более кальциевый родохрозит (11–22 мол.% CaCO₃ и 75–83 мол.% MnCO₃) встречается в составе спессартиновых агрегатов в ассоциации с гранатом и тифроитом. При этом в некоторых случаях (обр. K-10Sp) методом электронной микроскопии удаётся уста-

минальный (мол.%) составы родохрозита

Компоненты	Бородулинское месторождение, генерация I				
	B-6-AlI			BR-Al-95	
	номер участка				
	1 10	2 11	3 12	1 13	2 14
FeO*	0.20 0.13	0.29 0.12	0.17 0.10	0.45 0.16	0.29 0.13
MnO	51.10 1.42	54.36 2.24	56.49 0.35	54.06 0.92	49.33 1.28
MgO	0.34 0.28	0.22 0.11	0.15 0.20	1.01 0.19	1.02 0.27
CaO	8.82 1.36	5.96 1.96	4.32 0.37	5.72 0.49	9.43 1.55
CO ₂ **	39.11 0.37	38.81 0.37	38.95 0.44	39.43 0.15	39.27 0.06
Сумма	99.57	99.64	100.08	100.67	99.34
N	5	4	4	4	2
Миналы					
FeCO ₃	0	1	0	1	1
MnCO ₃	81	86	91	85	78
MgCO ₃	1	1	0	3	3
CaCO ₃	18	12	9	11	19

(6 в Приложении 3 — анализы 11 и 12; 7 — анализы 13 и 14); B-6-AlI — родохрозит-сонолитовый агрегат; участок 1 — родохрозит, сосуществующий с тифроитом, участок 2 — родохрозит, сосуществующий с сонолитом, участок 3 — родохрозит, сосуществующий с аллеганитом; BR-Al-95: участок 1 — включения родохрозита в родониге-II, участок 2 — родохрозит-тифроитовый агрегат.

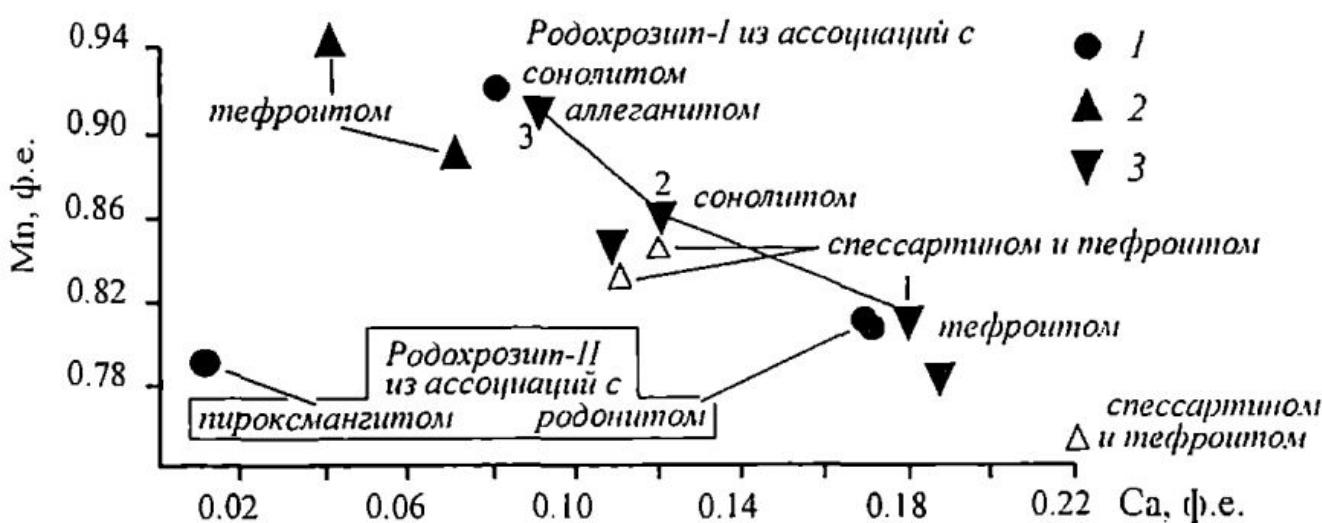


Рис. 36. Соотношение содержаний марганца и кальция в родохрозите.

Месторождения: 1 — Малоседельниковское; 2 — Кургановское; 3 — Бородулинское. Цифрами отмечены номера проанализированных участков в обр. B-6-AlI.

новить, что в спессартиновых агрегатах зерна родохрозита-I имеют мозаичное строение, т. е. состоят из примерно одинаковых по размеру (около 3–4 мкм) изометрических более марганцовистых (анализ 6 в табл. 12) и более кальциевых (анализ 7 в табл. 12) участков. Возможно, подобное строение индивидов родохрозита обусловлено процессами распада твердого раствора карбоната.

На Бородулинском месторождении зависимость химического состава родохрозита-I от характера его парагенетических ассоциаций прослеживается еще более ярко. Для этого месторождения установлено, что при переходе от родохрозит-тефроитового агрегата к родохрозит-сонолитовому, а затем к родохрозит-аллеганитовому содержание марганца в карбонате последовательно возрастает от 78 до 91 мол.% $MnCO_3$ (см. рис. 36). Соответственно в этом же направлении в родохрозите снижается концентрация кальция (от 18 до 9 мол.% $CaCO_3$). Подобная взаимосвязь между составами сосуществующих минералов обусловливается особенностями валового химического состава родохрозитсодержащих ассоциаций и прежде всего соотношениями в них количеств марганца, кальция и кремнезема. Наглядным подтверждением этого является высокая, значимая с доверительной вероятностью 99% (для $N=4$), величина коэффициента корреляции ($r = 0.992$) между содержаниями в карбонате $MnCO_3$ и отношениями Mn/Si в силикатах.

По сравнению с бородулинским малоседельниковский родохрозит-I, ассоциирующий с сонолитом, отличается более высокими содержаниями марганца.

Состав родохрозита второй генерации из разных ассоциаций при практически одинаковых содержаниях марганца (79–81 мол.% $MnCO_3$) различается по концентрациям железа и кальция (см. рис. 36). Так, в родохрозите-II, существующем с родонитом, устанавливаются довольно высокие содержания $CaCO_3$ (17 мол.%) и низкие концентрации $FeCO_3$ (1–2 мол.%), а родохрозит-II, ассоциирующий с пироксмангитом, наоборот, обогащен железом (19 мол.% $FeCO_3$), но содержит очень небольшое количество $CaCO_3$ (1 мол.%). Подобное различие в составах родохрозита-II хорошо коррелируется с содержанием железа и кальция в ассоциирующих с ним пироксеноидах (см. табл. 3 и 4) и, по всей видимости, обусловлено разными уровнями концентраций этих элементов в подвергающихся изменениям родонитовых породах.

Дифрактограммы изученного родохрозита аналогичны известным рентгенограммам этого минерала (ASTM-7-268). Рассчитанные по порошкограмме параметры элементарной ячейки малоседельниковского родохрозита следующие:

№ образца	$a_0, \text{\AA}$	$c_0, \text{\AA}$
P-4	4.798(2)	15.831(7)
P-4-4	4.808(1)	15.824(6)
P-24-94	7.788(1)	15.799(8)

На начальных стадиях гипергенного изменения родонитовых пород ронохрозит остается устойчивым, что четко фиксируется по наличию пиков этого минерала в рентгенограмме продуктов окисления родонитовых пород. Однако на более поздних этапах гипергенеза ронохрозит становится нестабильным и замещается гидроксидами марганца.

Кутнагорит. Этот минерал обнаружен на Малоседельниковском месторождении в составе спессартиновых агрегатов. Он образует мелкие (около 0.01–0.02 мм) зерна неправильной формы, неравномерно рассеянные среди выделений граната, родонита-I, кварца-I, пирофанита и манганокуммингтонита-I. Общее количество кутнагорита в породе не превышает 2 об.%, однако в некоторых участках оно достигает 10–15 об.%. В шлифах кутнагорит практически не отличим от других карбонатов.

Таблица 13. Химический (мас.%) и минальный (мол.%) составы кутнагорита

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
FeO*	1.29	1.60	1.28	1.13	1.22	0.91	1.36	1.27	1.30	1.26±0.17
MnO	33.71	34.19	33.37	35.13	32.48	32.79	30.77	30.66	33.48	32.95±1.40
MgO	1.94	2.12	2.35	2.16	2.24	2.19	2.51	3.81	2.47	2.42±0.52
CaO	21.77	20.87	22.20	20.22	22.75	22.73	23.70	22.86	21.01	22.01±1.07
CO ₂ **	40.83	40.87	41.47	40.71	41.19	41.12	41.25	41.89	40.74	41.12±0.36
Сумма	99.54	99.65	100.67	99.35	99.98	99.74	99.56	100.49	99.00	99.76
Миналы										
FeCO ₃	2	2	2	2	2	1	2	2	2	2
MnCO ₃	51	52	50	54	49	49	46	46	51	50
MgCO ₃	5	6	6	6	6	6	7	10	7	6
CaCO ₃	42	40	42	39	43	43	45	42	40	42

Примечания. FeO* — общее содержание железа; CO₂** — рассчитанное содержание углекислоты. В таблице приведены анализы кутнагорита из спессартинового агрегата (обр. Р-12), выполненные в лаборатории электронной микроскопии и микроанализа АО «Механобраналит». 1–9 — исходные анализы, 10 — средний состав минерала.

Для химического состава кутнагорита (табл. 13) характерны довольно значительные вариации содержаний главных компонентов (мол.%): MnCO₃ — 46–54, CaCO₃ — 39–45. Кроме того, в отличие от других изученных карбонатов в кутнагорите установлены высокие концентрации магния (5–10 мол.% MgCO₃), что хорошо согласуется с наличием в данной ассоциации Mg–Mn-амфибola (манганокуммингтонита).

Кальцит. Минерал диагностирован в двух типах минеральных ассоциаций.

Таблица 14. Химический (мас.%) и мишальный (мол.%) составы кальцита

Компо-ненты	Малоседельниковское месторождение, обр. Р-12				Бородулинское месторождение, обр. BR-Al-95, участок 3			
	1	2	3	4	5	6	7	8
FeO*	0.12	0.06	0.06	0.08±0.03	0.02	0.21	0.14	0.12±0.09
MnO	1.83	1.97	2.11	1.97±0.11	16.83	20.01	24.79	20.54±3.27
MgO	0.13	0.00	0.12	0.08±0.06	0.05	0.44	0.65	0.38±0.25
CaO	53.86	53.93	53.86	53.88±0.03	41.56	37.54	32.85	37.25±3.64
CO ₂ **	43.63	43.57	43.73	43.64±0.07	43.13	42.51	41.98	42.54±0.47
Сумма	99.57	99.53	99.88	99.65	101.57	100.71	100.41	100.83
Миналы								
FeCO ₃	0	0	0	0	0	0	0	0
MnCO ₃	3	3	3	3	24	29	36	30
MgCO ₃	0	0	0	0	0	1	2	1
CaCO ₃	97	97	97	97	76	70	62	69
Бородулинское месторождение, обр. BR-Al-95								
Компо-ненты	номер участка							
	4	5			7			
	9	10	11	12	13	14	15	16
FeO*	0.00	0.28	0.12	0.20±0.08	0.00	0.00	0.00	0.06
MnO	14.20	10.04	8.05	9.05±1.00	3.80	7.97	10.13	13.67
MgO	0.53	0.44	0.63	0.54±0.10	0.00	0.45	0.06	0.70
CaO	42.70	46.80	47.88	47.34±0.54	52.56	48.19	46.84	43.13
CO ₂ **	42.43	43.65	43.38	43.52±0.14	43.65	43.30	43.15	42.55
Сумма	100.36	101.21	100.06	100.65	100.01	99.91	100.18	99.91
Миналы								
FeCO ₃	0	0	0	0	0	0	0	0
MnCO ₃	21	15	11	13	5	11	15	19
MgCO ₃	1	1	2	1	0	1	0	2
CaCO ₃	78	84	87	86	95	88	85	79

Примечания. FeO* — общее содержание железа; CO₂** — рассчитанное содержание углекислоты.

Минеральные агрегаты: обр. Р-12 — спессартиновый; обр. BR-Al-95: участки 3—5 — родонитовый, 7 — спессартиновый.

Анализы выполнены в лаборатории электронной микроскопии и микроанализа АО «Механобраналит». 1—3, 5—7, 9—11, 13—16 — исходные анализы; 4, 8, 12 и 17 — средние составы минерала.

На Малоседельниковском месторождении редкие мелкие (около 0.01 мм) зерна марганцовистого кальцита (3 мол.% MnCO₃, табл. 14) установлены в спессартиновых агрегатах в ассоциации с гранатом, ро-

донитом-І, кварцем и кутнагоритом. На Бородулинском месторождении кальцит также изредка встречается в составе спессартиновых агрегатов, где помимо граната и родонита этот минерал ассоциирует с цельзианом, марганцевым tremolитом, бариево-марганцевым флогопитом и гейтманитом. Однако основная масса кальцита на Бородулинском месторождении сосредоточена в обособлениях родонита, состав которого характеризуется высокими содержаниями кальция (10–16 мол.% CaSiO_3 , см. табл. 3). Здесь кальцит образует относительно крупные (0.05 мм) зерна неправильной формы, которые в шлифах практически не отличимы от выделений родахрозита или кутнагорита. Особенности взаимоотношений кристаллов кальцита и родонита указывают на то, что эти минералы кристаллизуются одновременно.

Химический состав бородулинского кальцита (см. табл. 14) довольно обычен для этого минерала из метаморфизованных марганцевых руд. Содержание марганца в нем варьирует от 11 до 36 мол.% MnCO_3 , концентрация железа составляет менее 1 мол.% FeCO_3 , а магния не превышает 2 мол.% MgCO_3 . Наиболее высокие концентрации марганца установлены в кальците из участков, прилегающих к родахрозит-тефроитовым скоплениям (см. рис. 26), а по мере удаления от них доля MnCO_3 в кальците постепенно снижается. Относительно низкое содержание марганца отмечается также в кальците из спессартинового агрегата. При этом во всех случаях состав кальцита очень хорошо коррелирует с составом сосуществующего с ним родонита (рис. 37). Коэффициенты корреляции между концентрациями Ca и Mn в кальците и родоните, равные соответственно 0.924 и 0.998, значимы с доверительной ве-

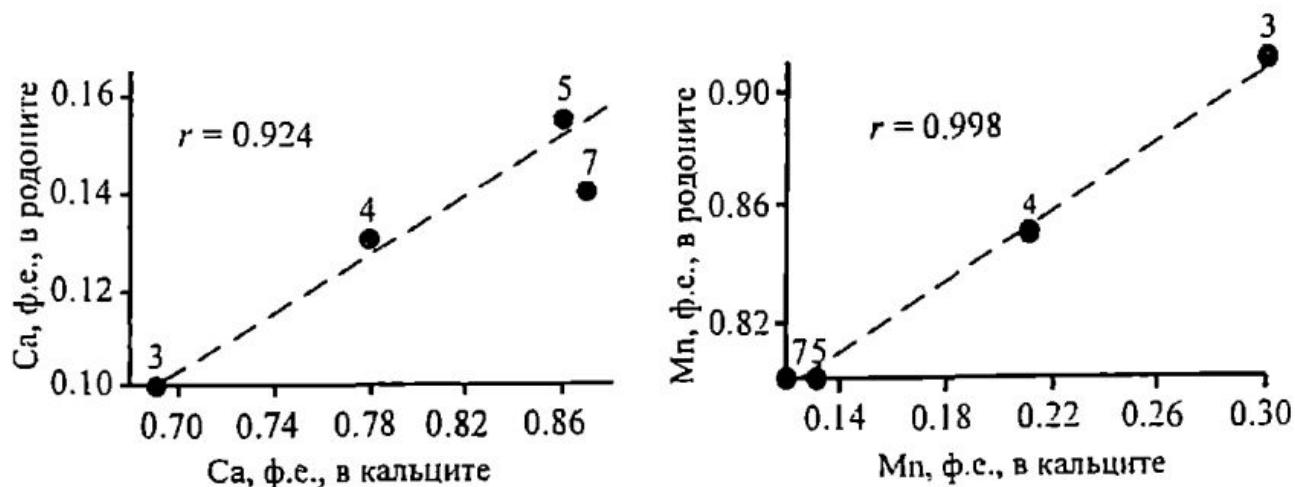


Рис. 37. Соотношение содержаний кальция и марганца в родоните и кальците. Цифрами обозначены номера участков в обр. BR-Al-95.

роятностью 90% (для $N=4$). Это свидетельствует о том, что химический состав кальцита и родонита контролировался не только температурой и давлением, но и содержаниями марганца и кальция в различных участках породы.

Баритокальцит. Этот минерал установлен в породах Бородулинского месторождения, где он образует мелкие (около 30 мкм) округлые зерна, изредка встречающиеся в спессартиновых агрегатах среди кристаллов граната, родонита, кальцита, цельзиана и гейтманита. Минерал диагностирован по результатам микрозондового анализа (мас.%: $MnO = 3.75$, $CaO = 18.33$, $BaO = 47.90$, сумма — 69.98), которые лучше рассчитываются на кристаллохимическую формулу баритокальциита ($Ba_{0.90}Ca_{0.95}Mn_{0.15})_{2.00}(CO_3)_2$, чем на формулу бенстонита или других карбонатов бария, кальция и марганца. Вероятность того, что обнаруженная фаза является иной полиморфной модификацией $CaBa(CO_3)_2$ — альстонитом или паральстонитом — также невелика, поскольку названные минералы встречаются в месторождениях других генетических типов (Карбонаты, 1987) и, кроме того, в их составе, как правило, отмечаются значительные концентрации стронция (2–3% SrO), который в нашем минерале не установлен.

Очевидно, что образование в породах Бородулинского месторождения баритокальциита обусловлено высокими концентрациями бария и кальция в некоторых участках спессартиновых агрегатов.

* * *

Обобщая приведенные выше данные о характере парагенетических ассоциаций и особенностях химического состава карбонатов, необходимо сделать ряд выводов об условиях генезиса этих минералов.

Прежде всего, образование карбонатов происходило в две стадии. На первой стадии сформировались родохрозит-I, кутнагорит, кальцит и баритокальцит. При этом появление конкретного минерала контролировалось преимущественно химическим составом родонитовых пород, а именно соотношением в них количеств марганца, кремния, кальция и некоторых других компонентов. В общем случае выявляется следующая закономерность: родохрозит-I образуется в обогащенных марганцем участках пород в ассоциации с тефроитом и марганцевыми гумитами, а кутнагорит и кальцит кристаллизуются в парагенезисах с повышенными содержаниями кремнезема и кальция, где эти минералы сосуществуют с родонитом и кварцем; во всех карбонатсодержащих ассоциациях в переменных количествах присутствует спессартин.

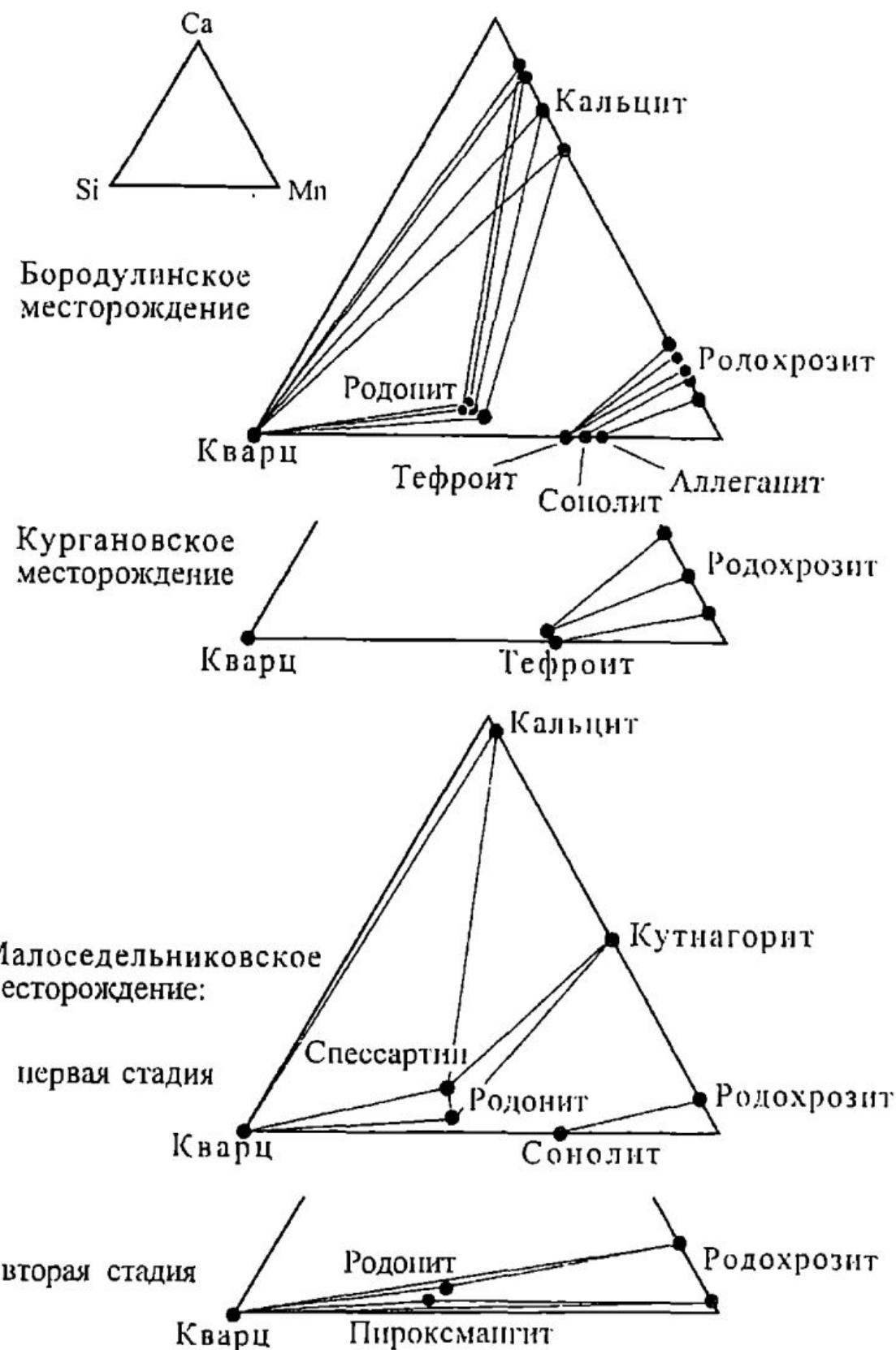


Рис. 38. Состав сосуществующих минералов.

Вместе с тем каждое месторождение обладает своей индивидуальной спецификой химизма пород, а следовательно, и состава карбонатных парагенезисов (рис. 38).

На Бородулинском месторождении зависимость минеральных составов парагенетических ассоциаций карбонатов от химического состава породы проявлена особенно ярко. С увеличением содержания в породе марганца на этом месторождении происходит последовательная смена минеральных ассоциаций: Ca-родонит + кальцит \pm кварц \rightarrow родонит + + кальцит \rightarrow тефроит + родохрозит \rightarrow сонолит + родохрозит \rightarrow аллеганит+родохрозит. Одновременно в этом же направлении в составе кальцита, а затем и родохрозита возрастает доля MnCO₃.

Близкие парагенезисы известны и на Малоседельниковском месторождении. Однако здесь ассоциации, пересыщенные кальцием, встречаются очень редко и поэтому кальцит образуется лишь в единичных случаях; существующий с родонитом, кварцем и спессартином карбонат представлен кутнагоритом.

На Кургановском месторождении установлена только ассоциация родохрозита с тефроитом (\pm спессартин). Марганцевые гумиты на этом месторождении не образуются, что, видимо, определило широкий размах состава родохрозита, существующего с тефроитом.

Отличительной особенностью второй стадии минералообразования является формирование парагенетических ассоциаций родохрозита с марганцевыми пироксеноидами (родонитом и пироксмангитом) и кварцем. Причем, как было показано выше, химический состав родохрозита-II хорошо коррелирует с составом существующего с ним пироксеноида. Согласно экспериментальным исследованиям минеральных равновесий в системе SiO₂-MnO-H₂O-CO₂ при различных температурах и давлениях (Candia e. a., 1975), ассоциации родохрозита с пироксмангитом и родохрозита с кварцем устойчивы при более низких температурах и/или при более высокой химической активности CO₂ в минералообразующем флюиде, чем парагенезис родохрозит + тефроит, возникающий на первой метаморфогенной стадии.

Кварц. Минерал представлен двумя генерациями. Кварц первой генерации образует мелкие (0.1–1.0 мм) округлые зерна, которые совместно с родонитом, спессартином, пироксмангитом и другими минералами слагают агрегаты первой группы. Кварц второй генерации формируется в результате собирательной перекристаллизации раннего кварца. Кварц-II встречается в ассоциации с родонитом-III, пироксмангитом-II, родохрозитом-II, неотокитом и манганокуммингтонитом-II в составе поздних прожилков, секущих родонитовые породы.

Спессартин, Mn₃Al₂(SiO₄)₃. Этот минерал представляет собой важный компонент родонитовых пород среднеуральских и других месторождений. В виде микроскопических зерен или их коротких цепочек спессартин встречается в составе практически всех известных в этих породах минеральных ассоциаций. Общее содержание спессартина в породе

равно примерно 5–7 об.%. В конкретных же агрегатах его количество варьирует в широких пределах и нередко гранат образует почти мономинеральные линзы и прослои, которые располагаются в родохрозит-тефроитовых, кварц-родонитовых и других агрегатах. Причем чаще спессартиновые обособления встречаются в обогащенных кремнеземом участках породы, сложенных родонитом и кварцем, а также, в меньших количествах, пироксмангитом, манганокуммингтонитом, tremолитом, флогопитом, цельзианом, кутнагоритом, кальцитом, пирофанитом, пиритом и некоторыми другими минералами. Реже всего спессартин устанавливается в ассоциации с сонолитом, аллеганитом и родохрозитом. Как правило, в этом случае вместо Mn-Al-граната образуется Mn-Al-шпинель — галаксит.

Типичной формой выделения спессартина являются плохо ограненные зерна округлой формы, размер которых в среднем составляет 0.01–0.02 мм в поперечнике (рис. 39). Реже встречаются более крупные (0.5 мм в поперечнике) идиоморфные кристаллы граната. В шлифах изредка заметно зональное строение индивидов спессартина: их центральные зоны насыщены большим количеством пелитовидных частиц и поэтому непрозрачны, а краевые участки не содержат включений (рис. 40).

В образцах спессартин имеет характерную желтую, буровато-желтую или коричневую окраску. В шлифах минерал бесцветен, при скрещенных николях нередко слабо анизотропен, $n = 1.799(3)$.

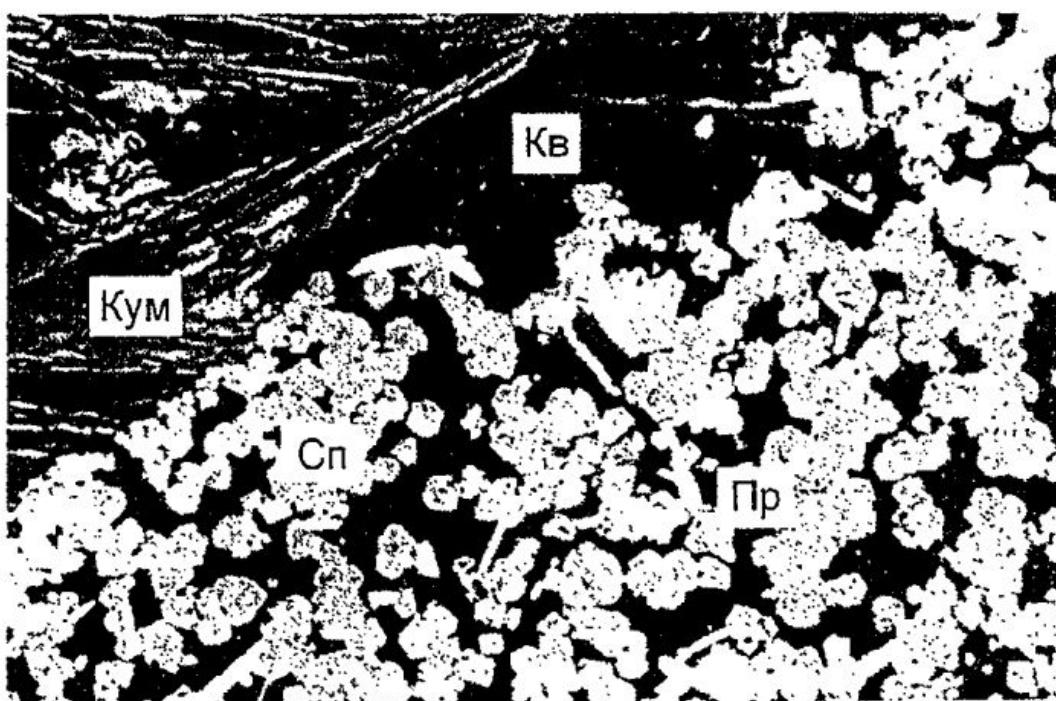


Рис. 39. Морфология выделений спессартина. РЭМ-фото. Кургановское месторождение, обр. К-15-95.

Сп — спессартин, Kv — кварц, Kum — манганокуммингтонит, Пр — пирофанит.

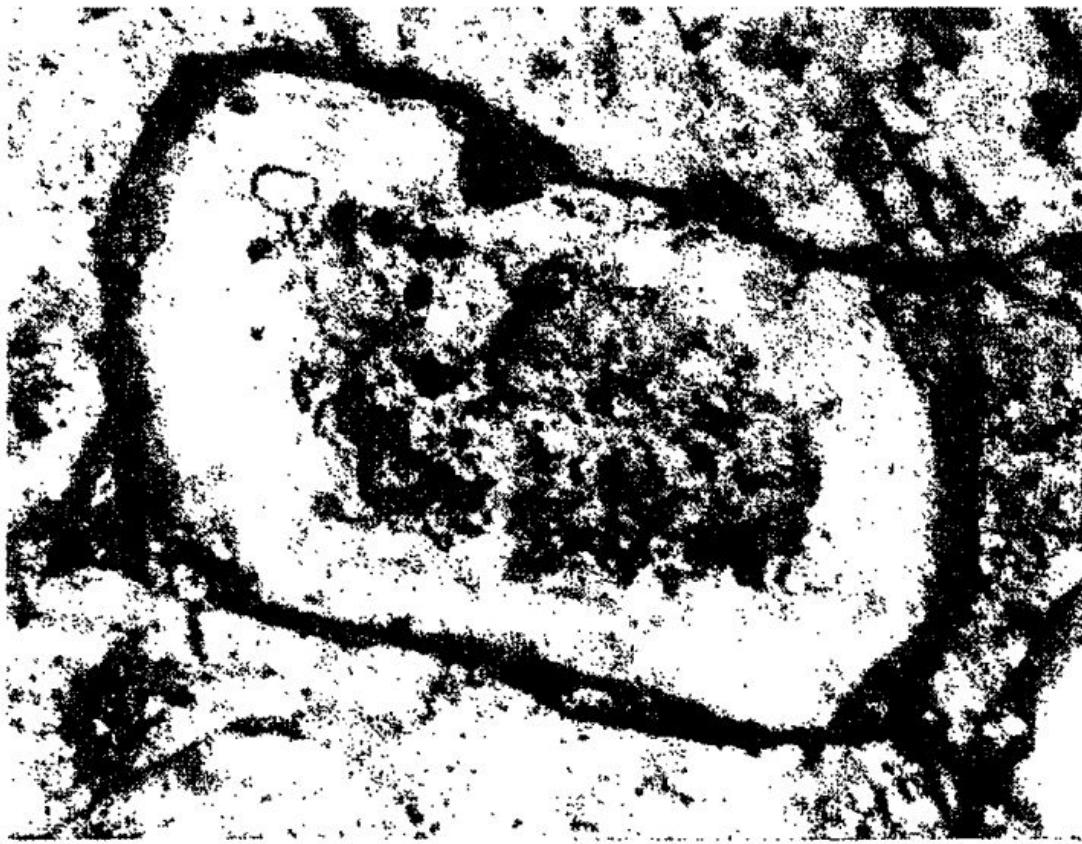


Рис. 40. Зональный кристалл спессартина. Малоседельниковское месторождение, обр. Р-17. Без анализатора.

Индивидуальные химические анализы изученных спессартинов и рассчитанные по ним коэффициенты в кристаллохимических формулах приведены в Приложении 4. Средние химические составы граната из различных ассоциаций, результаты пересчета их на кристаллохимические формулы и содержания различных минералов представлены в табл. 15. Соотношения Fe^{2+} и Fe^{3+} в средних составах вычислены по суммарной концентрации железа, с учетом обычного для гранатов отношения молекулярных количеств $\text{RO} : \text{R}_2\text{O}_3 = 3 : 1$. Содержания минералов рассчитывались в следующем порядке: 1) Fe^{3+} связывалось с соответствующим количеством Ca в андритовый минерал; 2) затем остаток Ca связывался с Al в виде грессулярового минерала; 3) Mg , Fe^{2+} и Mn связывались соответственно в пироповый, альмандиновый и спессартиновый минералы. Такая схема расчета содержаний минералов удобна, поскольку она позволяет представить химический состав спессартина в виде суммы наиболее распространенных конечных членов изоморфных рядов в группе граната. В приведенной последовательности рассчитаны также содержания минералов в спессартине из некоторых других месторождений (Lee, 1962; Dasgupta e. a., 1987; Ashley, 1989, и др.).

Таблица 15. Средний химический состав (мас.%) и коэффициенты в кристаллохимических формулах спессартина

Компоненты	Малоседельниковское месторождение						
	P-12			P-17	P-24		P-27
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	35.60	35.46	35.24	35.91	36.99	36.12	35.66
	0.32	0.45	0.47		0.15	0.40	0.63
TiO ₂	0.27	0.48	0.40	0.02	0.34	0.43	0.52
	0.06	0.14	0.19		0.03	0.16	0.24
Al ₂ O ₃	18.53	19.69	19.40	20.43	19.77	19.65	19.76
	0.48	0.17	0.46		0.04	0.27	0.36
Fe ₂ O ₃	2.50	2.38	2.14	0.00	1.34	0.95	1.15
	0.61	0.65*	0.70*		0.04*	0.72*	0.17*
FeO	0.00	0.14	0.15	0.00	3.78	0.95	0.16
	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
MnO	37.71	38.66	38.29	41.28	28.58	38.10	38.82
	0.33	0.76	1.62		0.29	0.99	0.43
MgO	0.13	0.28	0.26	0.06	0.58	0.20	0.34
	0.03	0.24	0.18		0.00	0.13	0.14
CaO	3.45	3.12	2.74	1.99	8.04	2.53	2.62
	0.36	0.47	0.62		0.19	0.35	0.21
Сумма	98.19	100.21	98.62	99.69	99.42	99.93	99.03
N	7	6	9	1	2	4	5
Коэффициенты рассчитаны на 12 атомов кислорода							
Si	2.99	2.92	2.94	2.97	3.00	2.99	2.94
Ti _{IV}	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00	0.01	0.03
Al _{IV}	0.00	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03
Сумма	3.00	3.00	3.00	2.97	3.00	3.00	3.00
Ti _{VI}	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00
Al _{VI}	1.83	1.86	1.88	1.99	1.89	1.92	1.89
Fe ³⁺	0.16	0.15	0.13	0.00	0.08	0.06	0.11
Сумма	2.00	2.01	2.01	1.99	1.99	2.00	2.00
Fe ²⁺	0.00	0.01	0.01	0.00	0.26	0.07	0.01
Mn	2.68	2.69	2.71	2.89	1.97	2.67	2.72
Mg	0.02	0.03	0.03	0.01	0.07	0.03	0.04
Ca	0.31	0.28	0.25	0.18	0.70	0.23	0.23
Сумма	3.01	3.01	3.00	3.08	3.00	3.00	3.00
Миналы (мол. %)							
Спессартин	89.0	89.7	90.7	93.9	65.7	89.0	90.1
Гроссуляр	2.3	1.3	1.3	5.8	19.3	4.7	3.3
Андрадит	8.0	8.0	7.0	0.0	4.0	3.0	4.0
Пироп	0.7	1.0	1.0	0.3	2.3	1.0	1.3
Альмандин	0.0	0.0	0.0	0.0	8.7	2.3	1.3

Описание образцов: Р-12, номера 1 и 3 — спессартиновый агрегат (в Приложении 4 соответственно анализы 1–7 и 14–22), номер 2 — амфибол-родонит-спессартиновый агрегат (в Приложении 4 анализы 8–13); Р-17 — зерно спессартина в родонитовом агрегате; Р-24 — зональный гранат из спессартин-родонитового агрегата; номер 5 — ядро кристаллов (в Приложении 4 анализы 27 и 28), номер 6 — внешняя зона кристаллов (в Приложении 4 анализы 24–26 и 29); Р-27 — спессартин-родонитовый агрегат, К-10Sp, К-16 и ВР-АІ-95 — спессартиновые агрегаты; К-15-95 — спессартин-кварцевый агрегат; В-І-94Тр — зерно спессартина в тектонитовом агрегате; В-З-94Sp — спессартин-тектонитовый агрегат.

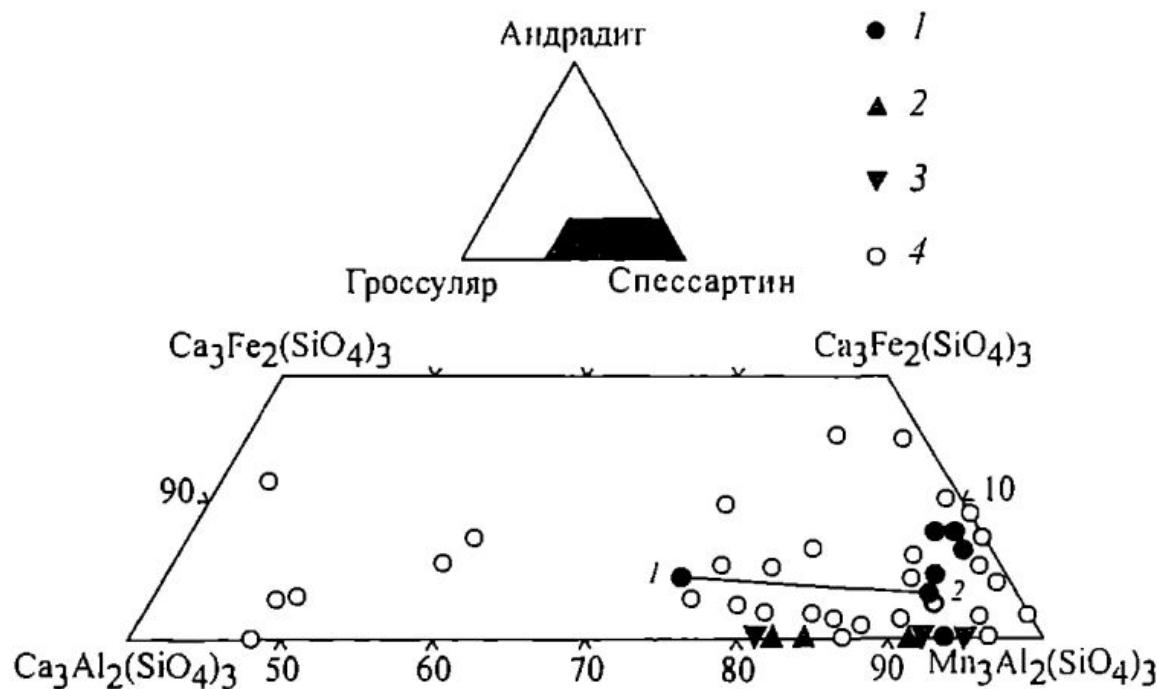


Рис. 41. Состав граната из метаморфизованных марганцевых месторождений.

Месторождения: 1 — Малоседельниковское; 2 — Кургановское; 3 — Бородулинское; 4 — другие. Отрезком на диаграмме соединены точки составов зонального кристалла: 1 — ядро, 2 — краевая зона.

Использованы литературные данные по месторождениям Японии (Lee, 1962), Франции (Mottana, 1986), Индии (Roy e.a., 1986; Dasgupta e.a., 1987, 1993), Австралии (Ashley, 1989), Тайваня (Yui e.a., 1989), Бельгии (Schreyer e.a., 1992), Киргизии (Павлов и др., 1993), Словакии (Faryad, 1994), а также из справочников (Соболев, 1964; Дир и др., 1966а).

Данные табл. 15 показывают, что для изученного граната характерны прежде всего высокие содержания марганца (в среднем 89–93 мол.% спессартина), постоянное наличие заметных концентраций кальция (5–23 мол.% суммарного содержания гроссуляра и андрадита) и переменные количества железа, которое в зависимости от валентности связывается либо в альмандиновый, либо в андрадитовый минал. Причем примесь Fe^{3+} отмечается в спессартине Малоседельниковского месторождения, а Fe^{2+} свойственно гранатам Кургановского и Бородулинского месторождений. Содержание магния в проанализированном спессартине обычно не превышает 1 мол.% пиропового минала. В некоторых кристаллохимических формулах средне-

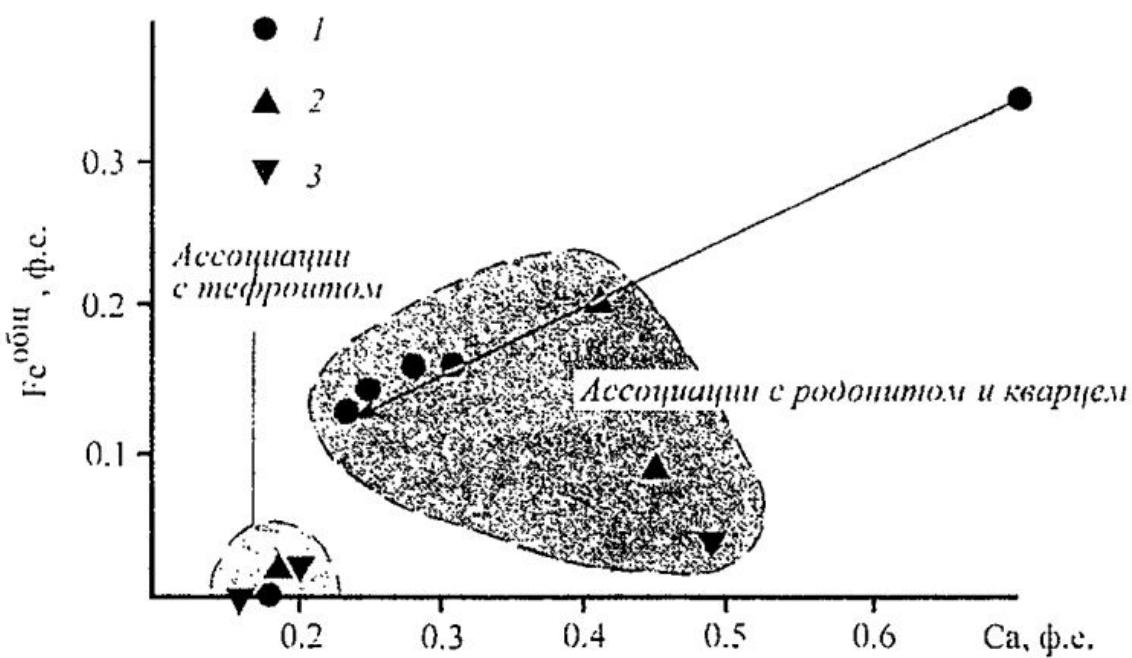


Рис. 42. Соотношение содержаний железа и кальция в спессартине.

Месторождения: 1 — Малоседельниковское; 2 — Кургановское; 3 — Бородулинское. Стрелкой, направленной от ядра зерна к его краю, соединены составы зонального кристалла.

уральских спессартинов отмечается небольшой дефицит кремния, который, по-видимому, компенсируется вхождением в тетраэдрические позиции катионов Ti и Al (Минералы, 1972; Meagher, 1982). В целом такой состав характерен для спессартина из метаморфических пород (рис. 41).

На всех месторождениях наибольшие концентрации элементов-примесей, главным образом железа и кальция, отмечаются в спессартине из обогащенных кремнеземом участков породы, в которых гранат является одним из самых преобладающих минералов, т.е. в спессартиновых, спессартин-родонитовых и спессартин-кварцевых агрегатах (рис. 42). В отдельных зернах спессартина из этих агрегатов установлена зональность химического состава (обр. Р-24): ядра таких кристаллов обогащены железом и кальцием (анализ 5 в табл. 15), а их краевые зоны — марганцем (анализ 6). Характерной чертой состава граната из спессартин-родонитовых и собственно спессартиновых агрегатов являются повышенные содержания титана и магния, что хорошо согласуется с постоянным присутствием в этих агрегатах пирофанита и манганокуммингтонита. Спессартин, ассоциирующий с тефроитом и родохрозитом, а также отдельные зерна граната родонитового агрегата отличаются более низкими содержаниями всех примесных компонентов.

Величина параметра элементарной ячейки спессартина, рассчитанная по порошкограмме методом наименьших квадратов, составляет (\AA): обр. Р-12, анализ 1 — 11.640(1); обр. Р-27 — 11.635(1).

В процессе гипергенного изменения родонитовых пород спессартин подвергается менее интенсивному замещению вторичными гидроксидами марганца, чем родонит, тефроит, сонолит и карбонаты. Поэтому в рентгенограммах продуктов выветривания родонитовых пород нередко фиксируется присутствие гранатовых пиков.

МАРГАНЦЕВЫЕ АМФИБОЛЫ. Амфиболы, в которых содержание марганца выше 1.5 ф.е. на стандартную формулу $A_{0-1}B_2C_5T_8O_{22}(OH,F,Cl)_2$, являются очень редкими минералами и отмечаются главным образом в метаморфизованных силикатных марганцевых рудах (Klein, 1966; Матковский, 1971; Ватанабе и др., 1973а; Минералы, 1981б; Рой, 1986; Mottana, 1986; Dasgupta e. a., 1988; Jimenez-Millan, Velilla, 1994, и др.).

В изученных месторождениях амфиболы представлены двумя минеральными видами: манганокуммингтонитом, $Mn_2Mg_5(Si_8O_{22})(OH)_2$, и марганцевым тремолитом, $Ca_2(Mg,Mn)_5(Si_8O_{22})(OH)_2$.

Манганокуммингтонит. Это довольно распространенный второстепенный минерал родонитовых пород Малоседельниковского и Кургановского месторождений (Брусницын и др., 1996а). Здесь четко выделяются две генерации манганокуммингтонита.

Манганокуммингтонит первой генерации (манганокуммингтонит-І) встречается в составе спессартин-родонитовых, спессартиновых и спессартин-кварцевых агрегатов, причем только в тех, где отмечается повышенное содержание магния (рис. 43). Особо укажем, что манганокуммингтонит-І присутствует лишь в обогащенных спессартином участках родонитовой породы. При этом в изученных породах встречаются спессартиновые или спессартин-родонитовые агрегаты, в которых нет амфиболя. Однако противоположных примеров, т. е. когда амфибол встречался бы в бесспессартиновых агрегатах, нами установлено не было.

В каждой из перечисленных ассоциаций манганокуммингтонит-І отличается своими характерными формами выделения.

В спессартин-родонитовых агрегатах манганокуммингтонит-І представлен вытянутыми веерообразными и игольчатыми кристаллами (рис. 44, а), которые, как правило, равномерно рассеяны в объеме породы или изредка образуют небольшие спутанно-волокнистые скопления. Размер амфиболовых иголок колеблется от 0.1 до 3–5 мм и в очень редких случаях достигает 20–25 мм по удлинению. Их количество составляет 2–3 об.%.

Иногда среди мелкозернистого спессартин-родонитового агрегата встречаются отдельные гнезда и прожилки более крупнозернистого родонита (3–5 мм в поперечнике), в которых присутствуют отдельные

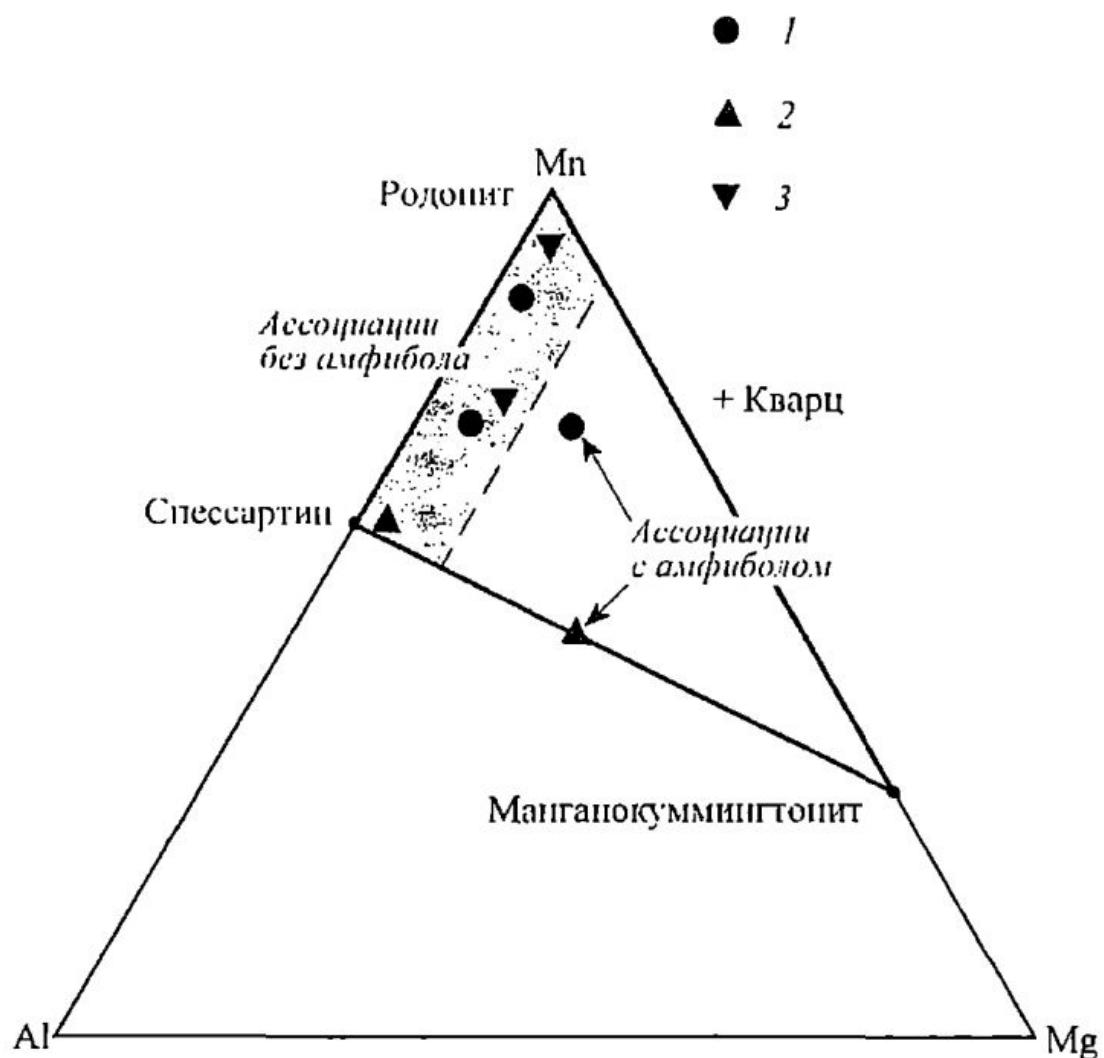


Рис. 43. Соотношение содержаний марганца, алюминия и магния в минеральных ассоциациях с манганокуммингтонитом и без него.

Месторождения: 1 — Малоседельниковское; 2 — Кургановское; 3 — Бородулиńskое.

игольчатые кристаллы манганокуммингтонита. Скорее всего, такие обособления образуются в результате собирательной перекристаллизации мелкозернистых родонита и манганокуммингтонита, слагающих основной объем породы.

В спессартиновых агрегатах манганокуммингтонит образует мелкие (0.2–1 мм) призматические, гипидиоморфные кристаллы, которые обычно располагаются небольшими группами в пределах отдельных полос, согласных с общей микрослоистостью этих агрегатов. Кристаллы амфибола нередко полисинтетически сдвойникованы и содержат большое количество включений спессартина (рис. 44, б). Содержание манганокуммингтонита в спессартиновых агрегатах варьирует в пределах 5–8 об.%.



a



b



c



d

Рис. 44. Морфология выделений манганокуммингтонита-1. Малоседельниковское месторождение. Николи X.

Минеральные агрегаты: *a* — спессартин-родонитовый, обр. Р-24; *б* — спессартиновый, обр. Р-12; *в* и *г* — амфибол-кварц-спессартиновый, обр. Р-12. Чёрные округлые зерна — спессартин, серые изометричные зерна — родонит и кварц.

В спессартиновых агрегатах иногда присутствуют маломощные (2–3 мм, очень редко 1–3 см) прослои и линзы амфибол-кварц-спессартиновых агрегатов, содержание манганокуммингтонита в которых составляет 17–20 об.%. В таких агрегатах манганокуммингтонит-I представлен волокнистыми обособлениями, переплетающими изометричные зерна граната, родонита и кварца (рис. 44, *в*). Кроме того, здесь же встречаются неправильной формы пойкилокристаллы манганокуммингтонита (рис. 44, *г*).

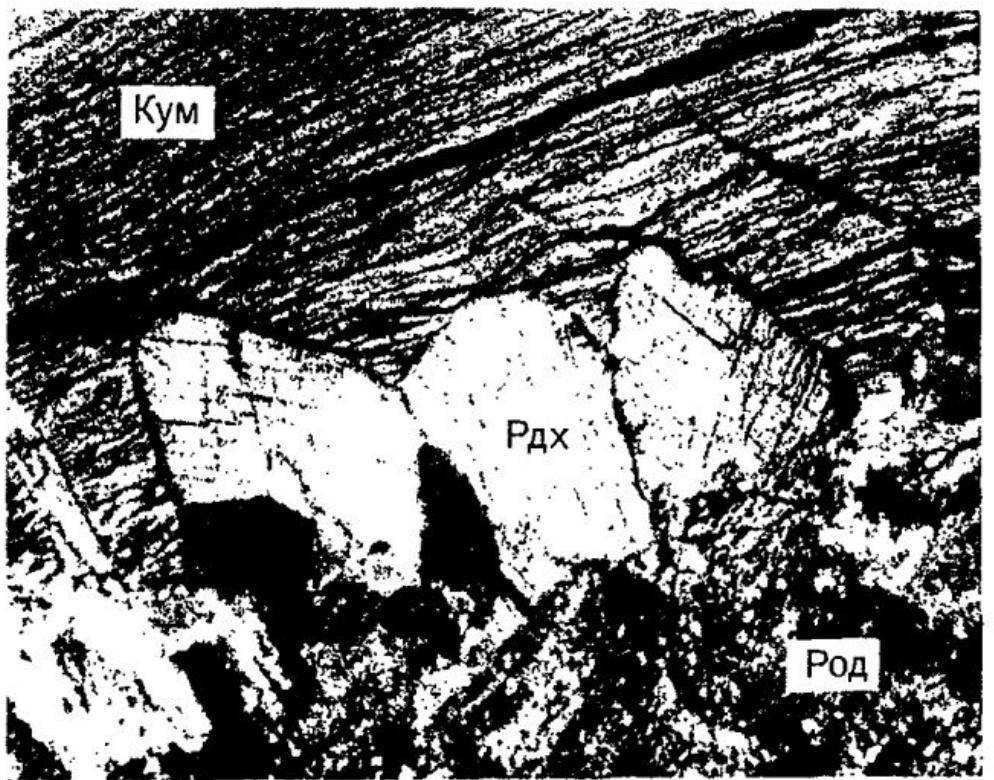
Наконец, в спессартин-кварцевых агрегатах манганокуммингтонит формирует довольно крупные (3–5 мм по удлинению) призматические кристаллы, параллельно-волокнистые или сноповидные скопления которых слагают небольшие прослои и линзы в общей однородной массе породы. Содержание амфибала в этих агрегатах составляет от 3–5 до 7–10 об.%.

Манганокуммингтонит второй генерации (манганокуммингтонит-II) установлен нами только в родонитовых породах Кургановского месторождения, где он изредка образует маломощные (5–7 мм) прожилки, рассекающие родонитовый агрегат. Такие прожилки практически нацело сложены параллельно-волокнистым (асбестовидным) манганокуммингтонитом, волокна которого ориентированы либо параллельно, либо косо по отношению к стенкам трещин (рис. 45, *а*). Однородное строение амфиболовых прожилков местами нарушается присутствием в них отдельных более крупных индивидов манганокуммингтонита призматической или веретеновидной формы (рис. 45, *б*), образующихся, вероятно, путем перекристаллизации вмещающего их асбестовидного агрегата. Кроме того, в этих прожилках всегда устанавливаются изометричные кристаллы родохрозита-II, количество которых составляет около 7–10 об.%, а также единичные зерна пирротина неправильной формы.

Вокруг манганокуммингтонитовых прожилков, как правило, развивается маломощная (1–2 мм) зона окологильного родохрозит-кварцевого метасоматита, замещающего родонит. В этих метасоматитах постоянно присутствуют очень мелкие (около 0.3 мм по удлинению) игольчатые кристаллы манганокуммингтонита (рис. 45, *в*), которые также отнесены нами ко второй генерации данного минерала.

Образование манганокуммингтонита-II в родонитовых породах, по нашему мнению, связано с процессами перекристаллизации и переотложения в поздних трещинах манганокуммингтонита-I.

Физические свойства манганокуммингтонита обеих генераций сходны. Макроскопически этот минерал имеет характерный мышино-или зеленовато-серый цвет. В проходящем свете он бесцветен, не пле-



a



б



в

Рис. 45. Морфология выделений манганокуммингтонита-II. Кургановское месторождение, обр. К-4-94. Николи X.

а и б — амфиболовый прожилок в родоните; *в* — околожильный рodoхрозит-кварцевый метасоматит. Кум — манганокуммингтонит, Рдх — рodoхрозит, Кв — кварц, Род — родонит.

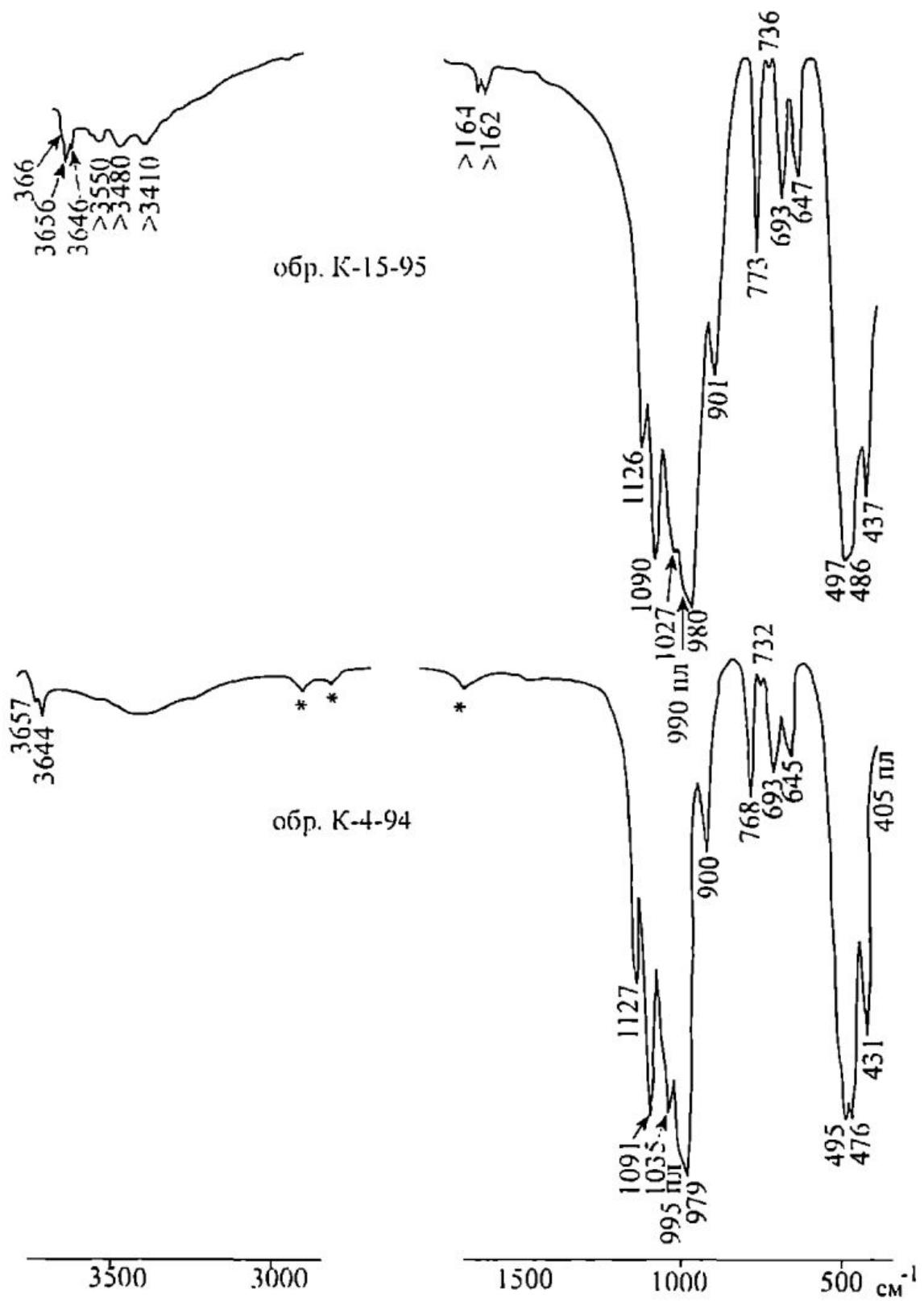


Рис. 46. ИК-спектры манганокуммингтонита Кургановского месторождения.

Звездочкой отмечены пики, обусловленные механической примесью других минералов; пл — плечо пика.

охроирует. В шлифах хорошо заметна типичная «амфиболовая» спайность в двух направлениях. Мелкие размеры индивидов манганокум-

мингтонита-І не позволили нам точно измерить его показатели преломления. Оптические характеристики манганокуммингтонита второй генерации следующие: $n_g=1.666(2)$, $n_m=1.644(2)$, $n_p=1.624$ (2), $n_g-n_p=0.044$, $+2V=85-88^\circ$, $cN_g=19-20^\circ$. Для сравнения приведем также оптические свойства манганокуммингтонита из амфибол-спессартин-кварцевых пород, развивающихся вокруг «рудных» линз Малоседельниковского месторождения (по А. Серкову, 1989): $n_g=1.670-1.680$, $n_m=1.655-1.661$, $n_p=1.640-1.650$, $n_g-n_p=0.030$, $-2V=76-80^\circ$, $cN_g=17^\circ$.

ИК-спектр манганокуммингтонита (рис. 46) сходен с известными спектрами грюнерита и куммингтонита (Минералы, 1981б), от которых он отличается пониженными (на 5–20 см⁻¹) частотами ряда полос, например 476, 495, 768 и 979 см⁻¹. Присутствующие в ИК-спектре изученных амфиболов узкие, малоинтенсивные полосы 3644 и 3657 см⁻¹ отнесены нами, по аналогии с актинолитом, куммингтонитом и грюнеритом, к валентным колебаниям OH-групп, координированным на катионы железа и магния. В спектрах отсутствуют какие-либо другие полосы, которые фиксировали бы участие катионов Mn²⁺ в координации анионов OH⁻. Этот факт указывает на преимущественное вхождение марганца в позиции В. О высокой упорядоченности катионов в структурных позициях изученного минерала свидетельствует также хорошая разрешенность полос полученных ИК-спектров.

Химические анализы манганокуммингтонита и рассчитанные по ним кристаллохимические формулы приведены в Приложении 5. Средние химические составы и вычисленные по ним формулы минерала представлены в табл. 16.

Анализ данных этих таблиц показывает, что изученный минерал относится к ряду Mg–Fe–Mn-амфиболов с невысокими содержаниями кальция и натрия. Содержание марганца варьирует от 1.24 до 2.34 ф.е., величина отношения Mg/(Mg+Fe) существенно выше 0.5, а значения сумм Ca+Na и Na+K намного меньше 1.0 и 0.5 ф.е. соответственно. Концентрация алюминия — 0.03 ф.е. По этим характеристикам, с учетом оптических свойств и данных рентгеноструктурного анализа, изученный амфибол относится к манганокуммингтониту (Leak e. a., 1997). Отметим также, что, согласно устаревшей на сегодняшний день, но пока широко используемой номенклатуре амфиболов (Leak, 1978), изученный нами минерал определяется как тиродит. Поэтому встречающаяся в литературе (Вертушков, 1986; Серков, 1989, 1990) диагностика этого минерала как «винчит» и «даннеморит» является неточной.

Примечания (к табл. 16). FeO^* — общее содержание железа; H_2O^{**} — расчетанное содержание воды. Верхняя цифра — среднее содержание компонента, нижняя — стандартное отклонение. N — число анализов.

Описание образцов: Р-27 — спессартин-родонитовый агрегат: 1–5 — манганокуммингтонит из различных участков образца (в Приложении 5 соответственно анализы 1–5, 6–11, 12–16, 17–21, 22–32); Р-12 — спессартиновый агрегат: 6 и 7 — манганокуммингтонит из различных участков образца (в Приложении 5 соответственно анализы 33–36, 37–39); К-15 — спессартин-кварцевый агрегат; К-4 — манганокуммингтонитовый прожилок, секущий родонитовый агрегат.

В целом химический состав изученного манганокуммингтонита довольно типичен для этого минерала из других месторождений (рис. 47).

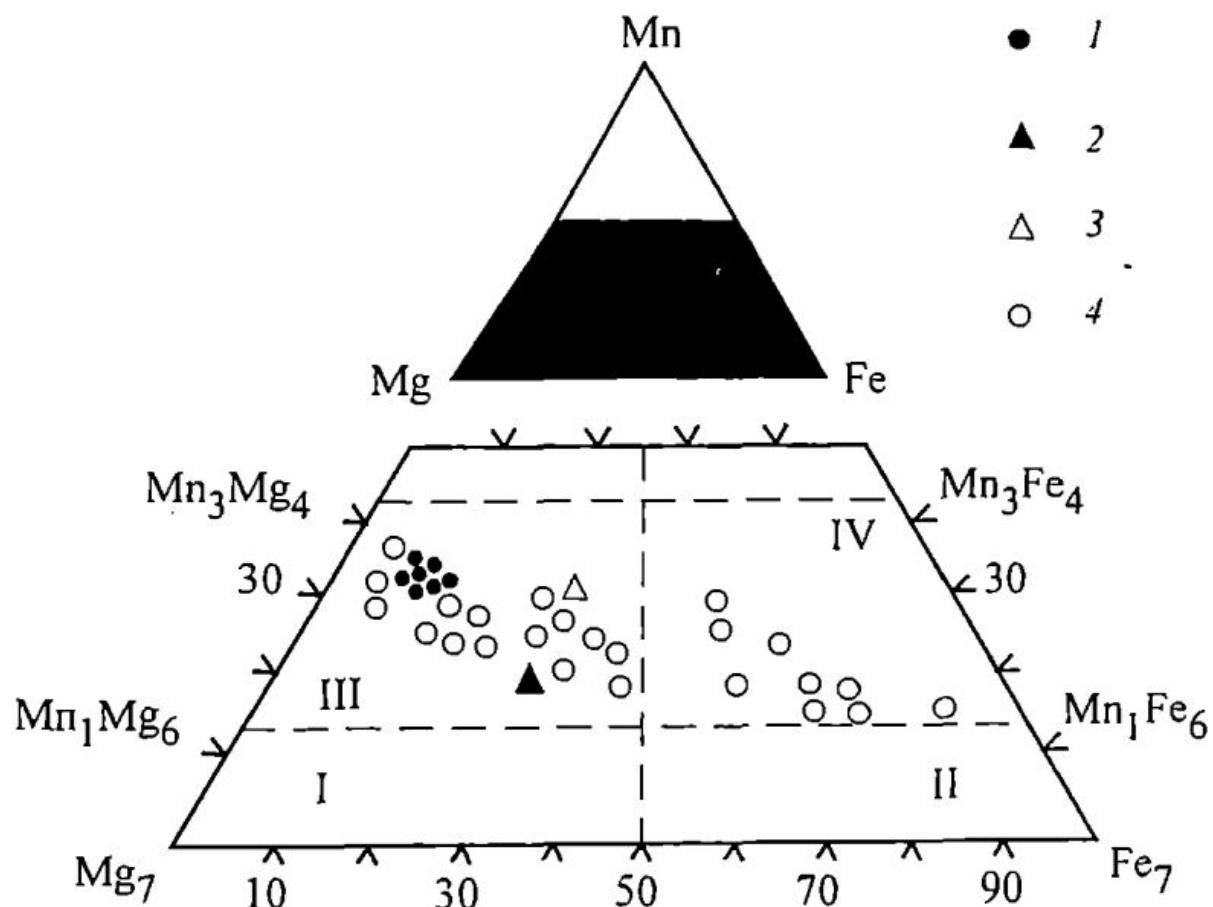


Рис. 47. Состав Mn—Mg—Fe-амфиболов из метаморфизованных марганцевых месторождений.

Месторождения: 1 — Малоседельниковское; 2 и 3 — Кургановское (2 — первая генерация, 3 — вторая генерация); 4 — другие. Пунктирными линиями обозначены границы минеральных видов по классификации МЕМО (Leak e.a., 1997): I — куммингтонита; II — грюнерита; III — манганокуммингтонита; IV — манганогрюнерита.

Использованы литературные данные по месторождениям Южного Урала (Белковский, 1989), Карпат (Матковский, 1971), Тувы (Ушакова и др., 1983), Канады (Klein, 1964, 1966), Франции (Mottana, 1986), Индии (Dasgupta e.a., 1988), Словакии (Faryad, 1994), Ганы (Melcher, 1995).

На Малоседельниковском месторождении содержания практически всех элементов в амфиболе из различных участков изученных образцов варьируют незначительно. При этом манганокуммингтонит из спессартинового агрегата, по сравнению с этим же минералом из спессартин-родонитовой ассоциации, характеризуется более высокими концентрациями алюминия и кальция. Подобные отличия в составах амфиболов хорошо согласуются с высокими концентрациями в спессартиновом агрегате алюминийсодержащего граната и постоянным присутствием кутнагорита, а также кальцита.

Для манганокуммингтонита Кургановского месторождения характерны более высокие концентрации железа при более низких содержаниях магния и марганца. На этом месторождении манганокуммингтониты первой и второй генераций различаются повышенными концентрациями марганца в последнем. В манганокуммингтоните-II были проанализированы также содержания фтора и хлора. Результаты анализов, выполненных методом ионоселективных электродов в химической лаборатории кафедры минералогии СПбГУ, аналитик О.Андрюшина, следующие (мас.%): F — 0.096, Cl — 0.049, что в пересчете на кристаллохимическую формулу амфибала составляет соответственно 0.05 и 0.01 ф.е.

Рентгенограмма исследованного минерала (табл. 17) по положению основных максимумов близка к данным для моноклинных Mg–Fe–Mn-амфиболов из других месторождений. Однако интенсивности большинства дифракционных рефлексов на наших порошкограммах ниже приводимых в литературе и в каталоге ASTM (Klein, 1964; Минералы, 1981б; ASTM-17-727, 31-636). Параметры элементарной ячейки уральского манганокуммингтонита следующие:

№ образца	a_0 , Å	b_0 , Å	c_0 , Å	γ°
P-27	9.582(3)	18.114(6)	5.316(3)	105.51(3)
K-4-94	9.579(7)	18.260(10)	5.350(4)	102.80(8)

Таблица 17. Результаты расчета дифрактограмм манганокуммингтонита

1		2		
d , Å	I	d , Å	I	hkl
9.068	8	9.03	80	020
8.325*	29	8.30	90	110
—	—	5.18	<5	001
5.072	23	5.04	20	130
—	—	4.83	20	111
4.527*	33	4.52	50	040
4.157*	14	4.15	40	220
4.072	8	4.05	<5	111

Окончание таблицы 17

<i>l</i>	<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>hkl</i>
3.864	7	3.86	35	131
—	—	3.60	<5	221
3.430	6	3.43	60	131
3.254*	31	3.25	80	240
3.073*	100	3.07	100	310
2.977*	10	2.968	30	221
—	—	2.932	15	151
2.770*	18	2.766	40	330
2.736*	24	2.726	70	151
—	—	2.661	20	331
2.601*	71	2.603	50	061
2.512	7	2.511	50	202
—	—	2.421	5	311,222
2.365	7	2.358	20	350
2.298	12	2.296	40	171
2.256	24	2.253	23	421
2.232*	15	2.231	30	312
—	—	2.193	20	242
2.181*	15	2.174	50	261
2.088	14	2.107	<5	332
2.079	15	2.080	20	202
2.030	6	2.026	30	351
—	—	1.985	20	370
1.962	14	1.961	30	402
1.861	6	1.860	50	510
1.800	6	1.802	10	312,0,10.0
1.787	6	1.785	10	530
1.696	13	1.695	40	512,372
1.679	13	1.677	30	551
1.622	4	1.619	40	1.11.0
1.559	17	1.557	25	500
—	—	1.531	<5	620
1.515	4	1.514	10	570
1.510	11	1.507	40	0.12.0
1.4896	11	1.489	30	481
1.4555	16	1.454	30	3.11.0
—	—	1.428	10	4.10.1
1.4078	25	1.406	75	661
1.3793	7	1.377	30	512
1.3532	10	1.350	10	1.11.2

Приложения. 1 — Малоседельниковское месторождение, обр. Р-27 (спессартин-родонитовый агрегат); 2 — месторождение Вабуш (Лабрадор), Канада (Klein, 1964; ASTM-17-727).

Звездочкой отмечены отражения, использованные для расчета параметров элементарной ячейки.

Тремолит. В отличие от манганокуммингтонита марганцевый тремолит в среднеуральских родонитовых породах является очень редким минералом. Ранее он упоминался на Кургановском и Малоседельниковском месторождениях (Лукошков, 1983; Вертушков, 1986). Однако тщательная проверка этих данных показала, что амфибол здесь представлен манганокуммингтонитом. Тремолит же обнаружен только на Бородулинском месторождении. Этот минерал встречается в некоторых спессартиновых агрегатах с повышенными содержаниями кальция (обр. BR-Al-95, участок 7), в которых он ассоциирует с высококальциевыми родонитом и спессартином, а также с марганцовистым кальцитом, цельзианом и гейтманитом.

Таблица 18. Химический состав (мас.%) и коэффициенты в кристаллохимических формулах тремолита Бородулинского месторождения

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	56.81	56.60	56.67	56.69±0.09
Al ₂ O ₃	0.00	0.90	0.00	0.30±0.42
FeO*	2.41	2.45	2.95	2.60±0.25
MnO	5.76	5.48	6.21	5.52±0.30
MgO	20.58	19.85	20.31	20.25±0.30
CaO	11.57	11.16	11.80	11.51±0.30
K ₂ O	0.36	0.40	0.00	0.25±0.18
H ₂ O**	2.14	2.13	2.14	2.13±0.01
Сумма	99.63	98.97	100.08	99.25

Коэффициенты рассчитаны на 46 зарядов

Si	7.98	7.97	7.95	7.97
Al _V	0.00	0.00	0.00	0.03
Сумма Т	7.98	7.97	7.95	8.00
Al _{V1}	0.00	0.15	0.00	0.02
Fe	0.28	0.29	0.35	0.31
Mn	0.43	0.33	0.51	0.42
Mg	4.31	4.17	4.24	4.24
Сумма С	5.02	4.91	5.10	4.99
Mn	0.26	0.32	0.23	0.27
Ca	1.74	1.68	1.77	1.73
Сумма В	2.00	2.00	2.00	2.00
K	0.06	0.07	0.00	0.05
Сумма А	0.06	0.07	0.00	0.05

При мечания. FeO* — общее содержание железа; H₂O** — рассчитанное содержание воды.

Анализы выполнены в лаборатории электронной микроскопии и микроанализа АО «Механобраналит». 1–3 — исходные анализы; 4 — средний состав минерала.

Тремолит образует небольшие (0.1–0.5 мм по удлинению) тонко-призматические (до игольчатых) кристаллы, равномерно рассеянные в основной массе спессартиновых агрегатов. Из-за мелких размеров индивидов в шлифах тремолит не отличим от манганокуммингтонита. По сравнению с манганокуммингтонитом химический состав бородулинского тремолита (табл. 18) характеризуется более низкими содержаниями марганца и железа, но повышенными концентрациями кальция и магния.

Пирофанит, $MnTiO_3$. Этот редкий минерал из группы ильменита обычно встречается как акцессорный компонент в метаморфизованных марганцевых породах (Lee, 1955; Минералы, 1967; Ватанабе и др., 1973б; Рой, 1986, и др.).

Таблица 19. Химический состав (мас.%) и коэффициенты в кристаллохимических формулах пирофанита

Компо-ненты	Месторождение									
	Малоседельниковское						Кургановское			
	P-12						K-16		K-15-95	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
TiO ₂	50.87	50.56	47.72	50.51	51.61	50.25±1.32	54.03	54.62	54.33±0.30	52.32
Fe ₂ O ₃ *	5.67	5.89	7.77	8.26	5.64	6.71±1.09	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.16	7.01	5.59±1.59	22.68
MnO	44.74	43.46	46.05	41.75	43.01	43.60±1.63	40.49	37.00	38.75±1.75	24.05
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.03	0.06±0.03	0.00
Сумма	101.13	99.91	101.54	100.52	100.26		100.56	98.76	98.66	98.73
										99.05
Коэффициенты рассчитаны на 3 атома кислорода										
Ti	0.95	0.96	0.90	0.94	0.98	0.94	1.03	1.03	1.03	1.00
Fe ³⁺	0.05	0.04	0.10	0.06	0.02	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.03	1.03	1.03	1.00
Fe ³⁺	0.06	0.07	0.05	0.10	0.09	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.12	0.12	0.48
Mn	0.94	0.92	0.98	0.88	0.91	0.92	0.79	0.83	0.83	0.52
Сумма	1.00	0.99	1.03	0.98	1.00	0.99	0.94	0.95	0.95	1.00
Лабор.	2	2	2	2	2		4	4		4

Примечания. Fe₂O₃* и FeO* — общее содержание железа.

Лабор. — номер лаборатории, в которой выполнены анализы (см. «Введение»). 1–5, 7–8 и 10 — исходные анализы; 6 и 9 — средний состав минерала.

Минеральные агрегаты: P-12 и K-16 — спессартиновые; K-15-95 — спессартин-кварцевый.

В родонитовых породах Среднего Урала пирофанит в небольших количествах (в среднем 0.5–1 об.%, редко до 5–7 об.%) постоянно присутствует в составе спессартиновых и спессартин-родонитовых агрега-

тов. Он образует мелкие (0.1–1.5 мм), плохо ограненные зерна пластинчатой формы (см. рис. 39), ассоциирующие с родонитом, гранатом, пироксмангитом, манганокуммингтонитом, кутнагоритом, кальцитом и цельзианом. Макроскопически участки породы, обогащенные пирофанитом, имеют коричневый цвет. В шлифах минерал непрозрачен, в очень мелких зернах просвечивает темно-красным цветом, не плеохроирует. Спайности не наблюдалось.

По химическому составу (табл. 19) в изученных породах четко выделяются две разновидности пирофанита: первая содержит относительно небольшое количество железа, а во второй концентрации Fe и Mn практически одинаковы. Кроме того, при пересчете микроанализов малоседельниковского пирофанита на кристаллохимическую формулу лучшие результаты получаются, если железо представлено в трехвалентной форме, а кургановского — в двухвалентной.

Галаксит, $MnAl_2O_4$. Этот редкий минерал из группы шпинели встречается в метаморфизованных вулканогенно-осадочных марганцевых месторождениях в ассоциации с сонолитом, аллеганитом, родохрозитом, якобситом, пирофанитом, манганофиллитом, алабандином и другими минералами. Впервые как новый минеральный вид галаксит был описан в 1932 г. К.Россом и П.Керром в марганцевых породах месторождения Белд Кноб (США, штат Северная Каролина) (Ross, Kerr, 1932). К настоящему времени галаксит установлен в месторождениях Иои (префектура Сига), Фукумаки (префектура Ямагучи), Нода-Тамагава (префектура Ивате) и др. (всего 12 месторождений), Япония; Братфорс, Швеция; месторождении района Лафаете (штат Минас-Жерайс), Бразилия; Комбат, Намибия (Lee, 1955; Coutinho e. a., 1976; Fukuoka, Hirowatari, 1980; Fukuoka, 1981; Рой, 1986, Минералы, 1996). В России галаксит впервые обнаружен нами в родонитовых породах Малоседельниковского месторождения (Брусницын и др., 1995), а к настоящему времени этот минерал установлен и на Бородулинском месторождении.

На Малоседельниковском месторождении галаксит встречается в составе родохрозит-сонолитовой ассоциации, на Бородулинском же месторождении он, кроме того, изредка присутствует в некоторых родохрозит-тефроитовых агрегатах.

Галаксит представлен мелкими (0.01–0.5 мм) округлыми зернами, которые находятся в виде включений в кристаллах сонолита, тефроита, родохрозита и алабандина, а также изредка наблюдаются в интерстициях между индивидами перечисленных выше минералов (рис. 48). Встречаются как отдельные зерна галаксита, так и их короткие цепочки. Количество галаксита может быть различным: в некоторых шлифах обна-

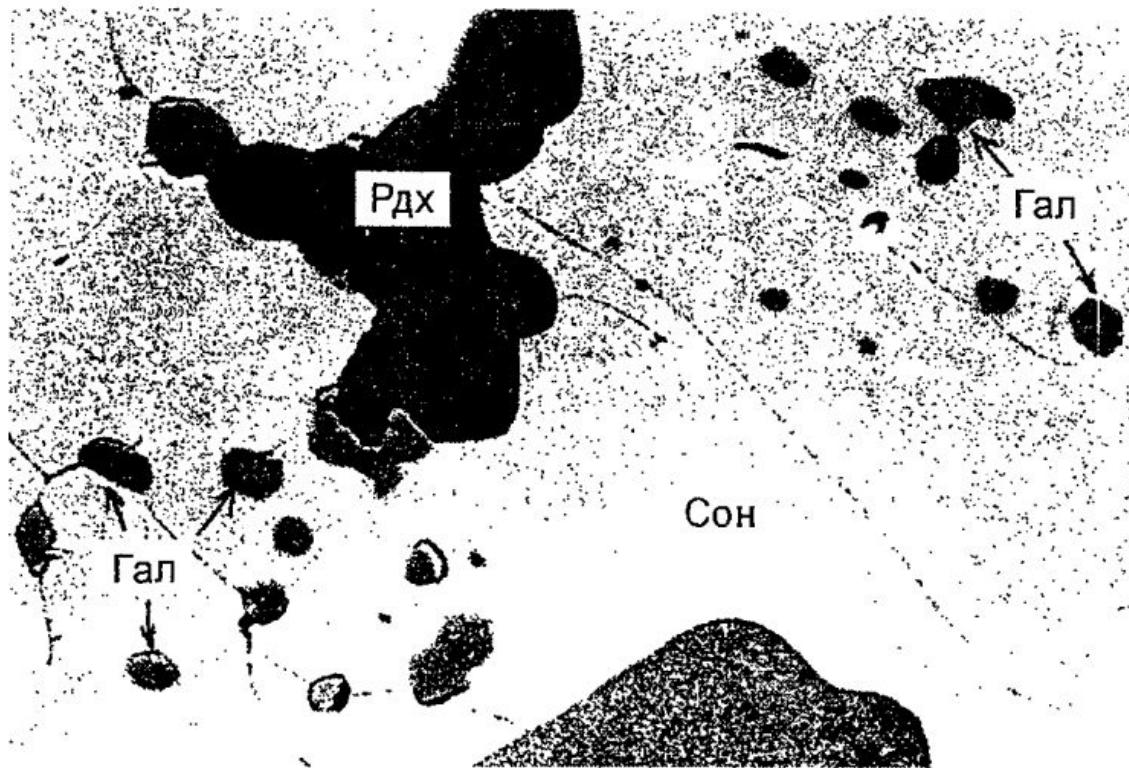


Рис. 48. Включения зерен галаксита (Гал) в кристаллах сонолита (Сон) и родохрозита (Рдх). РЭМ-фото. Малоседельниковское месторождение, обр. Р-4.

ружены лишь единичные зерна этого минерала, в других они составляют до 2–7 % от объема породы. Иногда выделения галаксита с периферии замещаются келлиитом.

Цвет галаксита в шлифах красновато-желтый, оранжевый; порошок фракции 0.02–0.05 мм имеет густую красно-бурую окраску. Оптический спектр изученного галаксита (рис. 49) характеризуется наличием трех полос поглощения различной интенсивности. Основной цветовой тон этого минерала обусловливает широкая интенсивная полоса с максимумом 520 нм. Сходная конфигурация спектров поглощения отмечается у многих других марганцевых минералов (Платонов, 1976). В шлифах галаксит легко узнается: он изотропен, имеет характерную окраску (все минералы родохрозит-сонолитовой ассоциации, кроме галаксита, келлиита и алабандина, в проходящем свете бесцветны) и высокий показатель преломления, равный 1.845(3). Минерал не растворяется в соляной и плавиковой кислотах.

ИК-спектр галаксита из Малоседельниковского месторождения (рис. 50) имеет вид, типичный для минералов группы шпинели. Полосы ИК-спектра галаксита занимают промежуточное положение между час-

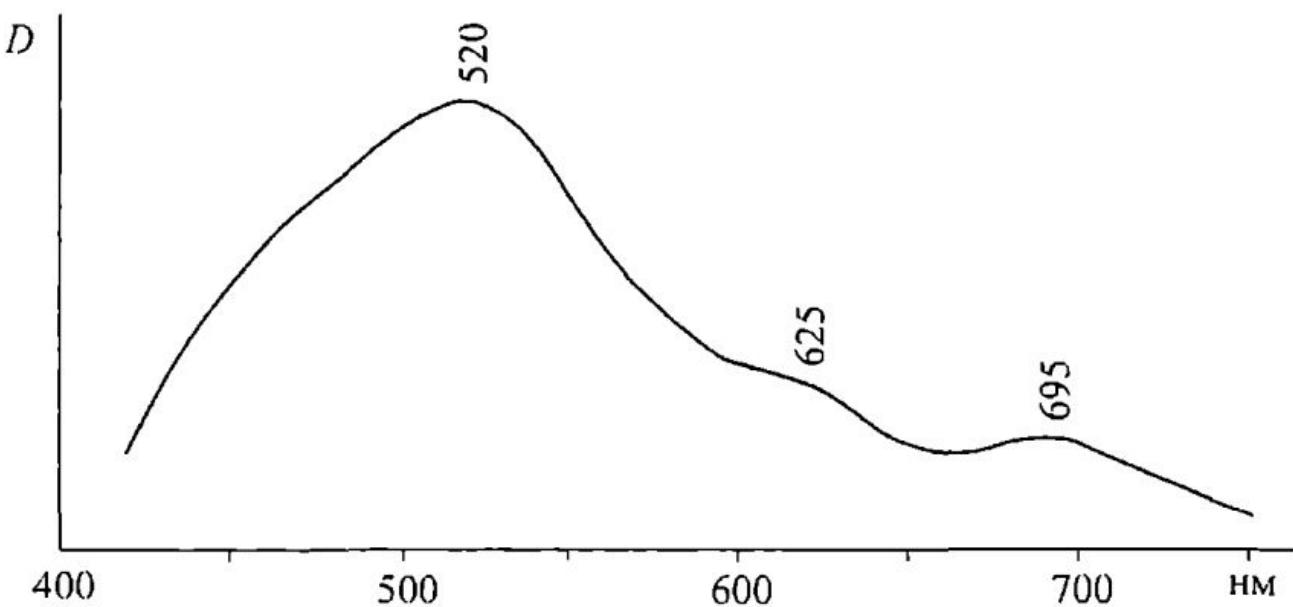


Рис. 49. Оптический спектр галаксита Малоседельниковского месторождения (обр. Р-4).

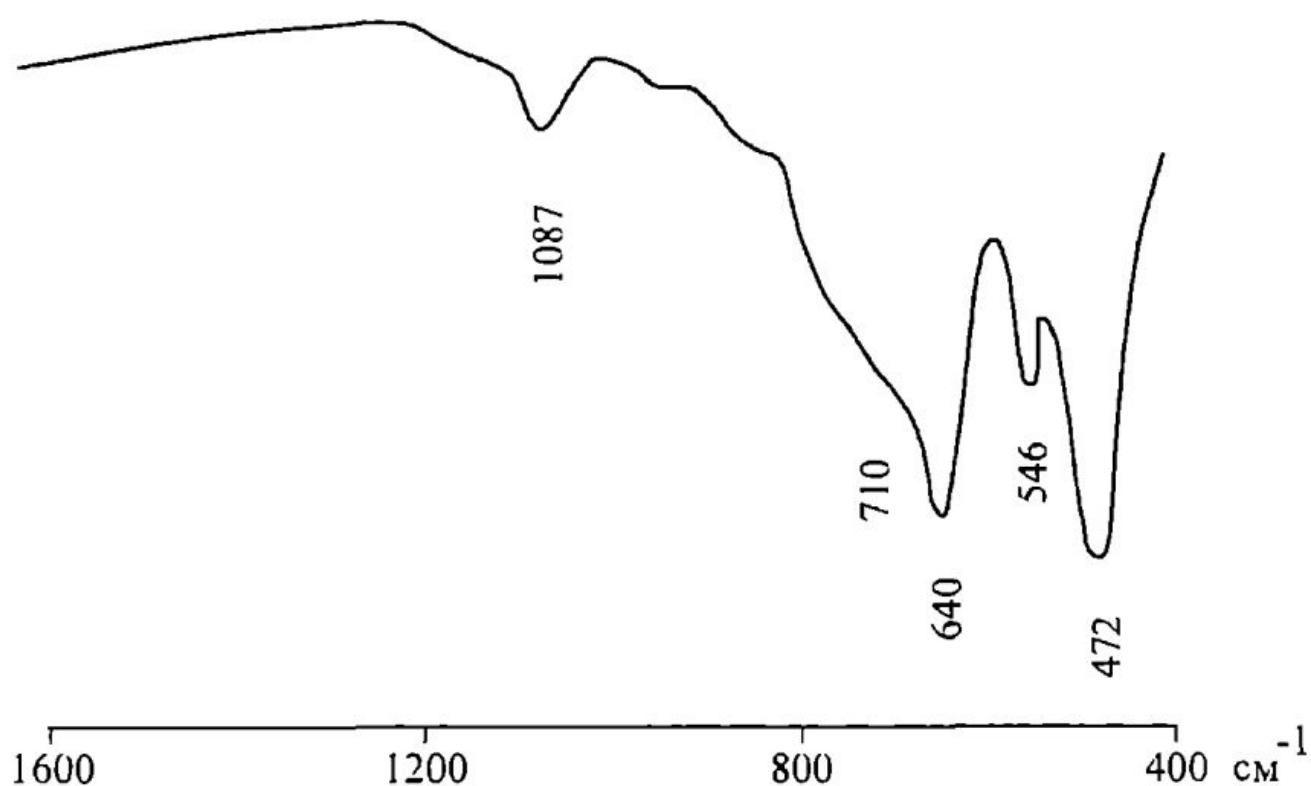


Рис. 50. ИК-спектр галаксита Малоседельниковского месторождения (обр. Р-4).

тотами полос ИК-спектров алюмо- и ферришпинелидов. Наиболее близкие к галакситу частоты полос ИК-спектра отмечаются у герцинита (ИК-спектр герцинита имеет полосы с частотами 655 и 504 см^{-1}).

Химический состав и кристаллохимические формулы галаксита приведены в табл. 20. Соотношение количеств двух- и трехвалентного железа рассчитано по суммарной концентрации этого элемента с учетом нормального для минералов группы шпинели отношения катионов $R^{2+} : R^{3+} = 1:2$. Состав изученного минерала отличается от состава галаксита из других месторождений (анализы некоторых из них также приведены в табл. 20) отсутствием титана и наиболее низкими концентрациями магния и железа. В среднеуральском галаксите отмечаются также незначительные примеси кремния и ванадия. Эмпирические формулы малоседельниковского галаксита очень близки к теоретической формуле этого минерала.

Таблица 20. Химический состав (мас.%) и коэффициенты в кристаллохимических формулах галаксита

Компоненты	Месторождение											
	Малоседельниковское, обр. Р-4								Белд Кноб, США		Тагу-чи, Япония	Оаши, Япо-ния
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	0.14	0.15	0.03	0.03	0.33	0.01	0.11	0.11±0.10	0.00	0.00	0.00	0.33
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.19	0.23
Al ₂ O ₃	56.82	55.83	57.02	57.52	56.37	56.48	56.53	56.65±0.50	56.30	49.40	50.62	58.13
V ₂ O ₃	0.19	0.29	0.22	0.28	0.21	0.51	0.46	0.31±0.12	0.14	0.14	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	2.06	3.35	2.01	1.43	2.36	1.80	2.47	2.21±0.56	4.60	14.50	12.38	3.67
FeO	0.50	0.53	0.57	0.79	0.62	1.11	0.91	0.72±0.21	0.00	1.40	0.29	6.86
MnO	40.11	39.94	40.13	40.03	40.41	39.26	39.82	39.96±0.33	39.10	33.50	32.52	25.50
MgO	0.02	0.06	0.00	0.00	0.06	0.00	0.01	0.02±0.03	0.83	1.47	4.69	5.92
Сумма	99.84	100.15	99.98	100.08	100.36	99.17	100.31		99.98	101.70	102.36	100.69
												100.27

Коэффициенты рассчитаны на 4 атома кислорода

Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
V	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.95	1.91	1.95	1.96	1.92	1.95	1.93	0.94	1.91	1.77	1.72	1.90
Fe ³⁺	0.05	0.07	0.04	0.03	0.05	0.04	0.05	0.05	0.10	0.23	0.27	0.08
Сумма А	2.00	1.99	2.00	2.00	1.98	2.00	1.99	2.00	2.01	2.00	1.99	1.99
Fe ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.00	0.03	0.01	0.16
Mn	0.99	0.98	0.99	0.98	0.99	0.97	0.98	0.98	0.95	0.86	0.80	0.60
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.07	0.20	0.25
Сумма В	1.00	0.99	1.00	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00	0.99	0.96	1.01	1.01

П р и м е ч а н и я. Анализы уральского галаксита выполнены в лаборатории растровой электронной микроскопии и микроанализа геологического факультета СПбГУ. 1–7 — исходные анализы; 8 — средний состав минерала. Анализы галаксита из других месторождений приводятся по данным: 9 и 10 — Е. Ессена и Д. Пикора (Essene, Peacor, 1983); 11 — М. Фукуока и Ф. Хироватарии (Fukuoka, Hirowatari, 1980); 12 — Д. Ли (Lee, 1955).

Рентгенограмма изученного минерала соответствует данным для галаксита из других месторождений и его синтетического аналога (табл. 21). Параметр a_0 элементарной ячейки галаксита, рассчитанный по порошкограмме, равен 8.232(1) Å.

Таблица 21. Результаты расчета дифрактограммы галаксита

I	2	3				
<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>hkl</i>
2.912*	62	2.90	60	2.90	75	220
2.483*	100	2.47	100	2.474	100	311
2.059*	20	2.05	30	2.051	30	400
1.887	5	—	—	1.882	4	331
1.680*	18	1.67	10	1.675	18	422
1.584*	42	1.58	60	1.579	50	511
1.455*	50	1.45	60	1.450	40	440
1.302	5	1.29	5	1.297	6	620
1.255	8	1.25	10	1.251	9	533
1.100	5			1.096	8	642
1.072	10			1.068	15	731
1.0292	4			1.0255	7	800
0.9702	3			0.9670	6	822
0.9508	9			0.9474	12	751
0.8776	3			0.8745	3	664
0.8626	9			0.8600	13	931
0.8394	15			0.8373	20	844
0.8074	8			0.8045	10	10.2.0
0.7956	17			0.7931	25	951
0.7921	3			0.7899	4	10.2.2

Приложения. 1 — Малоседельниковское месторождение, рефлексы с интенсивностью 1 и 2 в таблице не приведены; 2 — месторождение Иси (префектура Шига), Япония (Lee, 1955; ASTM-12-431); 3 — синтетический галаксит (ASTM-29-880).

Звездочкой отмечены отражения, использованные для расчета параметров элементарной ячейки.

Алабандин, MnS. Это сравнительно редкий минерал. Однако для обогащенных марганцем метаморфизованных карбонатно-силикатных пород алабандин является довольно обычным акцессорным минералом, ассоциирующим с родонитом, тефроитом, родохрозитом, пиритом, пирротином, сфалеритом и др. (Минералы, 1960; Fukuoka, 1981; Winter e. a., 1981; Рой, 1986, и др.).

На Среднем Урале алабандин встречается на всех изученных месторождениях родонита, в которых он относится к числу наиболее типичных второстепенных минералов (Вертушков, 1986; Брусницын, Н-

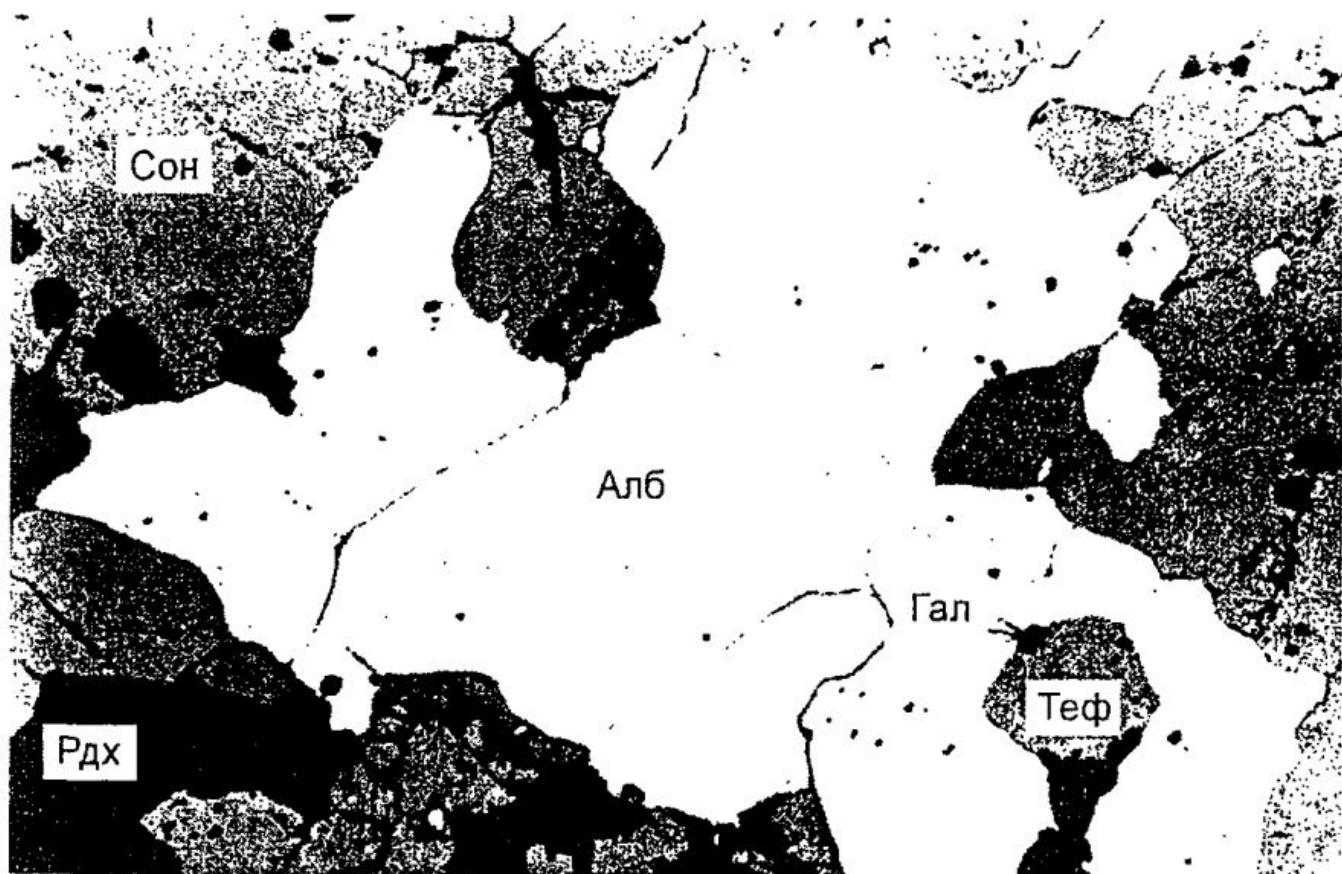


Рис. 51. Амебовидное зерно алабандина в родохрозит-сонолитовом агрегате. РЭМ-фото. Малоседельниковское месторождение, обр. Р-4.

Алб — алабандин, Сон — сонолит, Рдх — родохрозит, Тсф — тефроит, Гал — га-лаксит.

стеров, 1995). Алабандин здесь постоянно присутствует в составе родохрозит-сонолитовых, родохрозит-тефроитовых и тефроитовых агрегатов. Кроме того, на Бородулинском месторождении включения алабандина иногда встречаются среди ярко-малинового родонита-II, развивающегося по родохрозит-тефроитовым агрегатам (см. рис. 26). В редких случаях, когда родонит-II фактически полностью замещает небольшие родохрозит-тефроитовые обособления, практически неизмененные реликты алабандина сохраняются непосредственно среди родонитового агрегата. Такие участки хорошо заметны на общем розовом фоне породы, поскольку вокруг черных зерен алабандина всегда развивается камка насыщенного малинового родонита.

Алабандин представлен небольшими (от 0.01 до 3 мм в поперечнике) зернами неправильной, амебовидной формы, которые заполняют пространство между таблитчатыми и изометричными кристаллами сонолита, тефроита и неправильной формы индивидами родохрозита или выполняют трещины в этих минералах (рис. 51). Часто он содержит включения окружающих минералов, а также изометричные зерна спес-

сартина и галаксита, точно такие же, какие обнаружены в виде включений в сонолите и родохрозите. Кроме того, в зернах алабандина нередко устанавливаются микроскопические (около 10 мкм) округлые включения фазы, химический состав которой близок к составу сонолита, но отличается от него наличием серы (первые массовые проценты). Вероятнее всего, эти включения представляют собой реликты зерен сонолита, импрегнированные мельчайшими вростками алабандина. Включений алабандина в сопровождающих его минералах не обнаружено. Такие взаимоотношения алабандина с другими минералами свидетельствуют о том, что в рассматриваемых агрегатах алабандин кристаллизуется несколько позже сонолита, тефроита, родохрозита, спессартина и галаксита. В основной массе родохрозит-сонолитовых и родохрозит-тефроитовых агрегатов встречаются как отдельные зерна алабандина, так и их короткие цепочки и небольшие скопления. Количество алабандина не превышает 0.5–1% от объема породы.

Окраска алабандина в образце темно-серая до черной, блеск металлический. В отраженном свете алабандин имеет светло-серый цвет, внутренние рефлексы темно-зеленого цвета. Минерал изотропный, отражательная способность у него средняя, немного выше, чем у сфалерита (рис. 52). В шлифах алабандин непрозрачный, в тонких сколах иногда просвечивает темно-зеленым цветом. Твердость микровдавливания (ПМТ-3, $P = 20$ г) равна 145(5) кгс/мм². Прекрасным диагностическим свойством алабандина является его бурная реакция с соляной кислотой

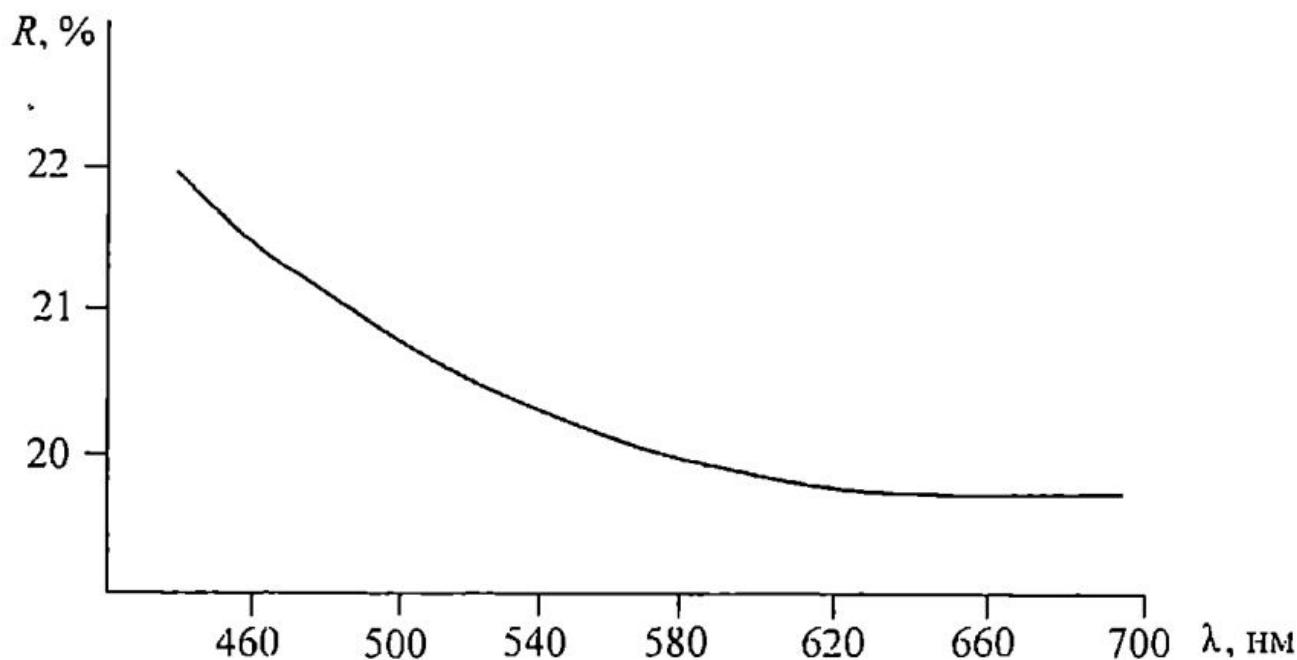


Рис. 52. Спектр отражения алабандина Малоседельниковского месторождения (обр. Р-4).

(концентрация 1:1) с обильным выделением H_2S . Даже при таком незначительном содержании алабандина в породе, как в изученных образцах, при воздействии на нее HCl ощущается резкий запах сероводорода.

Изученный алабандин неоднороден по химическому составу (табл. 22). Наиболее низкие концентрации главного примесного элемента — железа (менее 1 мол.% FeS) отмечаются в малоседельниковском алабандине из родохрозит-сонолитового агрегата (рис. 53). Кроме того, в этом

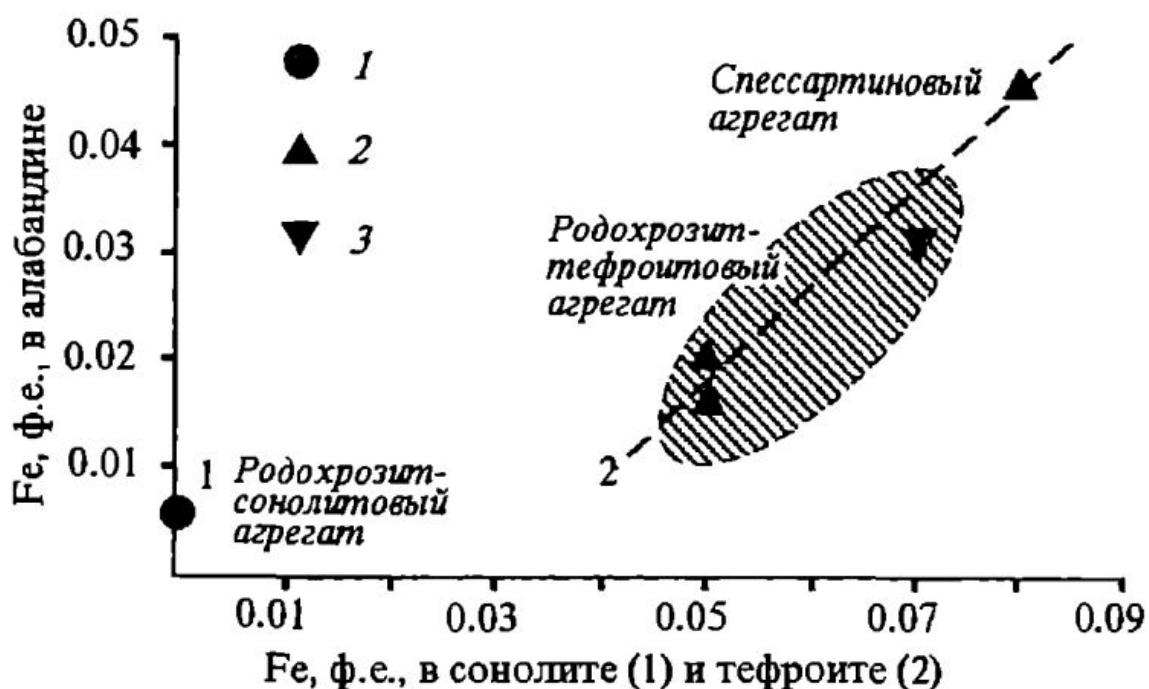


Рис. 53. Соотношение содержаний железа в алабандине и сосуществующих силикатах.

Месторождения: 1 — Малоседельниковское; 2 — Бородулинское; 3 — Кургановское.

же образце в лаборатории растровой электронной микроскопии и микроанализа СПбГУ А.Нестеровым с помощью спектрометра WDX-2A были проанализированы содержания меди, цинка и никеля. Исследования показали, что концентрации Cu, Zn и Ni ниже предела их обнаружения данным методом (менее 0.01 мас.%). На Кургановском месторождении алабандин из ассоциации с тефроитом и родохрозитом содержит от 1.5 до 3.2 мол.% FeS, а сосуществующий со спессартином и тефроитом — 4.6 мол.% FeS. В составе алабандина из спессартинового агрегата, помимо относительно высоких концентраций железа, установлены также повышенные количества магния (около 0.5 мол.% MgS). Обычно выделения алабандина гомогенны по химическому составу, и лишь из-

Таблица 22. Химический состав (мас.%) и коэффициенты в кристаллохимических формулах алабандина

Компо-ненты	Месторождение										
	Малоседельниковское						Бородулинское				
	Р-4						BR-AI-95				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Mn	62.66	62.58	62.64	62.34	62.27	63.18	62.61 ± 0.29	62.56	63.04	62.80 ± 0.24	
Fe	0.39	0.39	0.40	0.38	0.35	0.37	0.38 ± 0.08	2.11	2.02	2.07 ± 0.05	
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
S	37.05	37.11	36.97	37.09	37.16	36.62	37.00 ± 0.18	36.25	36.09	36.17 ± 0.08	
Сумма	100.10	100.08	100.01	99.81	99.78	100.17		99.99	100.92	101.15	
										100.99	

Коэффициенты рассчитаны по сумме $Mn + Fe + Mg + Ca + S = 2$

Минералы	Кургановское месторождение									
	K-10Tr						K-10Sp			
	11	12	13	14	15	16	17			
Mn	61.05	61.84	61.45 ± 0.40	61.91	62.59	62.25 ± 0.34				59.70
Fe	1.42	1.17	1.30 ± 0.13	1.17	0.97	1.07 ± 0.10				2.96
Mg	0.04	0.00	0.02 ± 0.02	0.00	0.00	0.00				0.11
Ca	0.05	0.04	0.05 ± 0.01	0.00	0.11	0.06 ± 0.06				0.00
S	36.55	36.62	36.59 ± 0.04	37.04	36.70	36.87 ± 0.17				36.54
Сумма	99.11	99.66	99.41	100.02	100.28		100.25			99.31

Коэффициенты рассчитаны по сумме $Mn + Fe + Mg + Ca + S = 2$

Минералы	Алабандинское месторождение						
	K-10Tr			K-10Sp			
	11	12	13	14	15	16	17
Mn	0.973	0.982		0.978	0.977	0.987	0.982
Fe	0.022	0.018		0.020	0.018	0.015	0.017
Mg	0.001	0.000		0.001	0.000	0.000	0.000
Ca	0.001	0.001		0.001	0.000	0.002	0.001
S	1.001	0.999		1.000	1.005	0.996	1.000
Лабор.	4	4		4	4		4

Примечания. Минеральные агрегаты: Р-4 — родохрозит-сонолитовый; BR-AI-95 и K-10Tr — родохрозит-тефронитовые; K-10Sp — спессартиновый с тифлонитом.

Лабор. — номер лаборатории, в которой выполнены анализы (см. «Введение»). Анализы 1–6, 8–9, 11–12, 14–15 и 17 — исходные данные; 7, 10, 13 и 16 — средние составы минерала. В обр. K-10Tr анализы 11–13 — центральные зоны кристаллов; 14–16 — краевые зоны.

изредка в них можно обнаружить слабо проявленную зональность в распределении железа (обр. К-10Тр). Центральные зоны таких кристаллов по сравнению с их периферией незначительно обогащены FeS.

Во всех случаях состав алабандина хорошо коррелирует с составом существующих с ним силикатов. Так, для трех проанализированных образцов коэффициент корреляции между концентрациями железа в алабандине и тефроите равен 0.978. Эта величина значима с доверительной вероятностью не ниже 85%. Ассоциирующий же с маложелезистым алабандином сонолит (обр. Р-4) вообще не содержит примеси Fe.

В целом такой же состав характерен для алабандина из метаморфизованных марганцевых руд (Fukuoka, 1981).

Дифрактограмма среднеуральского алабандина соответствует стандартной рентгенограмме этого минерала (ASTM-6-518). Параметр элементарной ячейки минерала равен (\AA): обр. Р-4 — 5.223(2), обр. BR-Al-95 — 5.2202(5).

При выветривании родонитовых пород алабандин легко замещается вторичными гидроксидами марганца.

Неотокит. Неотокит представляет собой рентгеноаморфный или плохо окристаллизованный водосодержащий силикат марганца с приблизительной формулой $\text{MnSiO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Этот минерал был открыт Н. Норденшельдом в 1849 г. на руднике Сванберг (Svanberg), Швеция. В последующие годы очень близкие к неотокиту по физическим свойствам и химическому составу минералы были обнаружены во многих марганцевых месторождениях различного генезиса, причем нередко каждой находке давали самостоятельное название — пенвитит, стратопиит, линстейнит, стуртит и др. В настоящее время решением КНМ MMA все эти названия признаны излишними и заменены единым термином «неотокит» (Clark e. a., 1978).

Обычно неотокит встречается в марганцевых месторождениях как низкотемпературный гидротермальный или гипергенный минерал, ассоциирующий с кварцем, родонитом, родохрозитом, баритом, сфалеритом и др. (Минералы, 1992). Кроме того, известна находка неотокита в камерных пегматитах месторождения Фут (США, штат Северная Каролина), где он образует корочки на поверхности друз альбита и апатита (Sampson, 1987). А недавно марганцевый силикат, аналогичный неотокиту по всем физическим свойствам, рентгенометрической характеристике и ИК-спектру, был обнаружен в чароититах месторождения «Сиреневый камень». Авторы находки (Лабезник, Никишова, 1992) не называют минерал из чароититов неотокитом только потому, что он отличается от неотокита повышенными содержаниями щелочных элементов (K_2O —

5.26, Na_2O — 2.82 мас.%). По нашему мнению, такие высокие концентрации натрия и калия в установленном К.Лабезником и Л.Никишовой минерале, по-видимому, обусловлены присутствием в нем тонкодисперсных включений апофиллита, а сам минерал, скорее всего, является неотокитом.

На Урале неотокит впервые установлен А.Симоновым (1953) в родонитовых породах Малоседельниковского месторождения. Затем неотокит из этого же месторождения упоминается А.Серковым (1989). А в породах Кургановского месторождения этот минерал описан Г.Вертушковым (1986) под названием «курганит». Нами исследован неотокит из родонитовых пород Малоседельниковского и Бородулинского месторождений.

В изученных месторождениях неотокит встречается в составе поздних родохрозит-родонит(пиroxмангит)-кварцевых прожилков, секущих родонитовую породу. В этих прожилках неотокит является наиболее поздним минералом. Он образует небольшие (0.1–3.0 мм в поперечнике) выделения неправильной формы, которые заполняют интерстиции между идиоморфными кристаллами родонита-III, пластинчатыми индивидами родохрозита-II и изометричными зернами кварца-II. Границы зерен неотокита с сопутствующими минералами резкие, ровные. Кроме того, неотокит изредка выполняет тончайшие трещинки, пересекающие кристаллы родонита-III.

Неотокит имеет характерный стекловидный облик. Цвет минерала меняется от красновато-коричневого до темно-бурого. Блеск смоляной, жирный. Минерал непрозрачный, в тонких сколах просвечивает. Хрупкий. Спайности нет, излом раковистый. Твердость 3–3.5. В шлифах неотокит окрашен в желтый цвет, изотропный. Лишь при сильных увеличениях (200' и выше) в некоторых зернах неотокита выявляются очень небольшие (около 0.01 мм) анизотропные участки, появление которых, вероятно, обусловлено более поздними процессами раскристаллизации аморфной массы этого минерала. Показатель преломления неотокита равен 1.541(2). Макроскопически неотокит часто бывает похож на гипергенные оксиды марганца. И, видимо, именно по этой причине данный, довольно распространенный в марганцевых месторождениях, минерал редко отмечается в составе родонитовых пород Среднего Урала.

Для инфракрасного спектра неотокита (рис. 54) характерно несколько полос поглощения различной интенсивности. Полосы с частотами 1640 и 3450 см^{-1} свидетельствуют о наличии в неотоките слабосвязанной или цеолитной воды, а полосы с частотами 3650 и 3250 см^{-1} указывают на присутствие в составе этого минерала групп $(\text{OH})^-$. Положе-

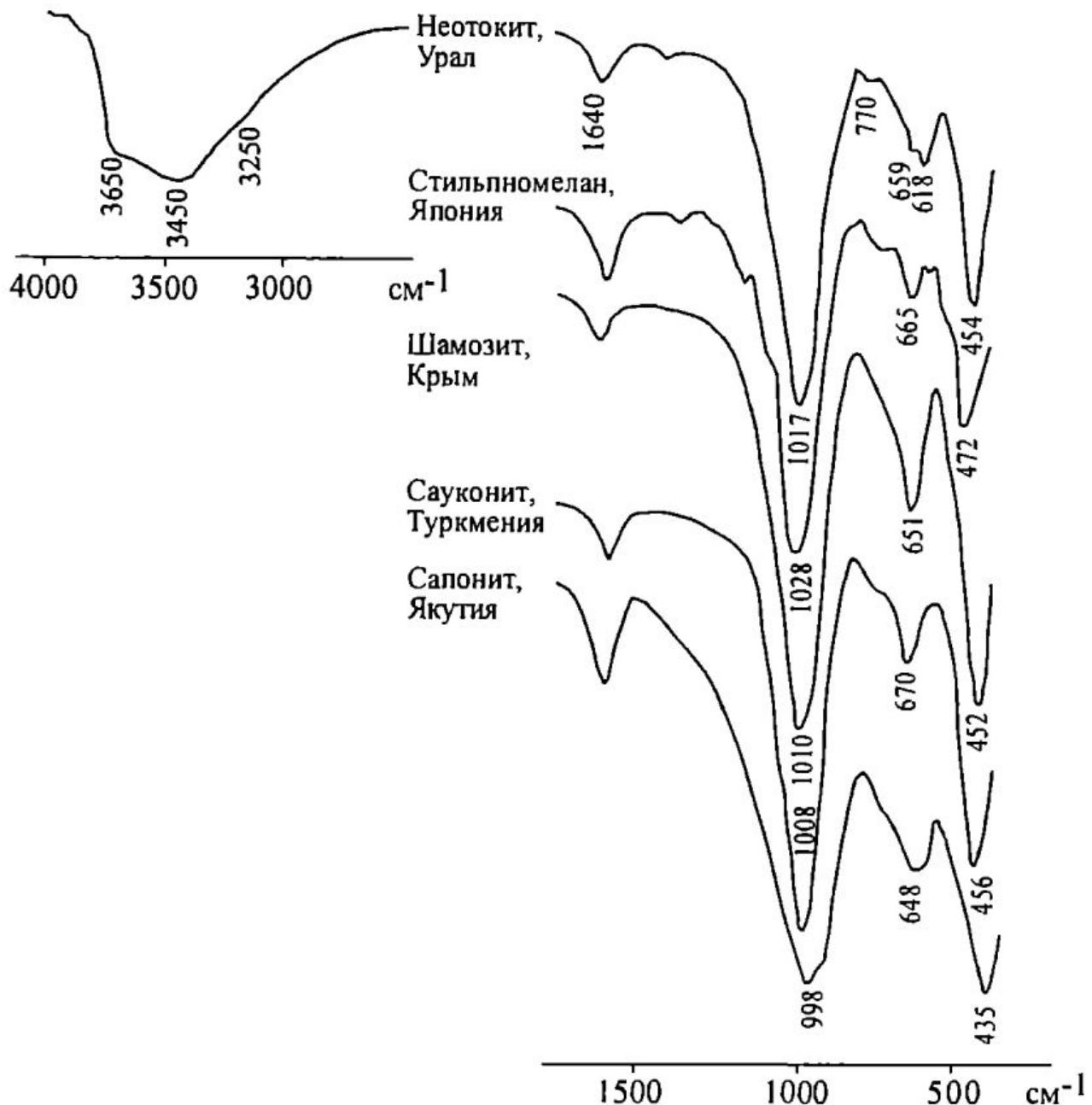


Рис. 54. ИК-спектры неотокита Малоседельниковского месторождения и некоторых слоистых силикатов.

Данные для стильпномелана заимствованы из справочника «Минералы» (1992). Для шамозита, сауконита и сапонита предоставлены Н.В.Чукановым.

ние основной, наиболее интенсивной полосы поглощения 1017 cm^{-1} (валентные колебания Si-O) соответствует стехиометрии анионного радиала слоистых силикатов. Об этом свидетельствует значение отношения O:(Si+Al/2)=2.6±0.1, которое было рассчитано по методу Н. Чуканова (1995). Очень близкие ИК-спектры имеют триоктаэдрические слоистые минералы: стильпномелан, смектиты (сапонит, сауконит), шамозит и некоторые другие.

Подобное большое сходство ИК-спектров неотокита и силикатов со слоистой структурой отмечалось также и предыдущими исследователя-

Таблица 23. Химический состав (мас.%)
и коэффициенты в кристаллохимических формулах неотокита

Компоненты	Месторождение			
	Малоседель- никовское		Бородулинское	
	1	2	3	4
SiO ₂	41.12	43.04	42.99	43.02±0.03
Al ₂ O ₃	1.62	0.00	0.56	0.28±0.28
Fe ₂ O ₃ *	0.00	3.21	3.58	3.40±0.17
MnO	32.18	35.34	38.76	37.05±1.71
MgO	8.76	1.26	1.53	1.40±0.14
CaO	2.18	0.41	0.34	0.38±0.04
K ₂ O	0.00	5.10	1.14	3.12±1.98
H ₂ O ⁺	13.00	Не опр.	Не опр.	Не опр.
CO ₂	0.80	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	99.72	88.36	88.90	88.65

Коэффициенты рассчитаны на 3 атома кислорода

Si	0.97	1.04	1.01	1.03
Al _{IV}	0.03	0.00	0.00	0.00
Сумма	1.00	1.04	1.01	1.03
Al _{VI}	0.03	0.00	0.02	0.01
Fe ³⁺	0.00	0.06	0.06	0.06
Mn	0.64	0.72	0.76	0.75
Mg	0.31	0.05	0.05	0.05
Ca	0.03	0.01	0.01	0.01
K	0.00	0.16	0.04	0.10
Сумма	1.02	1.00	0.94	0.98

П р и м е ч а н и я. Fe₂O₃* — общее содержание железа. 1 — данные А. Симонова (1953); 2—4 — наши данные.

Анализы выполнены в лаборатории электронной микроскопии и микроанализа АО «Механобраналит». 2 и 3 — исходные анализы; 4 — средний состав минерала.

Изучение неотокита из месторождения Брокен Хилл (Австралия) методом просвечивающей электронной микроскопии (Eggleton et al., 1983) подтвердило наличие в его строении фрагментов слойстой структуры. По данным этих исследователей строение неотокита можно представить как неплотную упаковку сфер, диаметр которых составляет 50–100 Å. Оболочка сфер сформирована чередующимися слоями SiO₄-тетраэдров и (Mn,Fe)O₆-октаэдров, а их внутреннее пространство, по-видимому, заполнено гидратированным аморфным веществом или просто полое. Сфера соединяются в физически изотропное вещество, около 10 об.% которого составляют поры. По мнению Р.Эгглетона с соавторами

ми, аморфизация неотокита и появление у него лишь зародышей слоистой структуры объясняются большими различиями в размерах крупных $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{O}_6$ -октаэдров и мелких SiO_4 -тетраэдров.

Таким образом, отнесение неотокита к плохо окристаллизованной разновидности слоистых силикатов основывается на данных нескольких современных методов исследования. Дальнейшее уточнение структурных особенностей неотокита требует скрупулезного изучения этого минерала с применением методов ЭПР, дифракции электронов и высокоразрешающей просвечивающей электронной микроскопии.

В родонитовых породах Малоседельниковского месторождения неотокит является наиболее поздним метаморфогенным минералом, который, как и многие другие минералы, на стадии гипергенного преобразования этих пород замещается гидроксидами марганца.

Бементит, $\text{Mn}_7(\text{Si}_6\text{O}_{15})(\text{OH})_8$. Это редкий силикат марганца слоистой структуры. Обычно он встречается в марганцевых месторождениях различного генезиса (Минералы, 1992). На Среднем Урале этот минерал установлен на Малоседельниковском месторождении.

Бементит диагностирован в составе тефроитового, родохрозит-тефроитового и спессартинового агрегатов, где он образуется за счет замещения тефроита или родонита. Бементит представлен очень мелкими (около 0.01–0.02 мм) выделениями неправильной, войлокоподобной формы, которые развиваются по трещинам в тефроите или родоните, а также выполняют интерстиции между зернами названных минералов. В породе бементит распределен крайне неоднородно, при общем содержании не более 0.5 об.%.

Окраска у бементита светлая, красновато-желтая, плеохроизма не наблюдалось. Показатель преломления n_{D} равен 1.645(2). Наблюдаемое в изученных шлифах двупреломление (около 0.009) ниже, чем то, которое обычно отмечается (Флейшер и др., 1987; Минералы, 1992) для этого минерала (0.023–0.026), что, скорее всего, обусловлено очень мелкими размерами зерен малоседельниковского бементита.

Химический состав, приведенный в табл. 24, свидетельствует о том, что характерной особенностью бементита из родохрозит-тефроитового агрегата являются очень низкие содержания Ti, Al, Mg, Ca, Na и K при концентрации Fe ниже предела обнаружения микрозондовым методом (менее 0.01 мас.%). Такой состав бементита близок к его теоретическому составу (SiO_2 — 37.18, MnO — 54.53 мас.%, сумма — 91.71). Невысокие содержания примесных элементов в бементите очень хорошо согласуются с химическим составом замещаемого им тефроита.

Таблица 24. Химический состав (мас.%)
и коэффициенты в кристаллохимических формулах бементита
Малоседельниковского месторождения

Компо-ненты	Обр. Р-18				Обр. Р-12		
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	38.28	38.49	38.75	38.51±0.19	38.49	39.22	38.86±0.37
TiO ₂	0.05	0.00	0.00	0.02±0.02	0.15	0.10	0.13±0.03
Al ₂ O ₃	0.03	0.00	0.07	0.03±0.03	3.51	3.32	3.42±0.10
FeO*	0.00	0.00	0.00	0.00	2.79	2.64	2.72±0.08
MnO	52.83	53.55	52.58	52.99±0.41	45.48	44.08	44.78±0.70
MgO	0.40	0.43	0.40	0.41±0.01	0.38	1.02	0.70±0.32
CaO	0.02	0.03	0.05	0.03±0.03	1.39	1.68	1.54±0.15
H ₂ O**	7.62	7.78	7.79	7.74±0.05	7.98	8.05	8.01±0.03
Сумма	99.23	101.38	99.60	99.79	100.17	100.03	100.16

Коэффициенты рассчитаны на 38 зарядов

Si	5.96	5.94	5.94	5.97	5.79	5.85	5.82
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02
Al _{IV}	0.01	0.00	0.01	0.01	0.19	0.14	0.16
Сумма	5.98	5.94	5.95	5.97	6.00	6.00	6.00
Al _{VI}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43	0.44	0.44
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35	0.33	0.34
Mn	6.96	7.01	6.89	6.91	5.79	5.67	5.68
Mg	0.09	0.09	0.09	0.10	0.09	0.23	0.16
Ca	0.00	0.01	0.01	0.01	0.22	0.26	0.25
Сумма	7.05	7.11	6.99	7.02	6.88	6.93	6.87
Лабор.	3	3	3		2	2	

Примечания. FeO* — общее содержание железа; H₂O** — рассчитанное содержание воды.

Минеральные агрегаты: Р-18 — родохрозит-тефроитовый; Р-12 — спессартиновый.

Лабор. — номер лаборатории, в которой выполнены анализы (см. раздел «Введение»). 1—3 и 5—6 — исходные анализы; 4 и 7 — средние составы минералов соответствующих образцов.

Состав бементита из спессартинового агрегата более сложный, что обусловлено более сложными химическим и минеральным составами данного агрегата в целом. Содержания Al, Fe, Ca в нем измеряются первыми процентами от массы, а концентрации Mg и Ti — десятыми долями массовых процентов. Подобные содержания довольно обычны для этого минерала из других месторождений (Минералы, 1992).

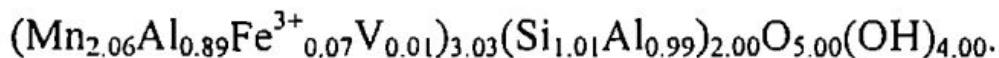
Келлиит, Mn₂Al(SiAlO₅)(OH)₄. Этот марганцевый аналог амезита впервые установлен в родонитовых породах месторождения Белд Кноб (США, штат Северная Каролина), а затем обнаружен в некоторых марганцевых рудах Французских Альп (Peacor e. a., 1974; Минералы, 1992).

Судя по литературным данным, до настоящего времени находок келлиита в России не было.

Нами келлиит обнаружен на Малоседельниковском месторождении в составе родохрозит-сонолитовых агрегатов. Здесь келлиит является наиболее поздним вторичным минералом, развивающимся путем замещения галаксита, сонолита и родохрозита. Он выполняет интерстиции между зернами перечисленных минералов или секущие их трещинки. Кроме того, нередко келлиит образует метасоматические каемки вокруг круглых зерен галаксита.

Обычно келлиит формирует спутанно-волокнистые и веерообразные обособления, в которых размер индивидуальных зерен не превышает 0.05 мм. Окраска минерала в шлифах светло-желтая, плеохроизма не наблюдалось. Показатель преломления n_{D} равен 1.645(2), двупреломление составляет 0.006–0.008.

Химический состав малоседельниковского минерала проанализирован в лаборатории растровой электронной микроскопии и микроанализа геологического факультета СПбГУ, аналитик А. Нестеров. Результаты анализа следующие (мас.%, в скобках приведены данные для келлиита из места его первой находки): SiO_2 — 17.35 (17.60), Al_2O_3 — 27.33 (28.55), $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{общ}}$ — 1.51(2.18), V_2O_3 — 0.15 (0.00), MnO — 41.61 (38.84), MgO — 0.00 (2.97), сумма — 87.95 (90.14). Рассчитанная на 14 зарядов кристаллохимическая формула келлиита имеет вид:



Цельзиан, $\text{Ba}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$. Будучи характерным акцессорным минералом Малоседельниковского и особенно Бородулинского месторождений, цельзиан представлен мелкими (20–200 мкм в поперечнике) зернами неправильной формы, рассеянными среди спессартиновых и спессартин-родонитовых агрегатов. Встречаются как обособленные зерна цельзиана, так и их короткие цепочки и небольшие скопления. Помимо граната и родонита, в ассоциации с цельзианом на Малоседельниковском месторождении установлены кутнагорит, пироксмангит, манганокуммингтонит, кварц, пирофанит и монацит, а на Бородулинском — кальцит, баритокальцит, марганцевый tremolite, гейтманит и шеелит.

Химический состав и кристаллохимические формулы изученного цельзиана (табл. 25) очень близки к теоретическим составу и формуле данного минерала. Общее содержание в нем примесных элементов (Fe, Mn, Ca, Na и K) не превышает 10 мол.%. Такой состав цельзиана довольно характерен для метаморфизованных марганцевых руд (Дир и

др., 1966а; Каюрова и др., 1977; Mottana, 1986; Yui e. a., 1989; Lagache, Catel, 1992; Buhn e. a., 1995, и др.).

Таблица 25. Химический состав (мас.%) и коэффициенты в кристаллохимических формулах цельзнана

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	32.00	32.68	32.50	32.79	32.66±0.12
Al ₂ O ₃	27.00	27.57	27.87	28.75	28.06±0.50
FeO*	0.00	0.00	0.10	0.00	0.03±0.05
MnO	0.00	0.38	0.09	0.53	0.33±0.18
BaO	39.00	38.75	39.13	38.81	38.90±0.17
Na ₂ O	0.00	0.58	0.00	0.00	0.19±0.27
K ₂ O	1.00	0.07	0.27	0.15	0.16±0.08
Сумма	99.00	100.18	99.96	101.02	99.99

Коэффициенты рассчитаны на 8 атомов кислорода

Si	2.01	2.01	2.00	1.98	2.00
Al	1.99	2.00	2.02	2.05	2.03
Сумма	4.00	4.01	4.02	4.03	4.03
Fe	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mn	0.00	0.02	0.00	0.05	0.02
Ba	0.96	0.93	0.94	0.92	0.93
Na	0.00	0.07	0.00	0.00	0.02
K	0.08	0.01	0.01	0.03	0.01
Сумма	1.04	1.03	0.96	1.00	0.98

Примечания. FeO* — общее содержание железа. Месторождения: 1 — Малосельниковское (обр. Р-27); 2—5 — Бородулинское (обр. BR-Al-95).

Анализы выполнены в лаборатории электронной микроскопии и микроанализа АО «Механобраналит». 2—4 — исходные анализы; 5 — средний состав минерала.

Баннистерит, K₁Mn₁₀[(Si,Al)₁₆O₃₈(OH)₈] · nH₂O. Входит в число очень редких марганецсодержащих силикатов слоистой структуры, встречающихся исключительно в метаморфизованных марганцевых месторождениях. Впервые как новый минеральный вид он был описан М. Смитом и К. Фронделем на месторождении Франклайн (США, штат Нью-Джерси) в ассоциации с родонитом, кальцитом, кварцем, сфалеритом и цинксодержащим амфиболом (Smith, Frondel, 1968). Позднее этот минерал установлен в сходных ассоциациях на месторождениях Брокен Хилл в Австралии, Като в Японии и Слейдарторп в Швеции (Mason, 1976; Plimer, 1977; Matsubara, Kato, 1989; Fettow e. a., 1992). В России баннистерит обнаружен С. Суставовым на Кургановском месторожде-

нии, а первое описание этого минерала выполнено нами с соавторами (Суставов и др., 1997).

На Кургановском месторождении банистерит является поздним гидротермальным минералом, который совместно с родохрозитом и кварцем изредка слагает отдельные небольшие (мощностью до 2–3 мм) прожилки, рассекающие неравномерно-зернистые родохрозитовые агрегаты. Минерал представлен относительно крупными (от 1–3 до 20–30 мм по удлинению при толщине до 3 мм) таблитчатыми кристаллами, ориентированными наибольшей плоскостью преимущественно параллельно стенкам трещины. Крупные пластины обычно содержат вrostки мелких индивидов банистерита, расположенные под различными углами к базальной плоскости минерала-хозяина. Кроме того, иногда встречаются крестообразные сростки пластинчатых кристаллов банистерита с углом срастания, близким к 60°, которые очень похожи на двойники.

Окраска банистерита в образце черная, под бинокулярным микроскопом тонкие пластинки просвечивают темно-коричневым или желтым цветом. Минерал обладает совершенной слюдоподобной спайностью в одном направлении, хрупок. По трещинам спайности иногда развиваются гипергенные гидроксиды марганца. Блеск на плоскостях спайности перламутровый до стеклянного. Чешуя желтовато-коричневая. Твердость по Моосу 3–4. Частично растворяется в подогретой соляной кислоте с образованием хлопьевидного осадка.

В шлифах банистерит имеет коричневую окраску с очень интенсивным плеохроизмом: N_g — темно-коричневый, N_p — бледно-желтый со слабым зеленоватым оттенком, до почти бесцветного. Погасание прямое. Измеренные иммерсионным методом оптические константы кургановского банистерита следующие: $n_g = 1.623(2)$, $n_m^{\text{выч}} = 1.621$, $n_p = 1.556(2)$, $n_g - n_p = 0.065-0.067$, $-2V = 13-15^\circ$. Необходимо отметить, что указанные цифры существенно выше значений оптических свойств банистерита, приводимых в литературе (Smith, Frondel, 1968; Plimer, 1977; Флейшер и др., 1987): $n_g = 1.589-1.612$, $n_m = 1.586-1.611$, $n_p = 1.544-1.574$, $n_g - n_p = 0.038-0.044$, $-2V = 22-30^\circ$.

Судя по литературным материалам, детального ИК-спектр скопического изучения банистерита до сих пор не проводилось. Известны лишь данные И.Плимера (Plimer, 1977), который отмечает наличие в ИК-спектре банистерита из месторождения Брокен Хилл широкой слабой полосы в области $3500-2200 \text{ см}^{-1}$, двух широких интенсивных пиков с частотами 1050–990 и 470–400 см^{-1} , а также узких интенсивных пиков 670, 724 и 1625 см^{-1} . Результаты наших исследований позволяют уточнить конфигурацию ИК-спектра банистерита.

ИК-спектр кургановского банистерита (рис. 55) содержит полосы с частотами 3660, 3610 см⁻¹, соответствующие двум видам координации OH⁻-групп, полосы 3470, 3405 и 1620 см⁻¹, обусловленные молекулами H₂O в двух различных координациях, а также линии валентных колебаний Si—O- и Si—O—Si-связей с частотами 1420, 1050 и 1015 ($\nu = 1035$), 800, 716, 661, 645, 457 см⁻¹. Появление в спектре ясно выраженного плеча пика с частотой 3250 см⁻¹ свидетельствует о наличии в изученном минерале Si—OH-связей. Присутствие же полосы 557 см⁻¹ указывает на то, что, по крайней мере, часть катионов алюминия в структуре банистерита находится в октаэдрической позиции (Плюснина, 1967).

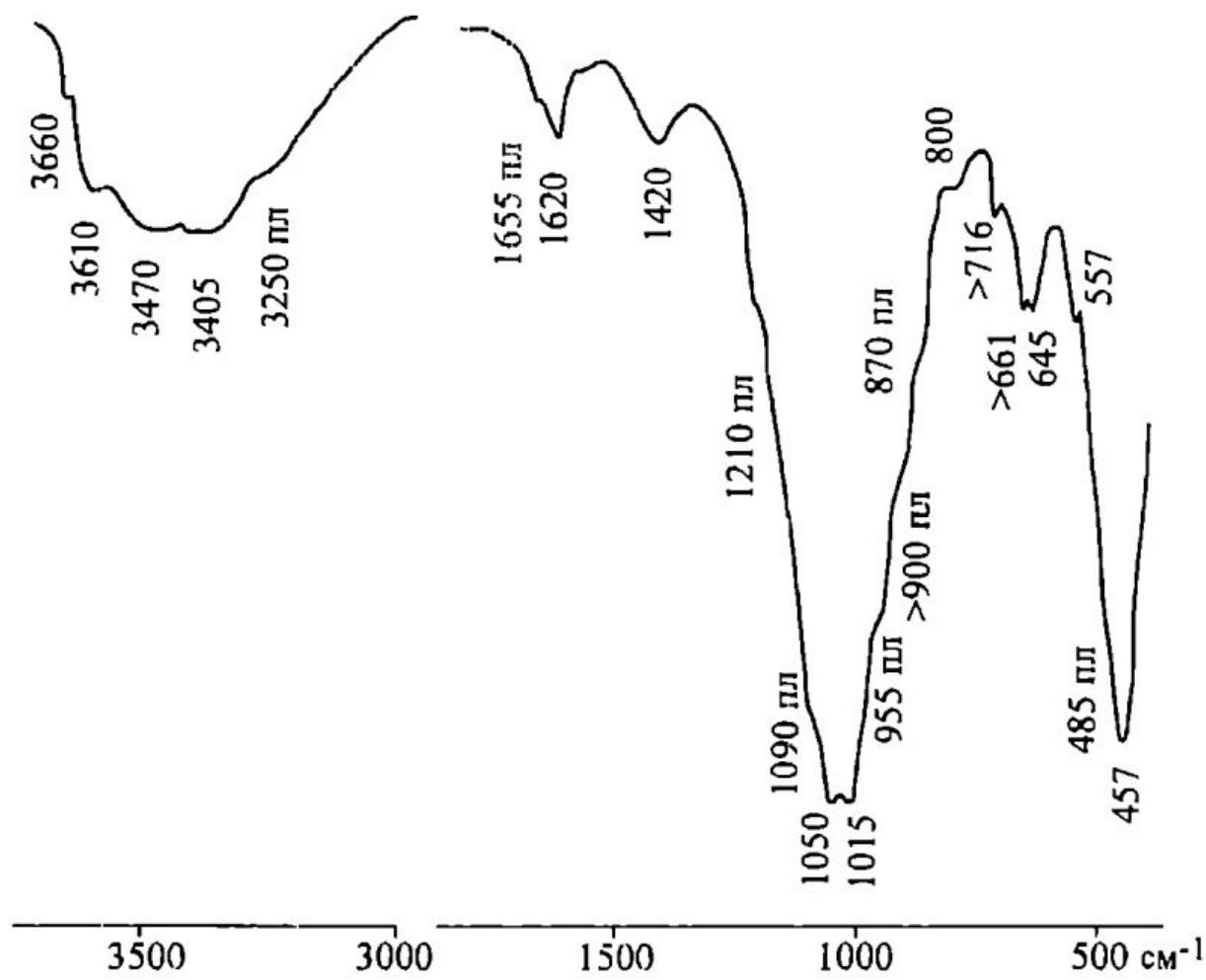


Рис. 55. ИК-спектр кургановского банистерита (пл — плечо пика).

Дифрактограмма изученного минерала практически идентична данным для банистерита из места его первой находки (табл. 26). Параметры элементарной ячейки кургановского банистерита, рассчитанные методом наименьших квадратов по расположению 16 пиков, равны (Å): $a_0 = 20.20(2)$, $b_0 = 16.39(1)$, $c_0 = 24.663(8)$, $\beta = 94.75(4)^\circ$. Близкие метрики кристаллической решетки имеет банистерит из других месторождений.

1			2		
<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>hkl</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>hkl</i>
2.49	6	064	2.48	2	164
2.46	8	048, 356	2.46	2	735
2.41*	10	139	2.41	10	462
2.39*	10	519	2.38	10	364
—	—	—	2.30	2	448
2.22	2	—	2.22	4	753
2.18	2	—	2.20	2	3.2.10
2.16	3	—	2.16	6	1.0.13
2.13	1	—	2.11	2	926
2.000	1	—	1.998	2	459
1.924	1	—	1.930	4	4.4.10
1.913	1	—	1.916	2	284
1.879	1	—	1.885	2	953

Примечания. 1 — Кургановское месторождение; 2 — месторождение Франклайн (штат Нью-Джерси), США (Smith, Frondel, 1968).

Звездочкой отмечены пики, использованные для расчета параметров.

Химический состав банистерита из Кургановского месторождения изучен микрозондовым методом на растровом электронном микроскопе «Camscan 4DV», снабженном спектрометром «Link 10000» (Великобритания). Данные микроанализа и результаты их пересчета на кристаллохимические формулы приведены в табл. 27. Концентрации натрия и калия оказались ниже порога чувствительности микроанализа и были дополнительно определены методом пламенной фотометрии (мас. %): Na_2O — 0.23, K_2O — 0.26. Помимо этого, методом ЯГР-спектроскопии установлено валентное состояние железа. Мессбауэровский спектр снят на приборе ЯГРС-4М с источником излучения Со-57 в матрице Rh, при естественной ширине линии 0.26 мм/с, в режиме постоянных ускорений, с пилообразующей формой управляемого сигнала. Спектрометр откалиброван по стандартному образцу нитропруссида натрия при удовлетворительной линейности шкалы скоростей. Цена деления составила 0.035 мм/с на канал. Параметры мессбауэровского спектра были рассчитаны методом наименьших квадратов, а результат разложения его на три квадрупольных дуглете приведен на рис. 56. Анализ ЯГР-спектра показывает, что в кургановском банистерите содержание Fe^{2+} составляет 42% от общего количества атомов железа, а остальные 58% приходятся на Fe^{3+} . Кроме того, на основании уширения линии трехвалентного железа можно предположить, что катионы Fe^{3+} в изученном минерале за-

нимают две структурные позиции — октаэдрическую и тетраэдрическую, причем количества $\text{Fe}_{\text{VI}}^{3+}$ и $\text{Fe}_{\text{IV}}^{3+}$ примерно одинаковы.

Содержание воды в проанализированном банистерите, равное 7.95 мас.%, вычислено на основе значений формульных единиц, рассчитанных по среднему из 7 микроанализов составу (см. табл. 27) и теоретической формуле этого минерала.

Таким образом, с учетом приведенных выше данных химический состав уральского банистерита является следующим (мас.%): SiO_2 — 47.44, Al_2O_3 — 3.59, Fe_2O_3 — 9.24, FeO — 6.03, MnO — 22.95, MgO — 0.82, CaO — 1.24, Na_2O — 0.23, K_2O — 0.26, $\text{H}_2\text{O}^{\text{вых}}$ — 7.95, сумма — 99.75.

Таблица 27. Результаты микроанализа (мас.%) и коэффициенты в кристаллохимических формулах банистерита Кургановского месторождения

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	47.82	48.07	47.69	47.26	47.48	46.79	46.99	47.44±0.43
Al_2O_3	3.79	3.47	3.63	3.37	3.60	3.65	3.65	3.59±0.13
FeO^*	14.39	14.25	14.38	14.02	14.60	14.03	14.69	14.34±0.24
MnO	22.67	22.98	22.85	23.45	22.58	22.85	23.27	22.95±0.29
MgO	0.61	0.82	0.67	0.88	0.75	1.13	0.97	0.82±0.16
CaO	1.33	1.44	1.17	1.28	1.23	1.41	1.25	1.24±0.19
Сумма	90.61	91.03	90.31	90.26	90.24	89.86	90.82	90.38

Коэффициенты рассчитаны на 84 заряда

Si	14.78	14.80	14.78	14.73	14.76	14.63	14.60	14.74
Al_{IV}	1.22	1.20	1.22	1.24	1.24	1.35	1.34	1.26
Сумма	16.00	16.00	16.00	15.97	16.00	15.98	15.94	16.00
Al_{VI}	0.16	0.06	0.11	0.00	0.08	0.00	0.00	0.06
Fe	3.72	3.67	3.73	3.67	3.80	3.67	3.82	3.73
Mn	5.93	5.99	6.00	6.19	5.95	6.05	6.12	6.04
Mg	0.28	0.38	0.31	0.41	0.35	0.53	0.45	0.38
Сумма	10.09	10.10	10.15	10.27	10.18	10.25	10.39	10.21
Ca	0.44	0.48	0.39	0.43	0.41	0.47	0.42	0.41

Примечания. FeO^* — общее содержание железа.

Анализы выполнены в лаборатории электронной микроскопии и микроанализа АО «Механобраналит». 1–7 — исходные анализы; 8 — средний состав минерала.

Пересчет по методу зарядов (на 84 заряда) химического анализа банистерита на кристаллохимическую формулу минерала приводит к следующему результату:

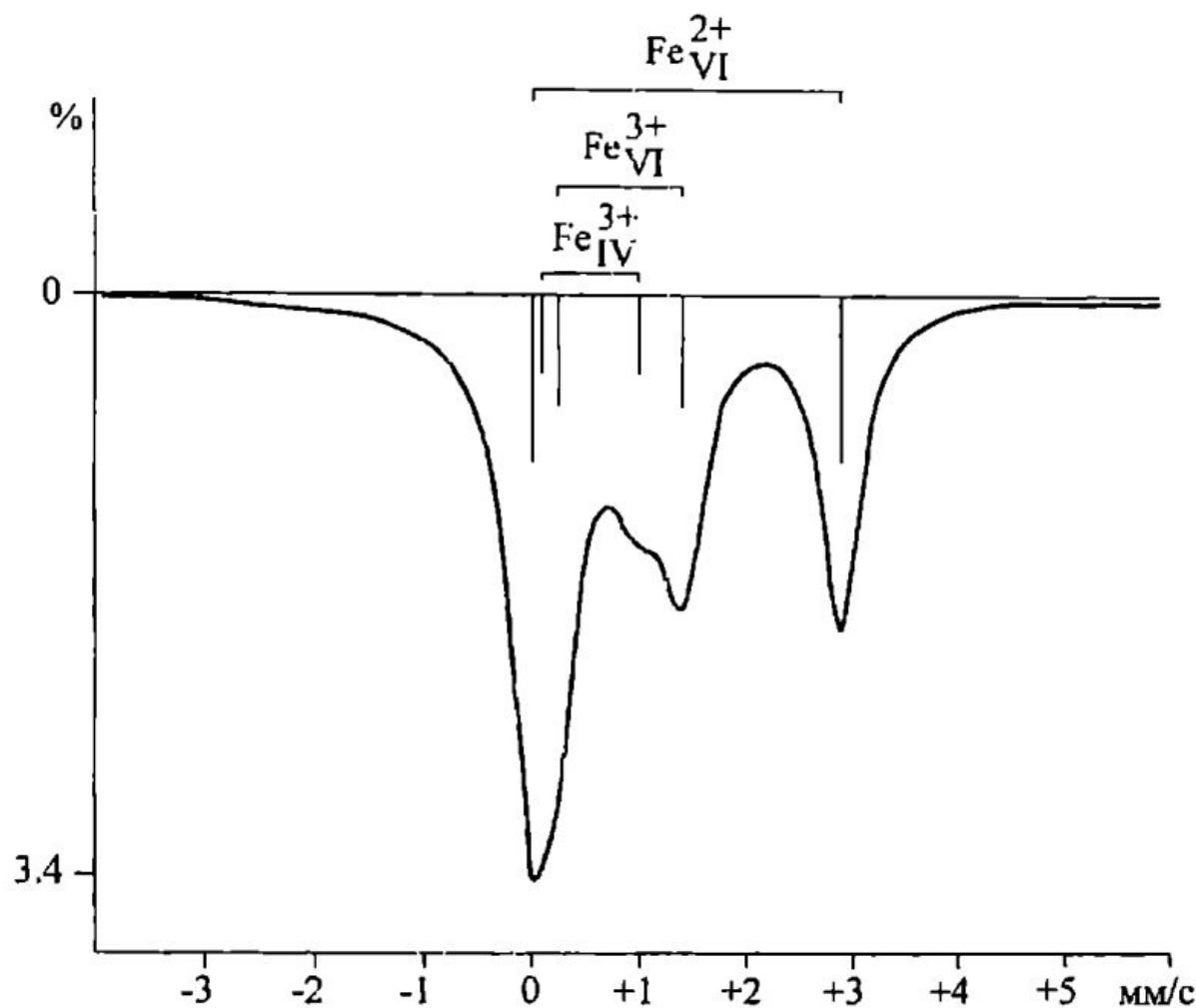
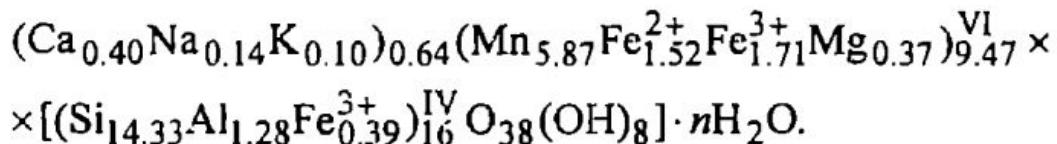
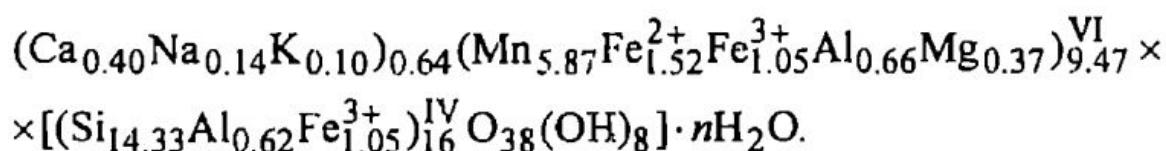


Рис. 56. Мессбауэровский спектр кургановского банистерита.

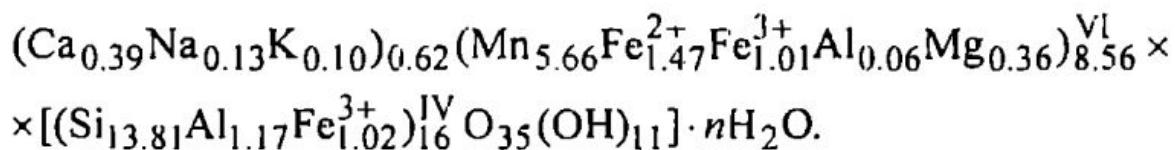


Вместе с тем, согласно результатам интерпретации ИК- и ЯГР-спектров, часть катионов алюминия в изученном минерале имеет октаэдрическую координацию, а катионы Fe^{3+} равномерно распределены по тетраэдрической и октаэдрической позициям. С учетом этих данных кристаллохимическая формула банистерита принимает вид:



Кроме того, наличие в ИК-спектре полосы 3250 cm^{-1} , отвечающей Si-OH-связям, указывает на то, что часть атомов O^{2-} в кремнекислородных сетках уральского банистерита замещена на OH-группы. Это приводит

к уменьшению общего количества отрицательных зарядов на единицу на каждую дополнительную OH-группу. Однако количество зарядов не может быть меньше 81, иначе для сохранения 16 тетраэдрических катионов в эту позицию придется перенести весь алюминий, что противоречит результатам интерпретации полученного ИК-спектра. Рассчитанная на 81 заряд кристаллохимическая формула кургановского банистерита такова:



Очевидно, реальные формульные коэффициенты каждого компонента имеют промежуточные величины между этими «крайними» вариантами, но, по-видимому, они приближаются к соответствующим значениям во второй из приведенных выше формул.

По сравнению с банистеритом из других месторождений, кургановский минерал характеризуется невысокими содержаниями марганца, магния и калия, но повышенными концентрациями железа (рис. 57). В изученном минерале установлены максимальные для банистерита отношения Ca/(K+Na) (см. рис. 57) и, кроме того, наиболее высокие концентрации трехвалентного железа. Скорее всего, именно высокими концентрациями в банистерите как Fe^{2+} , так и Fe^{3+} обусловлены его большое двупреломление и сильный плеохроизм, что отмечается у многих силикатов (Минералы, 1992). По химическому составу кургановский банистерит приближается к банистериту месторождения Брокен Хилл, от которого он отличается более низкими концентрациями калия и более высокими соотношениями Fe^{3+}/Fe^{2+} при близких содержаниях суммарного железа. Специфической особенностью банистерита из месторождения Франклайн является постоянное присутствие в его составе цинка, из месторождения Като — бария, а из месторождения Слейдарторп — высокие содержания марганца.

Низкие концентрации щелочных элементов при относительно высоких содержаниях кальция в уральском банистерите хорошо согласуются с общим химическим составом родонитовых пород Кургановского месторождения. Содержания CaO в них составляют от 3 до 9 мас.%, при этом кальций концентрируется преимущественно в главных породообразующих минералах — родоните и родохрозите. Суммарное же количество K₂O и Na₂O в этих породах не превышает 0.1–0.2 мас.%, самостоятельных минералов калия и натрия здесь не установлено.

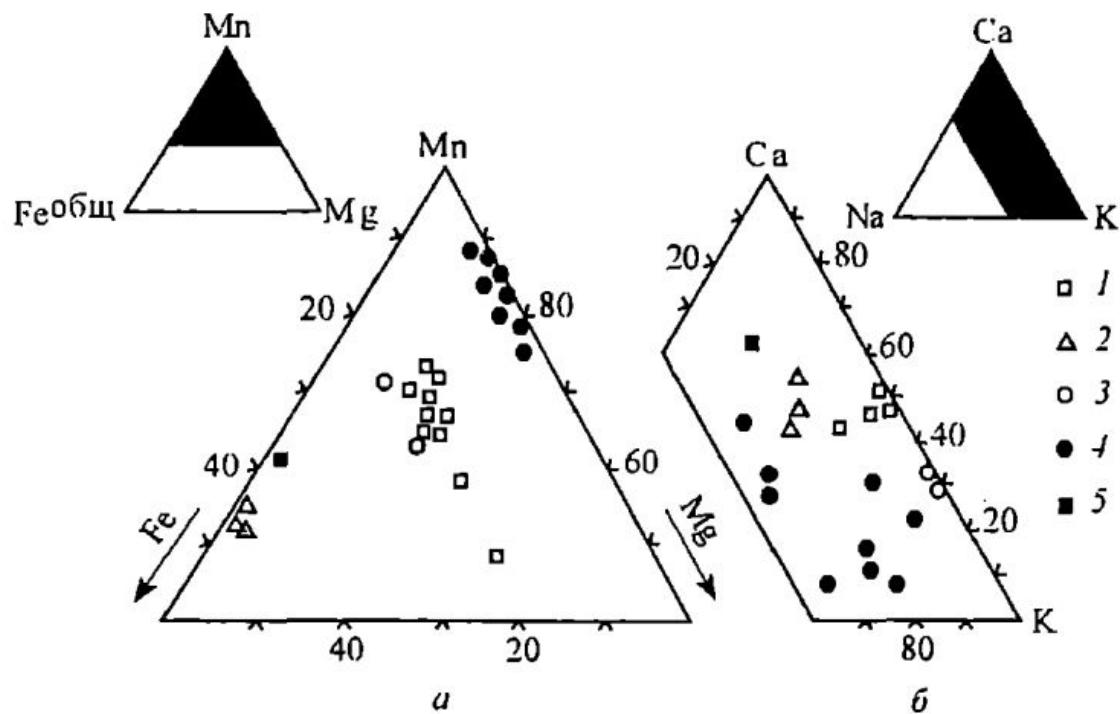


Рис. 57. Состав банистерита.

Месторождения: 1 — Франклайн (Dunn e.a., 1981); 2 — Брокен Хилл (Plimer, 1977); 3 — Като (Matsubara, Kato, 1989); 4 — Слейдарторп (Fetow e.a., 1992); 5 — Кургановское (наши данные).

Анализируя особенности химического состава банистерита в целом, необходимо сделать два замечания.

Во-первых, состав минерала ближе всего соответствует его теоретической формуле лишь в том случае, когда определено не только общее содержание компонентов, но и валентное состояние железа и марганца. Пересчет на кристаллохимическую формулу микрозондовых анализов, где дается общее содержание железа и марганца в виде FeO и MnO, приводит, как правило, к дефициту тетраэдрических катионов (Si, Al) при значительном избытке октаэдрических катионов (Mn, Fe, Mg, Zn). Это хорошо видно, например, при сравнении формульных единиц кургановского банистерита в табл. 27 и в итоговой формуле. Сопоставление микрозондовых и полных химических анализов указывает на то, что в составе банистерита различных месторождений всегда должно присутствовать некоторое количество Fe^{3+} , а в некоторых случаях (например, на месторождениях Слейдарторп и Франклайн) и Mn^{3+} , которые входят в структуру минерала либо по схеме изоморфизма $3\text{R}_{\text{VI}}^{2+} \rightarrow 2\text{R}_{\text{VI}}^{3+}$, сопровождающегося уменьшением общего количества октаэдрических катионов (как это имеет место в кургановском банистерите), либо согласно уравнению $\text{R}_{\text{VI}}^{2+} + \text{Si}_{\text{IV}}^{4+} \rightarrow \text{R}_{\text{VI}}^{3+} + \text{Al}_{\text{IV}}^{3+}$ с сохранением суммарного

количества октаэдрических катионов около 10 ф.е. На возможное присутствие в банистерите Mn^{3+} указывал также Ф. Ферроу с соавторами (Fertow et al., 1992).

Во-вторых, банистерит характеризуется очень неоднородными содержаниями межслоевых катионов — К, Na, Ca и Ba, общее количество которых варьирует от 0.63 до 1.22 ф.е. Для объяснения данного обстоятельства в первую очередь необходимо принимать во внимание то, что неизбежные аналитические ошибки при определении столь малых концентраций щелочных элементов различными методами (микроанализ, пламенная фотометрия) могут достигать 25–30 отн.% (Практическая..., 1978; Прудников, Шапкина, 1978). Поэтому значительный разброс концентраций К и Na, наблюдаемый в пределах одного месторождения и даже образца, вполне может быть обусловлен погрешностями химического анализа. С другой стороны, вариации содержания калия и натрия могут характеризовать условия образования банистерита, а также его кристаллохимические особенности. Так, появление дефицита межслоевых катионов определяется изоморфным замещением калия и натрия кальцием (или барием) по рассмотренной схеме $2R^+ \rightarrow R^{2+}$. Сохранение же общего количества межслоевых катионов около единицы при наличии значительных концентраций кальция, вероятно, связано с вхождением последнего по иной схеме изоморфизма: $R^+ + Si_{IV}^{4+} \rightarrow Ca^{2+} + Al_{IV}^{3+}$.

Скорее всего, совокупностью всех названных факторов определяется неполное соответствие химических анализов банистерита его теоретической формуле.

Флогопит. Очень редкая разновидность слюды — бариевомарганцевый флогопит, $(K,Ba)(Mg,Mn)_3(Si_3AlO_{10})(OH)_2$, установлен на Бородулинском месторождении в составе поздних кальцит-родонит-кварцевых прожилков, рассекающих спессартиновые агрегаты, содержащие вкрапленность цельзиана, баритокальцита, tremolита и некоторых других минералов (Брусницын, Болотова, 1996). Флогопит представлен относительно крупными (до 1 мм по удлинению), плохо ограниченными кристаллами, которые в шлифах легко узнаются по характерной пластинчатой форме, совершенной спайности в одном направлении, сильному плеохроизму (N_g — темный красновато-коричневый, N_p — бледно-желтый), прямому погасанию и типичным для слюд показателям преломления и двупреломления (Флейшер и др., 1987; Минералы, 1992).

Расчет полученных микрозондовых анализов на кристаллохимическую формулу флогопита обнаруживает значительный избыток катионов (Fe, Mn, Mg) в октаэдрической координации при дефиците тетраэдрических

катионов — Si и Al. Чтобы избежать этого, нам пришлось приписать части атомов железа тетраэдрическую координацию (табл. 28). Однако, скорее всего, неполное соответствие эмпирической формулы бородулинского минерала теоретической формуле флогопита связано с тем, что в его химическом составе кроме железа и часть марганца также присутствует в трехвалентной форме. На это указывают известные в литературе (Минералы, 1992) полные химические анализы марганецсодержащего флогопита, в которых всегда устанавливаются значительные (от 30 до 50% от общего количества марганца) концентрации Mn_2O_3 .

Таблица 28. Химический состав (мас. %)
и коэффициенты в кристаллохимических формулах флогопита
Бородулинского месторождения

Компо-ненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	36.43	35.62	38.32	37.33	35.94	36.72±0.98
Al ₂ O ₃	12.68	14.29	13.44	13.33	12.85	13.32±0.56
Fe ₂ O ₃ *	2.97	2.61	2.45	2.22	2.74	2.60±0.25
MnO	7.08	8.88	6.16	6.01	7.45	7.12±1.04
MgO	22.26	22.79	22.58	23.06	22.98	22.73±0.29
BaO	5.54	4.39	5.25	5.01	5.79	5.20±0.48
Na ₂ O	0.46	0.00	0.20	0.76	0.00	0.28±0.29
K ₂ O	8.16	6.74	7.94	8.18	8.01	7.81±0.84
H ₂ O**	3.97	4.00	4.08	4.04	3.98	4.01±0.03
Сумма	99.55	99.32	100.42	99.94	99.74	99.79

Коэффициенты рассчитаны на 22 заряда

Si	2.75	2.67	2.82	2.77	2.71	2.75
Al	1.13	1.26	1.17	1.17	1.14	1.17
Fe ³⁺ _{IV}	0.12	0.15	0.00	0.06	0.16	0.08
Сумма	4.00	4.08	3.99	4.00	4.01	4.00
Fe ³⁺ _{VI}	0.05	0.00	0.14	0.06	0.00	0.07
Mn	0.45	0.56	0.38	0.38	0.48	0.45
Mg	2.51	2.54	2.48	2.55	2.59	2.53
Сумма	3.01	3.10	3.00	2.99	3.07	3.05
Na	0.07	0.00	0.03	0.11	0.00	0.04
K	0.79	0.64	0.75	0.77	0.77	0.74
Ba	0.16	0.13	0.15	0.15	0.17	0.15
Сумма	1.02	0.77	0.93	1.03	0.94	0.93

Примечания. Fe₂O₃* — общее содержание железа; H₂O** — рассчитанное содержание воды.

Анализы выполнены в лаборатории электронной микроскопии и микроанализа АО «Механобраналит». 1–5 — исходные анализы; 6 — средний состав минерала.

Гейтманит, BaMn₂TiO(Si₂O₇)(OH)₂. Этот марганцевый аналог бафертизита впервые отмечен в родонит-тефроит-спессартин-кварцевых породах хребта Иныльчек, Киргизия (Соколова и др., 1989), однако как новый минерал он был описан в щелочных породах месторождения Мболве Хилл, Замбия, и утвержден КНМ ММА в 1990 г. (Vrana e. a., 1992). Затем гейтманит был встречен в породах щелочного массива Дара-и-Пиоз, Таджикистан (Belakowski, 1991). В России гейтманит впервые установлен нами (Брусницын, Болотова, 1996).

**Таблица 29. Химический состав (мас.%)
и коэффициенты в кристаллохимических формулах гейтманита
Бородулинского месторождения**

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	23.14	24.45	25.17	24.05	24.20±0.73
TiO ₂	18.39	14.66	15.04	14.93	15.76±1.53
Al ₂ O ₃	0.00	0.49	0.25	0.00	0.19±0.20
FeO*	1.70	2.00	1.95	1.64	1.82±0.15
MnO	26.61	24.32	24.80	24.92	25.16±0.87
MgO	0.00	0.57	0.86	0.67	0.53±0.32
Na ₂ O	0.00	0.54	0.00	0.00	0.14±0.23
BaO	28.08	30.70	29.64	31.51	29.98±1.28
H ₂ O**	3.63	3.56	3.63	3.55	3.59±0.03
Сумма	101.55	101.29	101.34	101.27	101.37

Коэффициенты рассчитаны на 18 зарядов

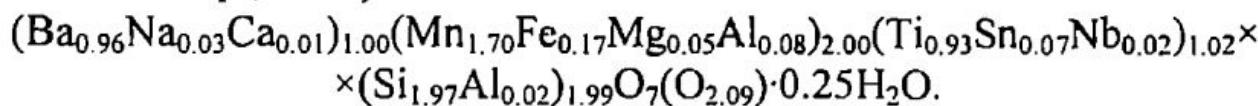
Si	1.91	2.05	2.08	2.03	2.02
Ti _{IV}	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	2.00	2.05	2.08	2.03	2.02
Ti _{VI}	1.06	0.92	0.93	0.95	0.99
Al _{VI}	0.00	0.05	0.02	0.00	0.02
Сумма	1.06	0.97	0.95	0.95	1.01
Fe	0.12	0.14	0.14	0.12	0.13
Mn	1.86	1.73	1.74	1.79	1.78
Mg	0.00	0.07	0.11	0.08	0.07
Сумма	1.98	1.94	1.99	1.99	1.98
Na	0.00	0.09	0.00	0.00	0.02
Ba	0.91	1.01	0.96	1.04	0.98
Сумма	0.91	1.10	0.96	1.04	1.00

Примечания. FeO* — общее содержание железа; H₂O** — рассчитанное содержание воды.

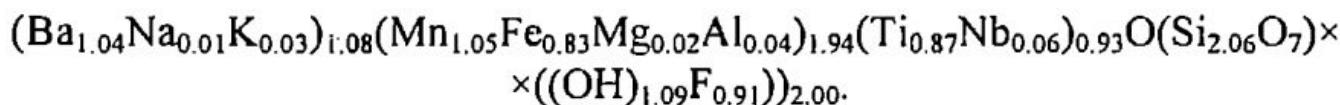
Анализы выполнены в лаборатории электронной микроскопии и микроанализа АО «Механобраналит». 1—4 — исходные анализы; 5 — средний состав минерала.

В качестве редкого акцессорного минерала гейтманит обнаружен в составе некоторых спессартиновых агрегатов Бородулинского месторождения. Он образует отдельные зерна изометричной или неправильной формы, размером до 0.3 мм в поперечнике, которые тесно срастаются с кристаллами родонита, спессартина, цельзиана, баритокальцита и пирофанита и содержат мельчайшие (около 10 мкм) включения шеелита. Из-за мелких размеров зерен в шлифах гейтманит практически не отличим от ассоциирующего с ним пирофанита.

Химический состав бородулинского гейтманита (табл. 29), по сравнению с составом этого минерала из других месторождений, отличается наиболее высокими содержаниями марганца при минимальных концентрациях всех элементов-примесей. Таким образом, бородулинский гейтманит в наибольшей степени соответствует теоретической кристаллохимической формуле данного минерала. Близок по составу гейтманит хребта Иныльчек, кристаллохимическая формула которого имеет вид (Соколова и др., 1989):



Химический состав гейтманита из щелочных пород Замбии характеризуется прежде всего большими содержаниями железа (Vrana e. a., 1992):



ДРУГИЕ МИНЕРАЛЫ. Помимо охарактеризованных выше минералов, в среднеуральских родонитовых породах методами оптической микроскопии и микрозондового анализа обнаружены пирит, пирротин, никелин, ульманит, рутил, гибнерит, шеелит, фторапатит, монацит, барит и графит. Из них наиболее распространены пирит и графит, а остальные встречаются лишь в виде единичных микроскопических зерен.

Идиоморфные кубические кристаллы или изометричные зерна пирита, FeS_2 , размер которых достигает 3 мм, довольно часто встречаются в спессартин-родонитовых, спессартин-кварцевых и спессартиновых агрегатах всех изученных месторождений, но особенно они типичны для Бородулинского месторождения. Реже вкрапления пирита образуются непосредственно в родонитовом агрегате.

Тонкодисперсная, пылевидная примесь графита, С, характерна для некоторых спессартиновых агрегатов Малоседельниковского и Кургановского месторождений. Размер частичек графита не более 0.02 мм, а их количество в некоторых случаях может достигать 5–6 об.% (углеродистые спессартиновые агрегаты). Графит всегда располагается соглас-

Таблица 30. Минеральный состав родонитовых месторождений Среднего Урала

Малоседельниковское	Бородулинское	Кургановское
Ассоциации I группы (обогащенные кремнеземом)		
<i>Родонитовые, кварц-родонитовые и кварцевые агрегаты</i>		
Родонит	Родонит	Родонит
Спессартин	Спессартин	Спессартин
Кварц	Кварц	Кварц
Неотокит	Неотокит	
Рутил	Кальцит	
Пирит		
<i>Спессартин-родонитовые, спессартиновые и спессартин-кварцевые агрегаты</i>		
Родонит	Родонит	Родонит
Спессартин	Спессартин	Спессартин
Кварц	Кварц	Кварц
Манганокум-мингтонит	Тремолит	Манганокум-мингтонит
Неотокит	Неотокит	Неотокит
Пирофанит	Пирофанит	Пирофанит
Пирит	Пирит	Пирит
Цельзиан	Цельзиан	Пирротин
Пироксмангит	Гейтманит	
Бементит	Флогопит	Фторапатит
Кутнагорит	Кальцит	
Монацит-Се	Баритокальцит	
Графит	Никелин	
	Шеелит	
Ассоциации II группы (обогащенные марганцем)		
<i>Родохрозитовые, родохрозит-тефроитовые и тифроитовые агрегаты</i>		
Тефроит	Тефроит	Тефроит
Родохрозит	Родохрозит	Родохрозит
Спессартин	Спессартин	Спессартин
Алабандин	Алабандин	Алабандин
Неотокит	Неотокит	Банистерит
	Галаксит	Гюбнерит
<i>Родохрозит-сонолитовые агрегаты</i>		
Сонолит	Сонолит	
Аллеганит	Аллеганит	
Келлиит	Келлиит	
Неотокит	Неотокит	
Галаксит	Галаксит	
Алабандин	Алабандин	
Родохрозит	Родохрозит	
Барит		
Ульманит		

Общей для всех месторождений является четко выраженная связь минерального и химического составов родонитовых пород, которая выражается в следующем:

1. Родонитовые породы всех месторождений относятся к карбонатно-силикатным марганцевым рудам и имеют очень близкий набор главных минералов, среди которых ведущее место принадлежит родониту, тефроиту, спессартину, родохрозиту и кварцу.

2. Наибольшее число и самые высокие концентрации второстепенных минералов сосредоточены в спессартин-родонитовых и спессартиновых агрегатах. Характерными второстепенными компонентами этих агрегатов являются минералы магния (манганокуммингтонит, tremолит, флогопит), титана (пирофанит, гейтманит) и бария (цельзиан, баритокальцит, гейтманит).

3. Наиболее высокие содержания элементов-примесей (Fe, Mg в родоните и тефроите, Ca, Fe, Mg, Ti в спессартине, Fe и Mg в родохрозите и кутнагорите, Fe в алабандине) установлены в минералах, слагающих агрегаты, обогащенные гранатом, — спессартин-родонитовые и спессартиновые. Те же минералы из бесспессартиновых агрегатов характеризуются значительно меньшими концентрациями примесей.

4. Разные концентрации элементов-примесей (Fe, Mg в родоните и тефроите, Ca, Fe, Mg, Ti в спессартине) устанавливаются в одних и тех же минералах, слагающих смежные участки породы с близким минеральным составом.

5. Содержание марганца и кальция в кальците и родохрозите хорошо коррелирует с составом сосуществующих с ними минералов — родонита, тефроита, сонолита и аллеганита.

6. В качестве акцессорных минералов в родонитовых породах встречаются сульфиды марганца и железа (алабандин, пирит и пирротин), а также минералы цветных и редких металлов (цельзиан, барит, ульманит, никелин, шеелит, гюбнерит). Пирит, цельзиан и шеелит обнаружены в спессартиновых агрегатах, остальные минералы — в родохрозит-тефроитовых и родохрозит-сонолитовых.

Наиболее существенные индивидуальные черты минералогии изученных месторождений таковы:

1. На Малоседельниковском месторождении установлены все главные и наиболее важные второстепенные минералы (пиroxмангит, цельзиан, аллеганит, манганокуммингтонит, неотокит, пирамит, галаксит, пирит, алабандин). Содержания кальция и бария в малоседельниковских породах не столь значительные, как в породах Бородулинского месторождения, поэтому кальцит и цельзиан в них являются довольно редки-

ми минералами. Вместо кальцита здесь иногда формируется кутнагорит, а баритокальцит, tremолит и гейтманит вообще не образуются. В участках с наиболее низкими концентрациями кальция вместо родонита-I появляется пироксмангит-I, неизвестный на других месторождениях.

2. Для родонитовых пород Бородулинского месторождения характерны прежде всего повышенные содержания кальция, а в некоторых участках спессартиновых агрегатов также бария и калия. Поэтому на Бородулинском месторождении в ассоциации с ранним родонитом существует марганцовистый кальцит, в спессартиновых агрегатах вместо бескальциевого манганокуммингтонита образуется марганцевый tremолит, вместо гюбнерита — шеелит, довольно часто встречаются цельзиан и баритокальцит, а наряду с пирофанитом иногда отмечается гейтманит. Здесь же на поздних стадиях образуется бариево-марганцевый флогопит. Только на Бородулинском месторождении установлена парагенетическая ассоциация галаксита с тефроитом.

3. По сравнению с другими объектами на Кургановском месторождении более широко распространены мономинеральные родохрозитовые, а также спессартин-родохрозитовые агрегаты, однако здесь не встречается родохрозит-сонолитовая ассоциация. Кроме того, до настоящего времени Курганово является единственным в России месторождением, где обнаружен банистерит. Химический состав большинства минералов Кургановского месторождения характеризуется повышенными концентрациями железа.

Стадийность минералообразования в родонитовых породах

Изучение возрастных взаимоотношений между первичными минералами родонитовых пород позволяет выделить две стадии метаморфогенного минералообразования (табл. 31).

Первая стадия охватывает значительный интервал времени, в течение которого сформировались главные особенности минералогии родонитовых пород. В ранние периоды этой стадии кристаллизовались родонит-I, тефроит, сонолит, спессартин, кварц-I, родохрозит-I и большое количество второстепенных минералов — пироксмангит-I, аллеганит, манганокуммингтонит-I, пирофанит, галаксит, пирит, алабандин, цельзиан, кутнагорит и др. Завершение же ее ознаменовалось появлением второй генерации родонита, который образовывался как за счет перекристаллизации более раннего родонита-I, так и путем метасоматич-

ского замещения тефроита и родохрозита-І. Все эти процессы протекали на фоне интенсивных пластических деформаций породы, приводивших к изменению ее текстурного облика.

Таблица 31. Стадийность метаморфогенного минералообразования в родонитовых породах Среднего Урала

Минералы	Стадия	
	первая	вторая
Главные		
Родонит	+	+
Тефроит	+	
Сонолит	+	
Спессартин	+	
Кварц	+	+
Родохрозит	+	+
Второстепенные		
Цельзиан	+	
Манганокуммийтонит	+	+
Тремолит	+	
Пироксмангит	+	+
Бементит		+
Келлиит		+
Неотокит		+
Банистерит		+
Аллеганит	+	
Алабайдин	+	
Пирит	+	
Пирофанит	+	
Галаксит	+	
Кутнагорит	+	
Кальцит	+	
Аксессорные		
Флогопит		+
Гейтманит	+	
Пирротин		+
Ульманит	+	
Никелин	+	
Шеелит	+	
Гюбнерит	+	
Рутил	+	
Баритокальцит	+	
Фторапатит	+	
Монацит-Сe	+	
Барит	+	
Графит	+	

На второй стадии родонитовые породы подвергались хрупким деформациям, что приводило к появлению в них многочисленных трещин, в которых переотлагались ранее образованные родонит, пироксмангит, родохрозит, кварц, манганокуммингтонит и, кроме того, кристаллизовались неотокит, банистерит, флогопит и пирротин. Несколько позднее на этой же стадии происходило разложение родонита и тефроита с образованием бементита, а сонолит и галаксит замещались келлиитом. Отличительными чертами второй стадии являются отсутствие тефроита, сонолита, аллеганита, а также спессартина, формирование парагенетических ассоциаций родохрозит + родонит, родохрозит + кварц и появление минералов, содержащих высокие концентрации воды, — неотокита, банистерита, бементита, флогопита и келлиита.

Глава 5

ГЕНЕЗИС РОДОНИТОВЫХ ПОРОД СРЕДНЕГО УРАЛА

Вводные замечания

В настоящее время по проблеме генезиса уральских месторождений родонита существуют две альтернативные точки зрения.

Сторонники первой из них (Черемицын, Кирносов, 1975; Стоялов, 1980; Киевленко, Сенкевич, 1983; Серков, 1989, 1990) рассматривают родонитовые породы как продукты регионального метаморфизма неоднородных по составу вулканогенно-осадочных марганцевых отложений. При этом А. Серков (1989) полагает, что крупные линзовидные тела карбонатно-силикатных марганцевых пород (орлец) сформировались непосредственно при метаморфизме марганцевых отложений, а пространственно связанные с ними жилообразные тела родонитсодержащих кварцитов возникли в ходе гидротермального переотложения марганца из родонитовых пород во вмещающие кварциты.

Другие исследователи считают, что родонитовые породы сформировались в процессе метасоматической переработки кварц-слюдяных и других сланцев марганецсодержащими гидротермальными растворами, мобилизация которых была связана либо с метаморфогенным преобразованием вулканогенно-осадочных толщ (Лукошков, 1983; Грязнов, 1992; Огородников, 1995), либо с внедрением в них гранитоидных интрузий (Гаврилов, 1972; Корытов, Прокофьев, 1983). В основу этой гипотезы положены прежде всего общие представления о развитии рудно-метасоматических систем, а также сравнение геологических условий размещения и локализации марганцевых месторождений Среднего и Южного Урала. В частности, выдвигаются следующие аргументы:

1. Широкий стратиграфический размах распространения уральских родонитовых месторождений.

2. Установливаемую иногда зависимость минералогии марганцевых руд от состава вмещающих их пород. Так, локализованные среди кремнистых сланцев марганцевые породы Среднего Урала сложены преимущественно родонитом, тефроитом и карбонатами, а в южноуральских месторождениях, залегающих среди вулканических туфов, отмечается повышенное содержание пьемонтита.

3. Наличие оклорудных спессартин-родонит-кварцевых метасоматитов, развивающихся по сланцам и кварцитам, и присутствие в последних прожилков и гнезд родонита.

Однако указанные доводы легко объяснимы и с позиции вулканогенно-осадочного генезиса родонитовых месторождений. Кроме того, с гидротермально-метасоматической гипотезой не согласуются многие геологические, петрографические и минералогические данные, приведенные в настоящей книге. К наиболее существенным из них относятся такие факты:

1. Родонитовые тела приурочены к толще метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений и подвержены таким же тектоническим деформациям, как и вмещающие их породы.

2. Тела родонитовых пород согласно залегают в кварц-слюдяных сланцах и кварцитах и имеют с ними четкие, резкие границы.

3. В пределах рассматриваемого региона отсутствует пространственная и генетическая связь родонитовых месторождений с интрузивными образованиями, в том числе и с гранитоидными массивами.

4. На родонитовых месторождениях не установлено мощных зон интенсивного гидротермально-метасоматического изменения вмещающих вулканогенно-осадочных пород.

5. Родонитовым породам присущи типичные для метаморфогенных образований структуры и текстуры, метасоматические взаимоотношения между минералами проявлены в них локально и незначительны по масштабам.

6. Родонитовые породы имеют относительно простой минеральный состав, в котором постоянно отмечаются характерные метаморфогенные минералы (рутин, пирофанит, гумиты, спессартин, манганокуммингит).

7. Химический состав одних и тех же минералов, слагающих смежные агрегаты, неодинаков, что с учетом структурно-текстурных особенностей породы указывает на отсутствие интенсивного обмена компонентами между различными участками рудных тел.

Таким образом, более обоснованной представляется гипотеза о возникновении родонитовых пород при метаморфогенном преобразовании марганецсодержащих вулканогенно(гидротермально)-осадочных отложений. Согласно современным моделям (Попов, 1979, 1991; Рой, 1986; Синяков, 1987, и др.), генезис месторождений данного типа имеет длительную историю, объединяющую три последовательно развивавшихся геологических процесса: накопление и диагенез исходных рудных залежей, а затем их метаморфизм и гипергенные изменения. Условия и ме-

ханизмы отложения современных и древних металлоносных осадков в общем виде известны (Рона, 1986; Бугузова, 1993; Лисицын, 1993, и др.). Поэтому ниже, рассматривая уральские родонитовые месторождения, мы остановимся на реконструкции особенностей состава исходных марганцевых пород и обсудим физико-химические параметры их метаморфизма, поскольку решение данных вопросов основывается непосредственно на результатах проведенных нами минералогических исследований.

Происхождение и состав исходных отложений

Исходные марганцевые залежи образовались путем седиментации минерального вещества, поступавшего в придонную часть морского бассейна в виде гидротермальных растворов, генетически связанных с очагами подводного вулканизма. По составу эти отложения представляли собой карбонаты марганца, содержащие тонкодисперсную примесь, а также прослойки и линзы кварца или опала, глинистого материала и, возможно, редкую вкрапленность сульфидов, барита и органического вещества. О том, что марганец изначально накапливался в карбонатной, а не оксидной форме, свидетельствует отсутствие первичных оксидов марганца, широкое распространение в родонитовых породах родохрозита и наличие тефроита. Последний аргумент основывается на результатах минералогического изучения большого числа марганцевых месторождений (Рой, 1986), а также на выводах из термодинамического моделирования фазовых превращений в системе $MnO-SiO_2-CO_2-H_2O-O_2$ при высоких температуре и давлении (Ниеблег, 1967). Данные исследования показали, что тефроит не возникает в ходе метаморфизма пород, сложенных оксидами марганца и кварцем, так как существующая при этом фугитивность кислорода слишком велика для образования этого минерала.

Первичный осадок был неоднородным как по строению, так и по источникам слагающих его компонентов. Карбонаты марганца, барит, минералы никеля, сурьмы, мышьяка, серы и вольфрама, а также, вероятно, часть кремнезема являлись продуктами хемогенного осаждения соответствующих элементов, привнесенных гидротермальными растворами. Минералы алюминия, титана и магния фиксируют наличие в исходной породе терригенного субстрата. Последние, как известно, обычно содержат значительные концентрации разнообразных примесных компонентов. Поэтому вполне закономерно, что именно в обогащенных

алюминием участках породы (родонит-спессартиновых и спессартиновых агрегатах) устанавливаются наибольшее число и наиболее значительные концентрации второстепенных минералов (манганокуммингтонит, гремолит, флогопит, пирофанит, гейтманит, цельзиан, бементит, кальцит, кутнагорит, баритоальбит, пирит, шеелит), а кроме того, как неоднократно отмечалось в предыдущей главе, минералы спессартиновых агрегатов характеризуются самыми высокими содержаниями элементов-примесей (Fe, Mg в родоните и тефроите, Ca, Fe, Mg, Ti в спессартине, Fe и Mg в родахрозите и кутнагорите, Fe в алабандине)

По составу материнские для родонитовых пород металлоносные отложения были близки к неметаморфизованным вулканогенно-осадочным карбонатным марганцевым рудам месторождений Пай-Хоя, Новой Земли, Енисейского кряжа, Казахстана и др., а также к современным марганецсодержащим карбонатно-силикатным илам Балтийского моря (Варенцов, Рахманов, 1978; Suess, 1979; Рогов, Галицкая, 1984; Іцыкин, Костенко, 1984; Блажчишин, 1992, и др.).

PT-условия метаморфизма марганцевых пород

Уровень метаморфизма вмещающих родонитовые месторождения пород соответствует фации зеленых сланцев (Серков, 1989), верхняя температурная граница которой составляет 500°C, интервал давления — 2–7 кбар (Фации метаморфизма, 1970; Глебовицкий, 1977). Эти цифры позволяют оценить максимальные температуру и давление метаморфизма родонитовых пород.

Для оценки нижней температурной границы образования родонитовых пород удобно использовать результаты экспериментального и расчетного изучения фазовых равновесий в системе SiO₂–MnO–H₂O–CO₂ (Peters, 1971; Peters e. a., 1973; Candia e. a., 1975; Abrecht, 1988; Перова, 1998). При этом необходимо учитывать, что данные исследования проводились в бескальциевой системе и в качестве аналога родонита, CaMn₄(Si₅O₁₅), в ней выступал пироксмангит, Mn₇(Si₇O₂₁)

Согласно этим работам, образование различных минеральных ассоциаций зависит как от температуры минералообразующей среды, так и от мольной доли углекислоты в межпоровом флюиде (рис. 58). При широкой вариации отношения Mn/Si в породе равновесное (одновременное) нахождение в ней кварц-пироксмангитового, пироксмангит-тефритового и тефрит-родахрозитового парагенезисов возможно для давления ($P_{\text{обн.}} = P_{\text{фз}} = P_{\text{H}_2\text{O}} + P_{\text{CO}_2}$) 0.5 кбар при температуре не ниже 400°C,

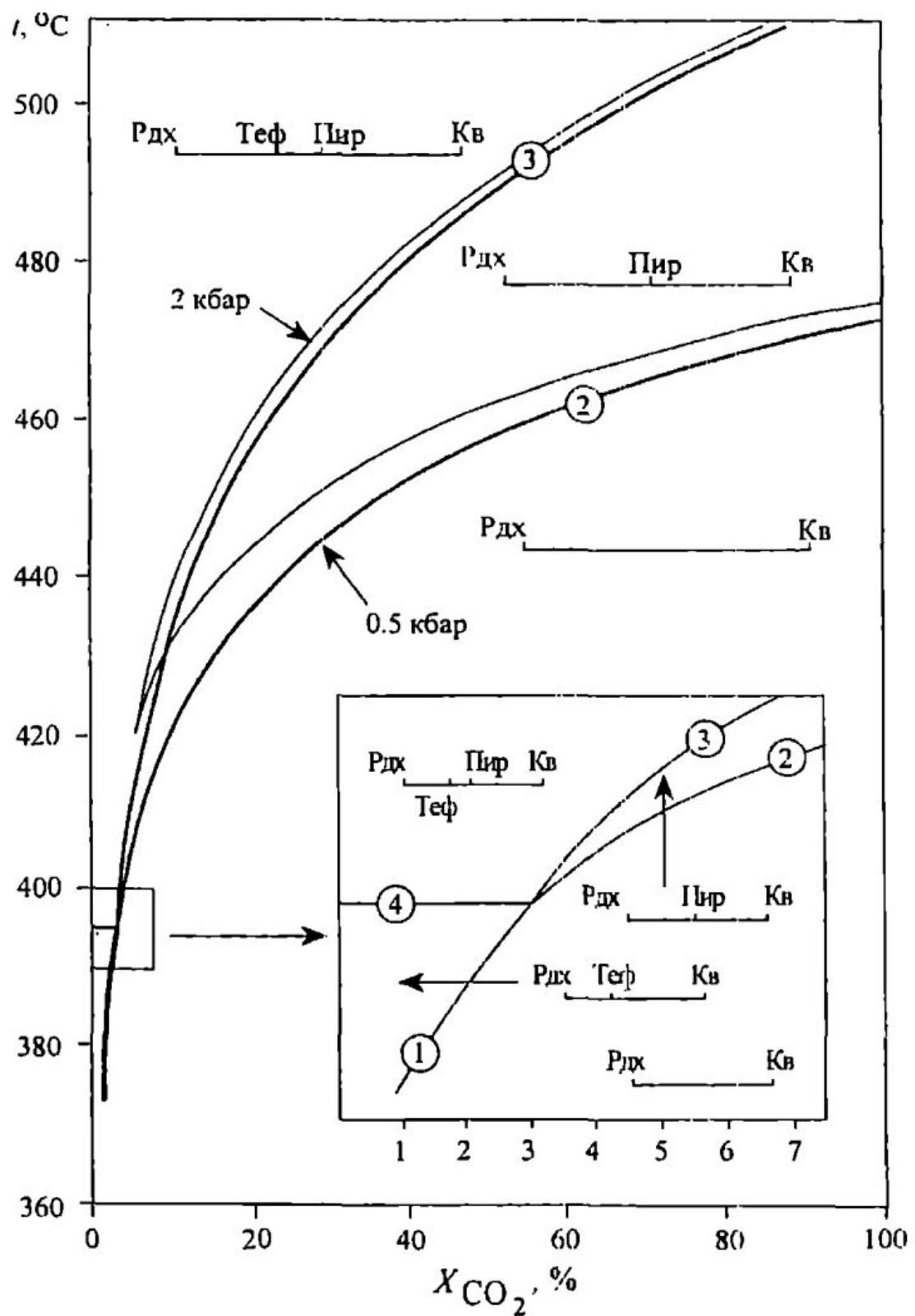


Рис. 58. Диаграмма фазовых равновесий в системе $\text{SiO}_2\text{--MnO}\text{--H}_2\text{O}\text{--CO}_2$ (по Candia e.a., 1975).

Минералы: Рдх — родохрозит, Теф — тефроит, Пир — пироксмангит, Кв — кварц. Цифрами в кружках отмечены уравнения:

- 1) $2\text{MnCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{Mn}_2\text{SiO}_4 + 2\text{CO}_2$;
- 2) $\text{MnCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{MnSiO}_3 + \text{CO}_2$;
- 3) $\text{MnCO}_3 + \text{MnSiO}_3 = \text{Mn}_2\text{SiO}_4 + \text{CO}_2$;
- 4) $\text{Mn}_2\text{SiO}_4 + \text{SiO}_2 = 2\text{MnSiO}_3$.

а для давления 2 кбар — не ниже 420°C. С увеличением в межпоровом флюиде мольной доли углекислоты эта температура возрастает до 520°C. В родонитовых породах Среднего Урала все названные ассоциации характерны для первой стадии минералообразования; следовательно, ее температура должна быть выше 420°C. Эти же работы показали, что ассоциация пироксмангита с родохрозитом, появляющаяся в среднеуральских родонитовых породах на второй стадии минералообразования, при давлении 2 кбар устойчива в интервале температур от 420 до 470°C для $X_{\text{CO}_2} = 0$ и 100% соответственно. Ассоциация же кварца с родохрозитом стабильна при еще более низких температурах.

Экспериментальное изучение фазовых равновесий в системе Al–Mn–Fe–Si–O–H (Hsu, 1968) позволило установить, что температура синтеза спессартина путем реакции марганцевого хлорита с кварцем при давлении 500 бар равняется 340°C, с повышением давления до 1000 бар она возрастает до 400°C и далее увеличивается на 10°C на каждые 1000 бар. Однако в этих экспериментах не удалось получить обратной реакции (распад спессартина). Поэтому полученные цифры следует рассматривать как максимальные и, видимо, несколько завышенные.

Таким образом, сопоставление всех приведенных выше данных показывает, что для родонитовых пород Среднего Урала температура первой метаморфической стадии минералообразования составляла 420–500°C, а давление — не менее 2 кбар.

Приведенные оценки хорошо согласуются с цифрами, полученными Е. Перовой (1997, 1998) при помощи хлорит-биотит-мусковитового и гранат-биотитового геотермометров для вмещающих пород Малоседельниковского и Кургановского месторождений (соответственно $t = 490$ –520°C, $P = 2.5$ –3.5 кбар и $t = 450$ –470°C, $P = 1.7$ –2.5 кбар).

Вторая стадия минералообразования протекала при более низких температурах (в начальные моменты 420–470°C, а затем, вероятно, ниже 400°C), о чем свидетельствует отсутствие спессартина и тефроита, появление ассоциации пироксмангита (родонита) с родохрозитом, а также кристаллизация минералов с высоким содержанием воды (бементита, келлиита, баинистерита и исотокита).

Некоторые особенности минеральных равновесий в родонитовых породах

Для выявления закономерностей образования различных минеральных ассоциаций родонитовых пород мы воспользовались методом петрографического анализа, предложенным Д.Коржинским (1973). В первую очередь проанализируем относительно простую систему $\text{SiO}_2\text{--MnO}\text{--H}_2\text{O}\text{--CO}_2$, которая описывает наиболее существенные черты минералогии родонитовых пород, а затем рассмотрим более сложную систему, включающую дополнительно алюминий.

Система $\text{SiO}_2\text{--MnO}\text{--H}_2\text{O}\text{--CO}_2$. В данной системе MnO и SiO_2 были приняты за инертные компоненты, а H_2O и CO_2 — за вполне подвижные. Число минералов (фаз) равно шести: кварц, родонит, тефроит, сонолит, аллеганит и родохрозит. Температура и давление были приняты за постоянные внешние факторы равновесия. Расчет уравнений химических реакций производился для теоретических составов всех минералов (см. табл. 2), кроме родонита, состав которого был взят как MnSiO_3 .

Анализ построенной диаграммы (рис. 59) показывает, что стабильность родонита, сонолита, аллеганита и тефроита контролируется химическими потенциалами углекислоты и воды в среде минералообразования. Поле стабильности родонита ограничивается реакциями 2 и 10. При высоких μ_{CO_2} родонит разлагается с образованием родохрозита и кварца (реакция 10), а при увеличении $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ — с образованием ассоциации аллеганита с кварцем (реакция 2). Аллеганит устойчив в области высокого химического потенциала воды. По мере уменьшения $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ и одновременного возрастания μ_{CO_2} аллеганит разлагается на родохрозит и кварц (реакция 1), родонит и родохрозит (реакция 3) или сонолит и родохрозит (реакция 5). Относительно аллеганита поле стабильности сонолита смещено в область более низкого $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ и более высокого μ_{CO_2} . При возрастании химического потенциала воды сонолит разлагается с образованием аллеганита и родонита (реакция 4), а при снижении $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ и увеличении μ_{CO_2} — на тефроит и родохрозит (реакция 8). Тефроит имеет самое узкое поле устойчивости. При высоком химическом потенциале воды в минералообразующей среде тефроит разлагается с возникновением ассоциации родонит—сонолит (реакция 7), а при повышении химического потенциала углекислоты — на родонит и родохрозит (реакция 9). В пре-

делах поля стабильности тефроита одновременно могут существовать практически все парагенезисы первой метаморфогенной стадии минералообразования, которые слагают основной объем родонитовых пород Среднего Урала. При этом в обогащенных кремнеземом участках породы формируются родонитовый, кварц-родонитовый и кварцевый агрегаты, а в обогащенных марганцем — тефроитовый, родохрозит-тефроитовый, родохрозит-сонолитовый, родохрозит-аллеганитовый и родохрозитовый агрегаты.

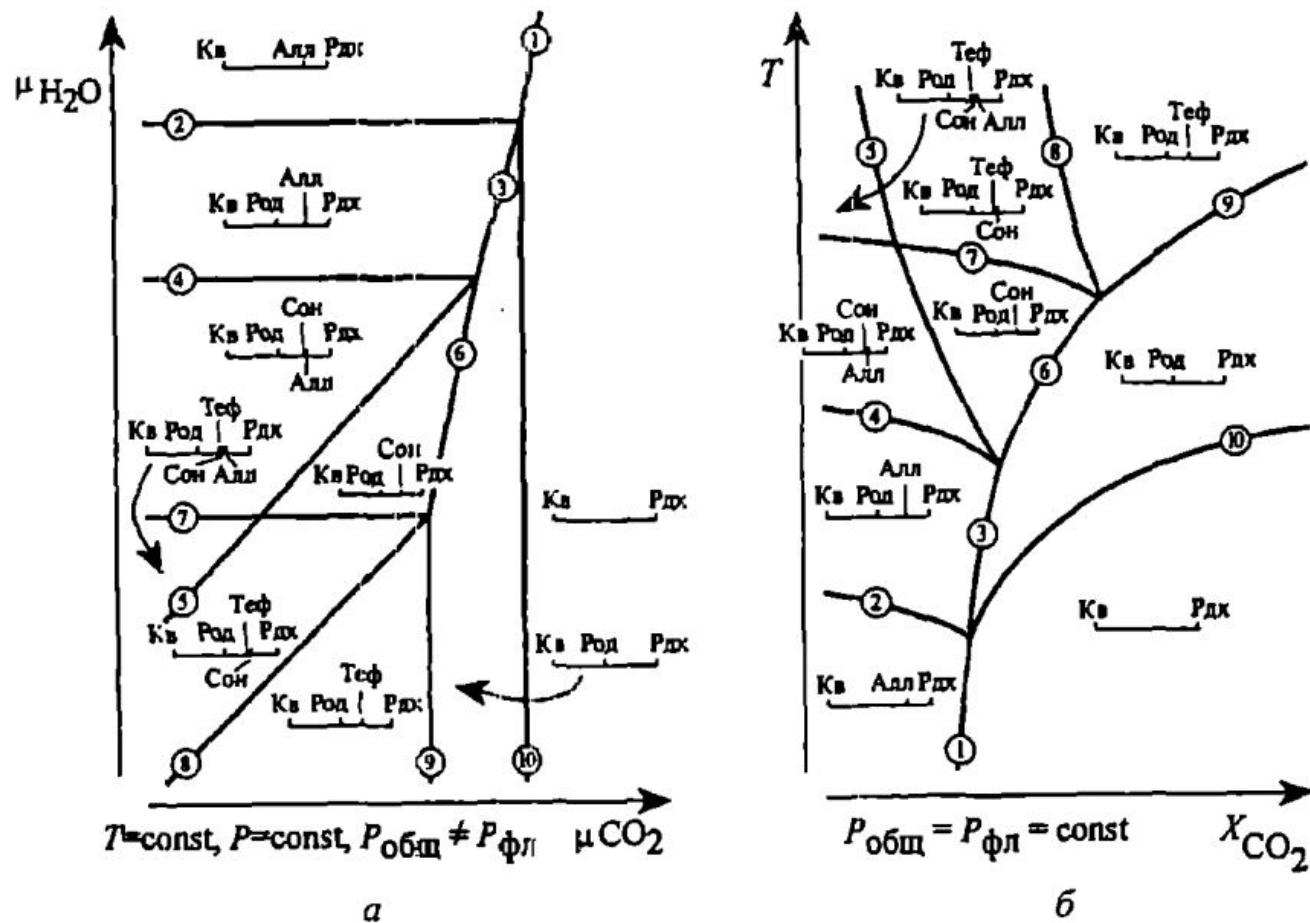


Рис. 59. Диаграмма фазовых равновесий в системе $\text{SiO}_2\text{—MnO—H}_2\text{O—CO}_2$.

Минералы: Рдх — родохрозит, Род — родонит, Теф — тефроит, Сон — сонолит, Алл — аллеганит, Кв — кварц. Цифрами в кружках обозначены уравнения:
 1) $2\text{Рдх}+2\text{Кв}+\text{H}_2\text{O} = \text{Алл}+\text{CO}_2$; 2) $\text{Род}+\text{H}_2\text{O} = \text{Алл}+3\text{Кв}$; 3) $3\text{Рдх}+2\text{Род}+\text{H}_2\text{O}=\text{Алл}+3\text{CO}_2$; 4) $3\text{Сон}+2\text{H}_2\text{O}=5\text{Алл}+2\text{Род}$; 5) $\text{Рдх}+\text{Сон}+\text{H}_2\text{O}=2\text{Алл}+\text{CO}_2$; 6) $5\text{Рдх}+4\text{Род}+\text{H}_2\text{O}=\text{Сон}+5\text{CO}_2$; 7) $5\text{Теф}+\text{H}_2\text{O}=\text{Сон}+\text{Род}$; 8) $4\text{Теф}+\text{Рдх}+\text{H}_2\text{O}=\text{Сон}+\text{CO}_2$; 9) $\text{Рдх}+\text{Род}=\text{Теф}+\text{CO}_2$; 10) $\text{Рдх}+\text{Кв}=\text{Род}+\text{CO}_2$.

По сравнению с первой стадией метаморфогенного минералообразования, для появления парагенезисов второй стадии (родохрозит-кварцевого, родохрозит-родонитового) необходимы более высокие значения μ_{CO_2} в среде минералообразования.

Сопоставление состава минеральных ассоциаций на диаграмме (см. рис. 59) с составом ассоциаций, которые установлены в родонитовых

породах Среднего Урала, позволяет выявить еще один важный фактор, контролирующий фазовые равновесия в рассматриваемой системе. На диаграмме хорошо видно, что родохрозит-сонолитовая, родохрозит-аллеганитовая и родохрозит-тефроитовая ассоциации имеют различные поля устойчивости, которые разделены линиями моновариантных равновесий (реакции 5 и 8).

В изученных же родонитовых породах родохрозит-тефроитовая, родохрозит-аллеганитовая и родохрозит-сонолитовая ассоциации нередко присутствуют в смежных участках одного образца и разделены расстоянием от нескольких миллиметров до первых сантиметров. При этом, как было отмечено в предыдущей главе, изучение возрастных взаимоотношений между родохрозитом, тефроитом и сонолитом в данных агрегатах свидетельствует о том, что эти минералы образовывались одновременно, реакционных взаимоотношений между ними не установлено. Такая ситуация возможна при соблюдении двух условий: 1) неодинаковой концентрации H_2O и CO_2 в межпоровом флюиде и 2) ограниченной диффузии этих компонентов между некоторыми участками породы.

Приведенная на рис. 59 диаграмма построена для условия, когда $P_{общ} \neq P_{фл}$. В таком варианте вода и углекислота представляют собой два независимых интенсивных фактора равновесия. Однако при метаморфизме карбонатных пород более вероятна ситуация, когда межпоровый флюид состоит преимущественно из воды и углекислоты и $P_{общ} = P_{фл} = P_{H_2O} + P_{CO_2}$. В этом случае вода и углекислота не являются независимыми переменными, а факторами минеральных равновесий служат температура, давление и мольная доля углекислоты в межпоровом флюиде: $X_{CO_2} = n_{CO_2} / (n_{CO_2} + n_{H_2O})$. Тогда, при условии $P = const$, минеральные равновесия в системе $SiO_2 - MnO - H_2O - CO_2$ можно отразить на диаграмме $T - X_{CO_2}$ (см. рис. 59), построенной по методу Д. Керрика (Kerrick, 1974; Булах, Кривовичев, 1985).

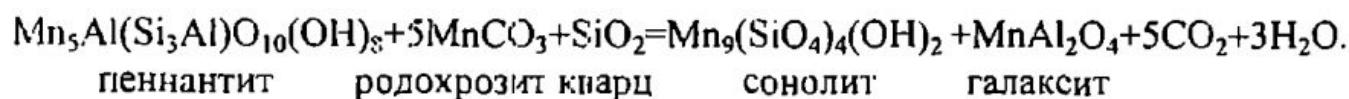
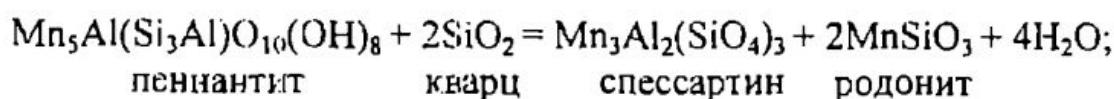
На этой диаграмме хорошо видно, что при относительно высокой X_{CO_2} с увеличением температуры в кварц-родохрозитовой породе происходят реакции образования сначала родонита (реакция 10), а затем тефроита (реакция 9). Для появления минералов группы гумита необходим существенно более водный состав флюида (более низкие X_{CO_2}). Минеральные парагенезисы первой метаморфогенной стадии устойчивы при относительно высоких температурах в пределах поля стабильности тефроита. При этом в обогащенных марганцем участках породы по мере увеличения мольной доли углекислоты происходит последовательная

смена ассоциаций: аллеганит + родохрозит \rightarrow сонолит + родохрозит \rightarrow тифроит + родохрозит. Наличие же всех названных ассоциаций указывает на существование в породе разных X_{CO_2} , и, таким образом, на отсутствие свободной миграции углекислоты между некоторыми локальными участками. Ограничение диффузии углекислоты было, видимо, обусловлено низкой пористостью родонитовых пород, а также наличием в исходной породе глинистых прослоев, обладающих низкой флюидопроницаемостью.

Парагенезисы второй стадии минералообразования (кварц-родонитовый и родонит-родохрозитовый) устойчивы при более низкой температуре и относительно высокой X_{CO_2} .

Анализ диаграммы на рис. 59 показывает также, что в целом процесс метаморфизма марганцевых залежей должен был сопровождаться постепенным удалением углекислоты из породы. В противном случае все реакции довольно быстро достигают равновесия и не происходит образования значительных количеств силикатов. Поэтому, говоря об ограничении миграции углекислоты, мы имеем в виду не весь объем рудных тел, а лишь их некоторые локальные участки.

Система $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MnO}-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. В рамках этой системы мы обсудим условия образования в среднеуральских родонитовых породах минералов алюминия — спессартина, галаксита и келлиита. Первые два минерала кристаллизуются на первой стадии метаморфизма в тех участках рудных залежей, которые содержат глинистое вещество. Образование спессартина и галаксита можно представить в виде реакций типа:



Устойчивость же спессартина и галаксита в различных ассоциациях родонитовых пород контролировалась не только химическим составом исходного субстрата, но и интенсивными факторами метаморфизма, прежде всего температурой и мольной долей углекислоты в межпоровом флюиде. Для системы $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MnO}-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ нами были также построены качественные диаграммы фазовых равновесий в координатах $\mu_{\text{CO}_2} - \mu_{\text{H}_2\text{O}}$ и $T - X_{\text{CO}_2}$. Условия построения диаграмм аналогичны тем, которые были выбраны для предыдущей системы, за исключением того, что число инертных компонентов разняется в данном случае трем, а ми-

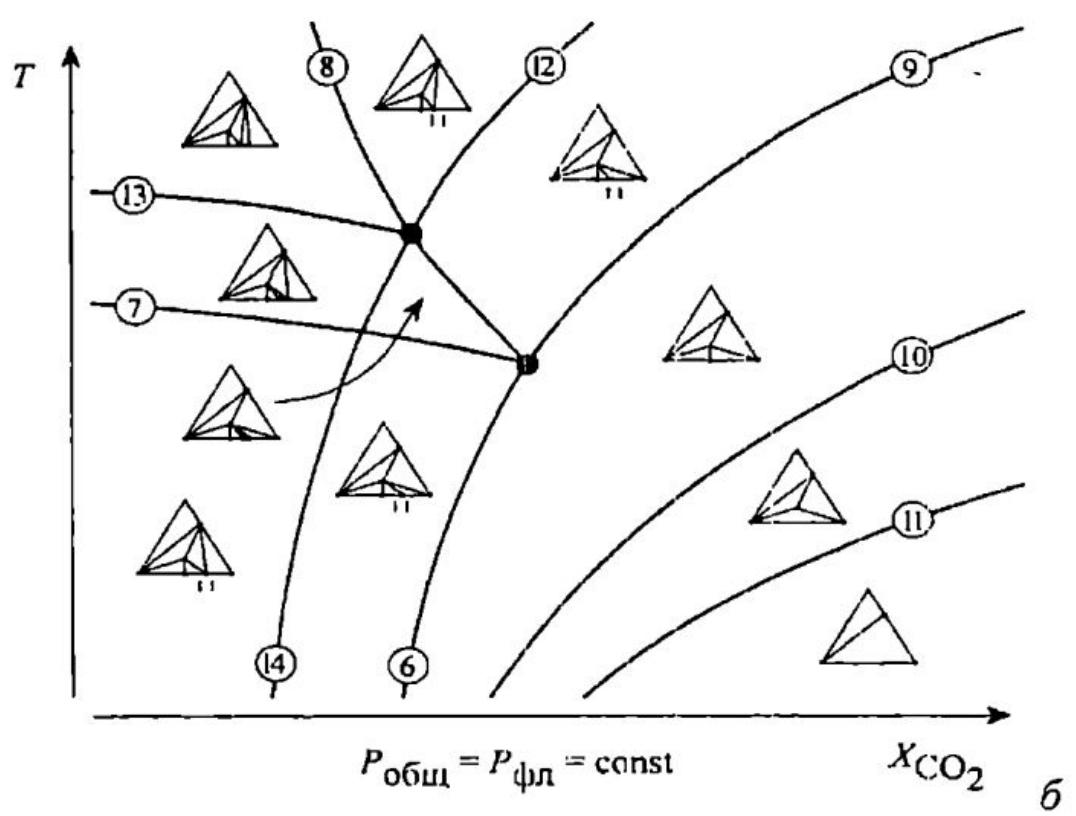
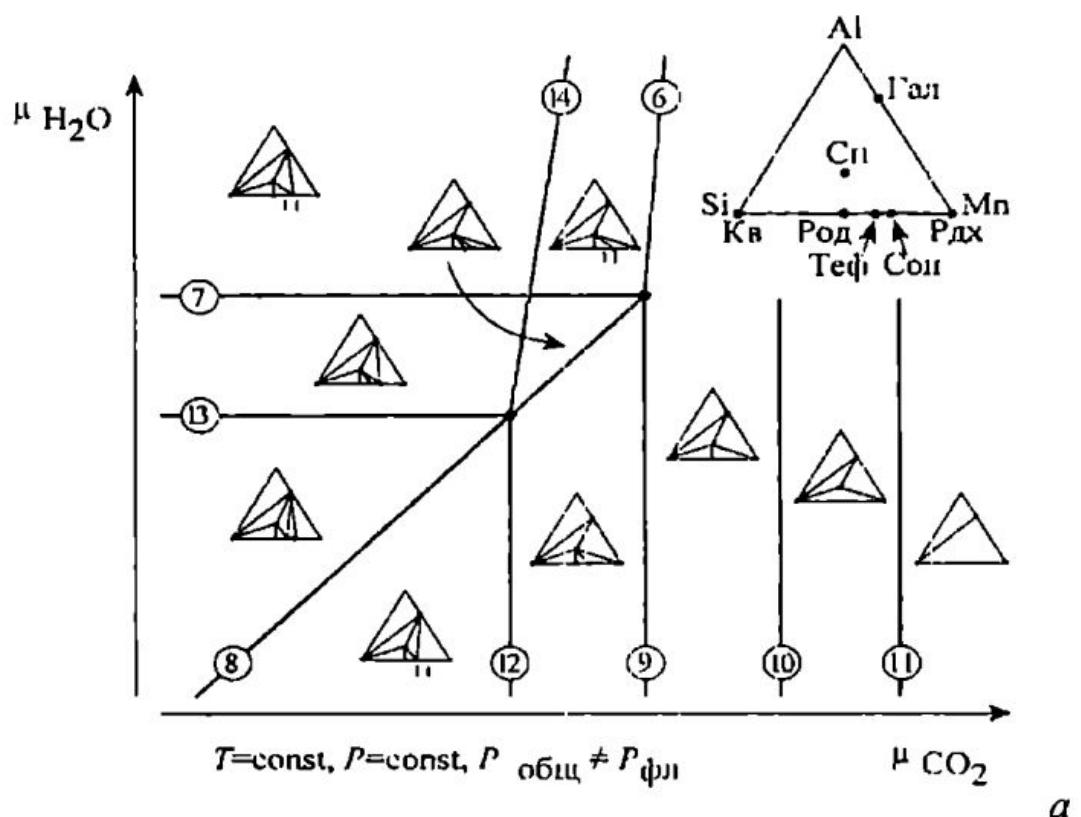


Рис. 60. Диаграммы фазовых равновесий в системе $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MnO}-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ (фрагмент).

Минералы: Рдх — родохрозит, Род — родонит, Теф — тифронт, Сон — сонолит, Кв — кварц, Сп — спессартин, Гал — галаксит. Цифрами обозначены уравнения:

- 6) $5\text{Рдх}+4\text{Род}+\text{H}_2\text{O}=\text{Сон}+5\text{CO}_2$;
- 7) $5\text{Теф}+\text{H}_2\text{O}=\text{Сон}+\text{Род}$;
- 8) $4\text{Теф}+\text{Рдх}+\text{H}_2\text{O}=\text{Сон}+\text{CO}_2$;
- 9) $\text{Рдх}+\text{Род}=\text{Теф}+\text{CO}_2$;
- 10) $\text{Рдх}+\text{Кв}=\text{Род}+\text{CO}_2$;
- 11) $\text{Сп}+2\text{CO}_2=2\text{Рдх}+3\text{Кв}+\text{Гал}$;
- 12) $3\text{Теф}+\text{Гал}+4\text{CO}_2=4\text{Рдх}+\text{Сп}$;
- 13) $19\text{Теф}+\text{Гал}+4\text{H}_2\text{O}=4\text{Сон}+\text{Сп}$;
- 14) $3\text{Сон}+4\text{Гал}+19\text{CO}_2=\text{Сп}+19\text{Рдх}+3\text{H}_2\text{O}$.

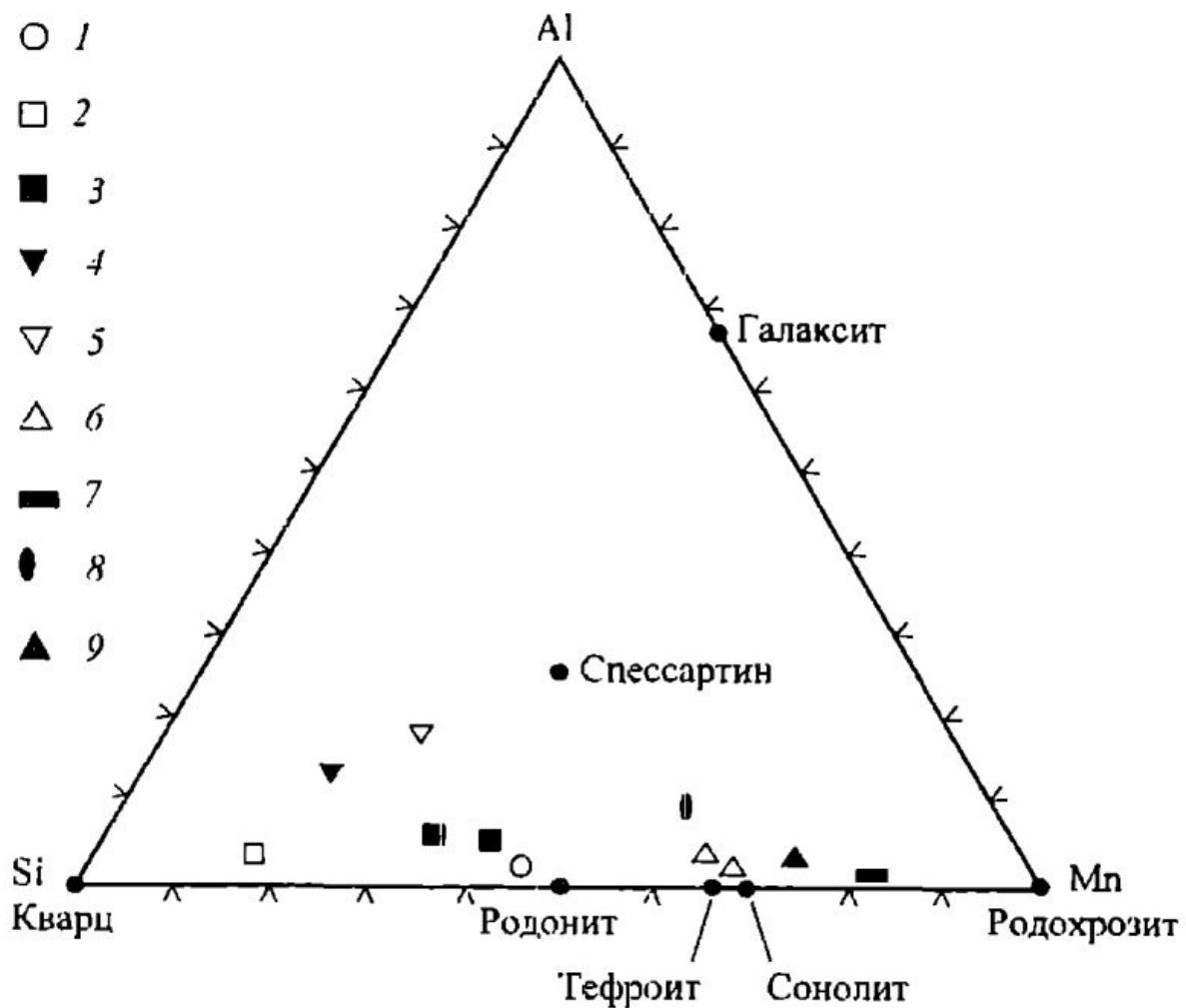


Рис. 61. Соотношение содержаний кремния, марганца и алюминия (атомные количества) в родонитовых породах и слагающих их минералах.

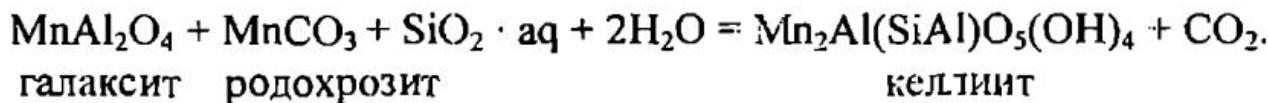
Минеральные агрегаты: 1 — родонитовый; 2 — кварц-родонитовый; 3 — спессартин-родонитовый; 4 — спессартин-кварцевый; 5 — спессартиновый; 6 — тифроитовый; 7 — родахрозит-тифроитовый; 8 — спессартин-тифроитовый; 9 — родахрозит-сонолитовый.

нералов — семи (родонит, тифроит, родахрозит, сонолит, кварц, спессартин и галаксит). Кроме того, было принято, что ассоциация родонита с галакситом при любых условиях является неустойчивой.

На рис. 60 приведены лишь те фрагменты построенных диаграмм, в которых устойчив тифроит и, таким образом, стабильны все минеральные ассоциации изученных пород. При сопоставлении ассоциаций, представленных на диаграммах, с наблюдаемыми в изученных месторождениях необходимо учитывать довольно низкое содержание алюминия в родонитовых породах (рис. 61). В этих условиях спессартин может быть устойчивым в парагенезисе со всеми минералами, а галаксит появляется только в обогащенных марганцем ассоциациях — родахрозит-сонолитовой и родахрозит-тифроитовой. Кроме того, галаксит-

родохрозит-сонолитовый и галаксит-родохрозит-тефроитовый парагенезисы стабильны при условии низких X_{CO_2} , в межпоровом флюиде, левее линий 12 и 14 на рис. 60. При том же химическом составе породы, но более высокой мольной доле углекислоты, вместо названных парагенезисов образуется спессартин-родохрозитовая ассоциация. В среднеуральских родонитовых месторождениях установлены все три ассоциации, причем иногда они встречаются в одном образце. Это возможно только в случае отсутствия свободной миграции углекислоты в породе, при которой между локальными участками породы поддерживается градиент X_{CO_2} . Таким образом, анализ данной системы еще раз подтверждает сделанный ранее вывод об ограничении диффузии углекислоты при метаморфизме марганцевых залежей.

Келлиит в родонитовых породах является редким вторичным минералом, появляющимся на второй метаморфогенной стадии минералообразования путем замещения галаксита и родохрозита. Реакцию образования келлиита можно представить в таком виде:



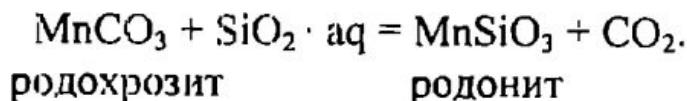
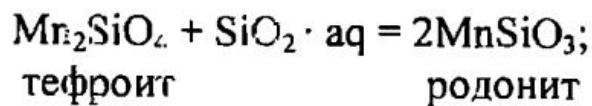
Из этого уравнения следует, что для возникновения келлиита необходимо повышение химического потенциала воды в минералообразующей среде и привнос в нее кремнезема.

Роль процессов метасоматоза в образовании родонитовых пород

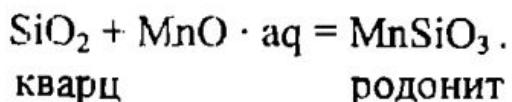
Выше было показано, что главные особенности минерального состава родонитовых пород Среднего Урала обусловлены температурой, давлением, неоднородным содержанием в породе SiO_2 , Al_2O_3 , MnO , MgO и CaO , а также вариациями мольной доли углекислоты в межпоровом флюиде.

Вместе с тем в родонитовых породах устанавливаются также и явные признаки обмена веществом между различными минеральными агрегатами. Например, происшедшее в конце первой, а также на второй метаморфогенной стадии минералообразования формирование родонитовых, родонит-кварцевых или кварцевых прожилков, которые секут родохрозит-тефроитовый и родохрозитовый агрегаты, могло быть обу-

словлено только привносом в них кремнезема из соседних участков породы, сложенных кварцевой и/или кварц-родонитовой ассоциациями. Привнесенный кремнезем реагировал с тефроитом и родохрозитом, в результате чего образовывался родонит:



Аналогичным образом формирование родонитовых прожилков, рассекающих кварцевые агрегаты, было вызвано привносом в последние марганца из родохрозит-тефроитовой или других обогащенных этим элементом ассоциаций:



При этом родонитовые, родонит-кварцевые и родохрозит-родонит(пиroxмангит)-кварцевые прожилки в родонитовом и спессартин-родонитовом агрегатах, по-видимому, образуются без привноса или выноса из них вещества в удаленные участки породы, т. е. формируются подобно жилам альпийского типа, путем перекристаллизации минералов из вмещающих данные прожилки агрегатов.

Еще одним примером метасоматических реакций в изученных родонитовых породах является каемка темно-малинового родонита-II, развивающаяся вокруг некоторых родохрозит-тефроитовых агрегатов. Как было показано во второй главе настоящей книги, образование данной каемки обусловлено биметасоматическим обменом кремнеземом и марганцем между граничащими друг с другом родохрозит-тефроитовым и кварц-родонитовым и/или кварцевым агрегатами.

Образование кварц-амфибол-спессартиновых метасоматитов, которые иногда окаймляют родонитовые тела, также связано с выносом марганца из родонитовых пород во вмещающие их сланцы.

Однако, по нашим наблюдениям, во всех приведенных примерах метасоматические процессы были проявлены локально и имели ограниченный масштаб. Миграция вещества при этом происходила на очень небольшое расстояние — от нескольких миллиметров до первых сантиметров. Главные же структурно-текстурные особенности среднеураль-

ских родонитовых пород и состав их парагенезисов были сформированы при изохимическом метаморфизме марганцевых отложений. Поэтому нельзя рассматривать среднеуральские родонитовые породы в целом как продукты полномасштабного метасоматического преобразования кварц-слюдяных сланцев марганецсодержащими растворами.

* * *

Приведенные выше данные позволяют сделать следующие выводы:

— Минеральный состав родонитовых пород сформирован в процессе регионального метаморфизма марганецсодержащих карбонатных отложений, включающих примесь кварца, глинистого материала и некоторых других компонентов.

— Температура образования ассоциаций первой метаморфогенной стадии составляла 420–500°C, второй — около 420–470°C и ниже, давление — около 2 кбар.

— Состав минеральных ассоциаций родонитовых пород обусловлен прежде всего вариациями содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , MnO и CaO в исходном осадке, температурой, давлением и мольной долей углекислоты в межпоровом флюиде. При этом между некоторыми, относительно замкнутыми участками породы диффузия углекислоты была ограничена.

— Обмен веществом между различными агрегатами родонитовых пород и сопряженные с ним процессы метасоматического замещения минералов при формировании минерального состава родонитовых пород имели ограниченный масштаб.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги, повторим основные моменты генезиса среднеуральского орлеца. Родонитовые породы образовались в ходе регионального метаморфизма гидротермально-осадочных карбонатных марганцевых отложений. Этот процесс четко делится на три больших этапа.

На первом этапе на дне морского бассейна происходили накопление и диагенез марганецсодержащих осадков, состоявших в основном из родохрозита и кварца (или опала) и включавших примесь глинистых минералов. Источником марганца являлись гидротермальные растворы, генетически связанные с очагами подводного вулканизма. Поступая на морское дно, эндогенные флюиды смешивались с морской водой, что приводило к изменению их физико-химических параметров, следствием чего было осаждение карбоната марганца и кремнезема. Первичные марганцевые отложения имели ритмично-полосчатое и конкреционное строение, а их состав характеризовался низкими содержаниями железа, титана, кальция, магния, натрия и калия. При этом если осадок был сложен преимущественно хемогенным веществом ($MnCO_3$ и SiO_2), то содержания перечисленных элементов были минимальными. Там же, где металлоносные илы частично разбавлялись терригенным материалом, концентрации элементов-примесей становились выше. Подобная специфика строения и состава исходных марганцевых залежей в значительной мере предопределила многие особенности текстуры и минерального состава родонитовых пород.

На втором этапе происходили метаморфогенные преобразования минерального состава, структур и текстур марганцевых отложений.

Выделяются две стадии метаморфогенного минералообразования. На первой, протекавшей на прогрессивном этапе метаморфизма, в условиях постепенного повышения температуры и давления (до $t = 450\text{--}500^\circ C$, $P = 2$ кбар), происходили химические реакции между компонентами исходной породы, в результате которых образовались основная масса родонита, тефроит, сонолит, спессартин и другие минералы. При этом в обогащенных кремнеземом участках появлялись родонитовый, кварц-родонитовый и спессартин-родонитовый агрегаты. Там же, где в исходном осадке преобладал родохрозит, сформировались тефроитовые, родохрозит-тефроитовые и родохрозит-сонолитовые ассоциации. Скопления глинистых минералов были преобразованы в спессартиновые обособления с большим набором второстепенных минералов. Все реакции протекали на фоне интенсивных пластических деформаций и сопровождались неоднократной перекристаллизацией минералов. В итоге сформировались главные черты минералогии и текстурного облика родонитовых пород.

Вторая стадия связана с регрессивным этапом метаморфизма ($t < 420-470^{\circ}\text{C}$). В этот период родонитовые породы подвергались хрупким деформациям, что приводило к появлению в них многочисленных трещин, в которых переотлагались ранее образованные родонит, пироксмангит, родохрозит, кварц, манганокуммингтонит, а несколько позже, при замещении родонита и тефроита, возник бементит и за счет галаксита — келлиит. Кроме того, на этой же стадии происходила кристаллизация неотокита и банистерита. Характерной чертой второй стадии является отсутствие тефроита и спессартина, формирование парагенетических ассоциаций родохрозита с кварцем и родохрозита с родонитом (пироксмангитом), а также минералов с высокими содержаниями воды — неотокита, бементита, келлиита и банистерита.

На обеих стадиях метаморфизма происходил диффузионный обмен компонентами (прежде всего Si и Mn) между смежными участками породы, сложенными контрастными по химическому составу минеральными ассоциациями, например кварц-родонитовой и родохрозит-тефроитовой. Вещество перераспределялось по механизму биметасоматоза: через поровые растворы из кварц-родонитовых агрегатов в родохрозит-тефроитовые поступал кремнезем, а в противоположном направлении — марганец. Попадая в обогащенную карбонатом породу, кремнезем реагировал с родохрозитом и тефроитом, в результате кристаллизовался родонит. Аналогично привнесенный в пересыщенные кремнеземом ассоциации марганец взаимодействовал с кварцем, также с отложением родонита. Однако метасоматические процессы проявились локально. Миграция вещества происходила на расстояние в несколько миллиметров. Кроме того, ряд особенностей минерального состава родонитовых пород указывает на ограничение диффузии углекислоты между некоторыми, относительно замкнутыми участками рудных тел.

Таким образом, процесс формирования минерального состава родонитовых пород имел изохимический характер. Состав метаморфогенных парагенезисов обусловливается температурой, давлением, а также соотношениями количеств SiO_2 , Al_2O_3 , MnO , CaO и некоторых других компонентов в исходном осадке и мольной долей углекислоты во флюиде. Текстурные особенности родонитовых пород в значительной степени были унаследованы от строения первичных марганцевых отложений.

На заключительном, третьем, этапе родонитовые породы подвергались процессам гипергенного изменения. В этот период происходило физическое и химическое выветривание силикатов и карбонатов с образованием опала и целой серии оксидов и гидроксидов марганца.

УКАЗАТЕЛЬ ЛИТЕРАТУРЫ

- Аринштейн М.Б., Мельников Е.П., Шакинко И.М. Цветные камни Урала. Свердловск: Средне-Уральское книжное изд-во, 1986. 224 с.
- Белковский А.И. Симплектиг-эклогиты Среднего Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1989. 189 с.
- Белковский А.И., Поктина Н.Н. Родонит-спессартиновые скарны Уфалейского гнейсо-мigmatитового комплекса // Ежегодник-1976. Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1977. С. 50–52.
- Белов Н.В. Очерк по структурной минералогии. М.: Недра, 1976. 160 с.
- Блаэсчишин А.И. О механизме накопления марганца во впадинах Балтийского моря // Марганцевые руды: Тез. докт. чужведом. совещ. «Актуальные проблемы образования и поисков марганцевых руд», Санкт-Петербург, 29 сентября—1 октября 1992 г. СПб., 1992. С. 31–32.
- Брусницын А.И. Минералогия месторождений поделочных родонитовых пород Среднего Урала // ЗВМО. 1998, вып. 3. С. 1–11.
- Брусницын А.И., Болотова А.Л. Новые данные по минералогии Бородулинского месторождения поделочного родонита, Средний Урал // Уральская летняя минералогическая школа-96: Матер. междунар. науч. конф., студентов, аспирантов, научных сотрудников и преподавателей российских вузов. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1996. С. 161–164.
- Брусницын А.И., Нестеров А.Р. Родохрозит-сонолитовая ассоциация в родонитовых породах Малоседельниковского месторождения // ЗВМО. 1993, вып. 6. С. 78–82.
- Брусницын А.И., Нестеров А.Р. Алабандин из родонитовых пород Малоседельниковского месторождения (Средний Урал) // ЗВМО. 1995, вып. 1. С. 80–84.
- Брусницын А.И., Нестеров А.Р., Чуканов Н.В. Новые данные о галаксите // ЗВМО. 1995, вып. 2. С. 67–71.
- Брусницын А.И., Перова Е.Н., Чуканов Н.В. Манганокуммингтонит из родонитовых пород Среднего Урала // ЗВМО. 1996а, вып. 3. С. 73–83.
- Брусницын А.И., Серков А.Н., Перова Е.Н. Аллеганит из Бородулинского месторождения подслочного родонита (Средний Урал) // ЗВМО. 1996б, вып. 2. С. 96–102.
- Булах А.Г., Кривовичев В.Г. Расчет минеральных равновесий. Л.: Недра, 1985. 184 с.
- Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочная рудная минерализация в рифтовой зоне Красного моря: минералогия, геохимия, процессы формирования // Геология рудных месторождений. 1993, № 2. С. 99–114.
- Варенцов И.М., Рахманов В.П. Месторождения марганца // Рудные месторождения СССР. Т. 1. М.: Недра, 1978. С. 112–171.
- Ватанабе Т., Юи С., Катю А. Обзор пластовых марганцевых месторождений Японии // Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973а. С. 104–121.
- Ватанабе Т., Юи С., Катю А. Метаморфизованные пластовые марганцевые месторождения рудника Нода-Тамагава // Там же. 1973б. С. 121–128.
- Вертушков Г.Н. Курганин из месторождения орлеша на Среднем Урале // Материалы к топоминералогии Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1986. С. 83–89.
- Власов К.А., Кутукова Е.И. Баженовское месторождение марганца (родонита) на Урале // Труды ИГТ АН СССР. 1940, вып. 39. С. 1–4.
- Войтекевич Г.В., Кокин А.В., Мировников А.Е. и др. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 479 с.

Вояковский С.К., Ильин В.Ф., Павлов Л.Г. и др. Новая Земля — новая марганцевоносная провинция // Марганцевое рудообразование на территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 174—177.

Гаврилов А.А. Эксгалиационно-осадочное рудоакопление марганца. М.: Недра, 1972. 216 с.

Глебовицкий В.А. Минеральные фации как критерий Р-Т-параметров метаморфизма // Термо- и барометрия метаморфических пород. Л.: Наука, 1977. С. 5—39.

Голдобин А.В. Родонит // Горн. журн. Уральское горное обозрение. 1994, № 11—12. С. 20—29.

Голомзик А.И. Родонит. Свердловск: Средне-Уральское книжное изд-во, 1983. 160 с.

Гордиенко М.А. Месторождения марганцевой руды в Сысертском горном округе на Урале // Горн. журн. 1928, № 1. С. 14—17.

Гордиенко М.А. Месторождения марганцевой руды в Верх-Нейвинской даче на Урале // Горн. журн. 1931, № 6. С. 21—25

Грязнов О.Н. Рудоносные метасоматические формации складчатых поясов. М.: Недра, 1992. 252 с.

Дир У.А., Хаус Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т.1. М.: Мир, 1965а. 370 с.

Дир У.А., Хаус Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т.2. М.: Мир, 1965б. 406 с.

Дир У.А., Хаус Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т.4. М.: Мир, 1966а. 482 с.

Дир У.А., Хаус Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т.5. М.: Мир, 1966б. 402 с.

Дымкин А.М., Нечеухин В.М., Прокин В.А. Проблемы эволюции и металлогенической специализации вулканизма геосинклинально-складчатых систем // Палеовулканические карты и металлогеническая специализация древнего вулканизма Урала. Свердловск: Изд-во ИГГ УНЦ АН СССР, 1985. С. 3—10.

Калинин В.В. Марганцевые и железомарганцевые месторождения восточного склона Южного Урала // Марганцевые месторождения складчатых областей СССР. М.: Наука, 1978. С. 55—90.

Карбонаты: минералогия и химия: Справочник / Под ред. Р.Дж.Ридера. М.: Мир, 1987. 563 с.

Каюрова М.М., Косяк Е.А., Кузнецевский А.Г. и др. Родонито-цельзиановая ассоциация на месторождении Бурултас (Западное Прибалхашье) // ЗВМО. 1977, вып. 4. С. 474—475.

Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.

Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н. Геология месторождений поделочных камней. М.: Недра, 1983. 264 с.

Кожевников К.Е. Месторождения родонита (орлеца) на Среднем Урале // Труды ГГИ. 1960, вып. 35. С. 291—296.

Коржинский Д.С. Очерки метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 332—452.

Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 288 с.

Корытов Ф.Я., Прокофьев В.Ю. Новые данные о генезисе родонита Урала // Докл. АН СССР. 1983, т. 269, № 6. С. 1433—1435.

Костюк Е.А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М.: Наука, 1970. 311 с.

Краснобаев А.А., Ронкин Ю.Д., Степанов А.И. и др. О возрасте гранитизации и природе субстрата гнейсов Сысерско-Ильменогорского комплекса // Ежегодник-1977. Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР Свердловск, 1978. С. 3-6.

Лабезник К.А., Никишова Л.В. Первая находка марганецсодержащего силиката в ча-роититах // Докл. АН СССР. 1992, т.332, № 3. С. 589–594.

Лебедев Г. Несколько слов о Корниловом логе и об Уральском орлеце // Зап. Императорского Санкт-Петербургского минералогического общества. 1878. Сер. 2. Ч. XIII. С. 1-8.

Лисицын А.П. Гидротермальные системы Мирового океана — поставка эндогенного существа // Гидротермальные системы и осадочные формации срединно-океанических хребтов Атлантики. М.: Наука, 1993. С. 147–247.

Лукошков В.Н. Гондиты Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1983. 120 с.

Матковский О.И. Минералогия и петрография Чивчинских гор. Львов: Изд-во Львовск. ун-та, 1971. 224 с.

Минералы: Справочник. Т. 1. М.: Наука, 1960. 653 с.

Минералы: Справочник. Т. 2, вып. 3. М.: Наука, 1967. 675 с.

Минералы: Справочник. Т. 3, вып. 1. М.: Наука, 1972. 883 с.

Минералы: Справочник. Т. 3, вып. 2. М.: Наука, 1981а. 615 с.

Минералы: Справочник. Т. 3, вып. 3. М.: Наука, 1981б. 397 с.

Минералы: Справочник. Т. 4, вып. 2. М.: Наука, 1992. 662 с.

Минералы: Справочник. Т. 4, вып. 3. М.: Наука, 1996. 427 с.

Наседкина В.Х., Коняева И.Д., Шишкун М.А. Вещественный состав марганцевых и железных руд Парнокского месторождения (Приполярный Урал) // Марганцевые руды: Тез. докл. межведом. совещ. «Актуальные проблемы образования и поисков марганцевых руд», Санкт-Петербург, 29 сентября—1 октября 1992 г. СПб., 1992. С. 41–42.

Огородников В.Н. Минеральный состав гондитов как отражение условий их образования // Уральская летняя минералогическая школа-95: Матер. межвуз. науч. конфер. студентов, аспирантов, научных сотрудников и преподавателей российских вузов. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 1995. С. 66–67.

Онищенко С.А., Белова О.С., Герасимов Н.Н. Парагенезисы сонолита в марганцевых рудах Полярного Урала // Материалы 19-й научной конференции молодых ученых геологического факультета МГУ, Москва, 27 марта 1992 г. Секция полезных ископаемых. М., 1992. С. 40–44.

Очерк месторождений полезных ископаемых в Европейской России и на Урале. СПб.: Издание горного департамента. Типография В.Ф.Демакова, 1881. 249 с.

Патнис А., Мак-Коннел Дж. Основные черты поведения минералов. М.: Мир, 1983. 303 с.

Паутов Л.А., Игнатенко К.И., Белаковский Д.И. Новые данные о сонолите // ЗВМО. 1990, вып. 2. С. 98–101.

Паутов Л.А., Хворов П.В., Игнатенко Л.И. Аллеганит из родонитовых пород хр Иныльчек (первое описание аллеганита из СССР) // Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1989. С.162–166.

Паутов Л.А., Хворов П.В., Игнатенко К.И. и др. Христовит-Се $(\text{Ca}, \text{REE})\text{REE}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{AlMnSi}_3\text{O}_{11}(\text{OH})(\text{F}, \text{OH})$ — новый минерал из группы эпидота // ЗВМО. 1993, вып. 3. С. 103–111.

Перрова Е.Н. РТ-условия формирования метаморфизованных силикатных марганцевых месторождений Среднего Урала // Уральская летняя минералогическая школа-97: Матер.

межвуз. науч. конфер. студентов, аспирантов, научных сотрудников и преподавателей российских вузов. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 1997. С. 210–212.

Перова Е.Н. Минералогия и физико-химическая модель формирования метаморфизованных силикатных марганцевых пород (на примере родонитовых месторождений Среднего Урала): Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. СПбГУ, 1998. 16 с.

Перова Е.Н., Брусницын А.И. Карбонаты из родонитовых пород Среднего и Южного Урала // Уральская летняя минералогическая школа-96: Матер. межвуз. науч. конфер. студентов, аспирантов, научных сотрудников и преподавателей российских вузов. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 1996. С. 168–171.

Платонов А.Н. Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 1976. 264 с.

Плюсина П.И. Инфракрасные спектры силикатов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. 190 с.

Половинкина Ю. Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических пород. Ч.2. Т. II. М.: Недра. 1966. 270 с.

Попов В.Е. Вулканогенно-осадочные месторождения. Л.: Недра, 1979. 296 с.

Попов В.Е. Генезис вулканогенно-осадочных месторождений и их прогнозная оценка. Л.: Недра, 1991. 288 с.

Портнов А.М., Вайнтруб Б.Г., Солиццева Л.С. и др. Стартит — водный силикат марганца со структурой триоктаэдрической слюды // Докт. АН СССР. 1978, т. 243, № 5. С. 1292–1294.

Практическая растровая электронная микроскопия / Под ред. Дж.Голдстейна. М.: Мир, 1978. 656 с.

Прудников Е.Д., Шапкина Ю.С. Ошибки определения микроколичеств элементов равновесными, импульсными и сцинтилляционными способами регистрации в эмиссионной пламенной спектроскопии // Вестн. Ленингр. ун-та. 1978, вып. 4. С. 6–53.

Рентгенография основных типов породообразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты) / Под ред. В.Л. Франк-Каменецкого. Л.: Недра, 1983. 360 с.

Рогов В.С., Галицкая Э.И. Нижнепермские руды марганца северо-восточного склона Пай-Хоя // Марганцевое рудообразование на территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 177–182.

Рой С. Месторождения марганца. М.: Мир, 1986. 520 с.

Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986. 159 с.

Руденко С.А., Эшкун В.Ю., Калягин И.А. Фации минералов // ЗВМО. 1991, вып. 3. С. 1–14.

Севергин В.М. Первые основания минералогии или естественной истории ископаемых тел в двух книгах. СПб.: Императорская Академия наук, 1798. Книга II. 536 с.

Севергин В.М. Подробный словарь минералогический. СПб.: Императорская Академия наук, 1807. 572 с.

Серков А.Н. Петрология, минералогия и генезис среднеуральских месторождений родонита: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1989. 19 с.

Серков А.Н. Минералогия и генезис месторождений родонита (орлена) Среднего Урала // Минералогия месторождений Урала: Тез. докл. II регион. совещ. «Минералогия Урала». Т. II. Миасс, 1990. С. 138–140.

Серков А.Н. Состояние сырьевой базы родонита на Урале и перспективы ее расширения // Горн. журн. Уральское горное обозрение. 1993, вып. 11. С. 137–139.

Симонов А.И. Неотокит из Мало-Седельниковского месторождения на Среднем Урале // Труды ГГИ. 1953, вып. 20. С. 140–143.

Синяков В.И. Основы теории рудогенеза. Л.: Недра, 1987. 192 с.

- Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 218 с.
- Соколова Е.В., Угров-Тисменко Ю.К., Паутов Л.А. и др. О структуре природного Ва-титаносиликата $\text{BaMn}_2\text{TiO}(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH})_2$ — члена гомологического ряда сейдоверит—накафит // ЗВМО. 1989, вып. 4. С. 81–84.
- Стоялов С.П. Геолого-промышленная классификация месторождений поделочного родонита // Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980. С. 232–239.
- Суставов С.Г., Аронский В.П. Иссупит из Кургановского месторождения родонита // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1986. С. 187–189.
- Суставов С.Г., Брусицын А.И., Ильина А.Н. и др. Новые данные о банистерите // ЗВМО. 1997, вып. 5. С. 64–74.
- Таран М.Н., Силаев В.И., Хоменко В.М. и др. Новая разновидность родонита из марганцевых проявлений Полярного Урала // Докл. АН СССР. 1989, т. 308, № 5. С. 1211–1215.
- Типоморфизм минералов: Справочник / Под ред. Л.В.Чернышевой. М.: Недра, 1989. 389 с.
- Ушакова Е.Н., Кузнецова И.К., Павлюченко В.С. и др. Высокожелезистые силикаты марганца Хадынского железорудного месторождения (юго-восточная Тыва) // ЗВМО. 1983, вып. 4. С. 444–451.
- Фации метаморфизма / Под ред. В.С.Соболева. М.: Недра, 1970. 432 с.
- Федоров Е.С. Еремеев как минералог // Ежегодник по геологии и минералогии России. 1899, т. III, вып. 9. С. 141–150.
- Ферсман А.Е. очерки по истории камня. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 620 с.
- Ферсман А.Е. Драгоценные и цветные камни СССР // Избр. труды. Т. 7. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 592 с.
- Флейшер М., Уилкокс Р., Матцко Дж. Микроскопическое определение прозрачных минералов / Пер. с англ. под ред. В.А.Франк-Каменецкого. Л.: Недра, 1987. 648 с.
- Цыкин Р.А., Костенко Л.П. Мезозойско-кайнозойские отложения Порожинского месторождения марганца // Марганцевое рудообразование на территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 109–115.
- Черемицын В.Г., Кирносов В.К. Особенности геологического строения Мало-Седельниковского месторождения родонита // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений ювелирных, поделочных и декоративно-облицовочных камней: Тез. докл. семинара, 8–10 апреля 1975 г. М., 1975. С. 38–40.
- Чуканов Н.В. Об инфракрасных спектрах силикатов и алюмосиликатов // ЗВМО. 1995, вып. 3. С. 80–85.
- Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. Гипергенные окислы марганца. М.: Наука, 1989. 208 с.
- Шатский Н.С. О марганцевоносных формациях и о металлогении марганца // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954, № 4. С. 2–37.
- Шишкин М.А., Герасимов Н.Н. Парнокское железомарганцевое месторождение (Полярный Урал) // Геология рудных месторождений. 1995, т. 37, № 5. С. 445–456.
- Электронная микроскопия в минералогии / Под ред. Г.-Р. Венка. М.: Мир, 1979. 542 с.
- Abrecht J. Experimental evolution of the $\text{MnCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{MnSiO}_3 + \text{CO}_2$ equilibrium at 1 kbar // Amer. Miner. 1988, vol. 73. P. 1285–1291.
- Abrecht J., Peters Tj. The Miscibility gap between rhodonite and bustamite along the join $\text{MnSiO}_3 - \text{Ca}_{0.40}\text{Mn}_{0.40}\text{SiO}_3$ // Contrib. Miner. Petrol. 1980, vol. 74. P. 261–269.

Abs-Wurmbach, Peters Tj., Langer K. e. a. Phase relation in the system Mn–Si–O: an experimental and petrological study // N. Jb. Miner. Abh. 1983, vol. 3. P. 258–279.

Aikawa N. Oriented intergrowths of rhodonite and pyroxmangite and their transformation mechanism // Miner. J. 1979, vol. 9. P. 255–269.

Aikawa N. Lamenar structure of rhodonite and pyroxmangite intergrowths // Amer. Miner. 1984, vol. 69. P. 270–276.

Aikawa N. Lattice parameters, textures and optical properties of rhodonite and pyroxmangite intergrowths // J. Geosci. Osaka City Univ. 1987, vol. 30. P. 1–3.

Akimoto S., Syono Y. High pressure transformation in $MnSiO_3$ // Amer. Miner. 1972, vol. 57. P. 76–84.

Ashley P.M. Geochemistry and mineralogy of tephroite-bearing rocks from the Hoskins manganese mine, New South Wales, Australia // N. Jb. Miner. Abh. 1989, vol. 161. P. 85–111.

Belakowski D.I. Die seltenen Mineralien von Dara-i-Pioz in Hochgebirge Tadzhikistan // Lapis. 1991, vol. 12. P. 42–48.

Bhattacharya P.K., Dasgupta S., Chattopadhyay G. e. a. Petrology of jacobsite bearing assemblages from Sausar Group, India // N. Jb. Miner. Abh. 1988, vol. 1. P. 101–111.

Bhattacharyya S. Mineral chemistry and petrology of the manganese silicate rocks of Vizianagaram manganese belt, Andhra Pradesh // J. Geol. Soc. India. 1986, vol. 27, № 2. P. 169–184.

Brown G.E. Olivines and silicate spinel // MSA Rev. in Miner. 1982, vol. 5. P. 275–381.

Buhn B., Okerusch M., Woermann E. e.a. Metamorphic evolution of neoproterozoic manganese formations and their country rock at Otjosondu, Namibia // J. Petrol. 1995, vol. 36, № 2. P. 463–496.

Candia M.A.F., Peters Tj., Valarelli J.V. The experimental investigation of the reaction $MnCO_3 + SiO_2 = MnSiO_3 + CO_2$ and $MnSiO_3 + MnCO_3 = Mn_2SiO_4 + CO_2$ in CO_2/H_2O gasmixtures at total pressure of 500 bars // Contrib. Miner. Petrol. 1975, vol. 52. P. 261–266.

Capobianco C., Navrotsky A. Solid-solution thermodynamics in $CaCO_3$ – $MnCO_3$ // Amer. Miner. 1987, vol. 72. P. 312–318.

Clark A.M., Easton A.J., Jones G.C. A study of the neotocite group // Miner. Mag. 1978, vol. 42. P. M26–M30.

Cook P. Sonolite, Alleghanyte and Leucophoenicitite from New Jersey // Amer. Miner. 1969, vol. 54, № 9–10. P. 1392–1398.

Coutinho J.M.V., Candia M.A.F., Valarelli J.V. Mineralogical study of the main manganese carbonate-silicate protores (queluzites) from Brazil and their weathering products // Symposium 104.3, «Geology and Geochemistry of manganese», 25th Int. Geol. Congr. Abstracts. 1976, № 3. P. 764–765.

Dasgupta S., Bhattacharya P.K., Banerjee H. e.a. Calderite-rich garnets from metamorphosed manganese silicate rocks of the Sausar Group, India, and their derivation // Miner. Mag. 1987, vol. 51. P. 577–583.

Dasgupta S., Bhattacharya P.K., Chattopadhyay G. e.a. Petrology of Mg–Mn amphibole-bearing assemblages in manganese silicate rocks of the Sausar Group, India // Miner. Mag. 1988, vol. 52. P. 105–111.

Dasgupta S., Hariya Y., Miura H. Composition limits of the manganese carbonates and silicates in granulite facies metamorphosed deposits of Garbharn, Eastern Ghats, India // Res. geol. Special Issue. 1993, № 17. P. 43–49.

De Capitani C., Peters T. The solvus in the system $MnCO_3$ – $CaCO_3$ // Contrib. Miner. Petrol. 1981, vol. 76. P. 394–400.

Dickson B.L. The iron distribution in Rhodonite // Amer. Miner. 1975, vol. 60. P. 98–104.

Dunn P.J., Francis C.A., Ramil R.A. e.a. Wiscrite, an occurrence of the Kombat mine in Namibia, a new data // Amer. Miner. 1989, vol. 74. P. 1374–1376.

Dunn P.J., Leavens P.B., Norberg J.A. e.a. Bannisterite: New chemical data and empirical formula // Amer. Miner. 1981, vol. 66. P. 1063–1067.

Eggleton R.A., Pennington J.H., Freeman R.S. e.a. Structural aspect of the hisingerite-neotocite series // Clay. Miner. 1983, vol. 18, № 1. P. 21–31.

Essene E.S., Peacock D.R. Crystal chemistry and petrology of coexisting galaxite and jacobsite and other spinel solution and solvi // Amer. Miner. 1983, vol. 68, № 3–4. P. 449–455.

Faryad S.W. Mineralogy of the Mn-rich rocks from greenschist facies sequences of the Gemicicum, West Carpathians, Slovakia // N. Jb. Miner. Mh. 1994, vol. 10. P. 464–480.

Fermor L.L. Manganese in India // Mining Geol. Inst. India. Nrans. 1909, vol. 1. P. 69–131.

Ferrow F.A., Morad S., Koark H.J. Bannisterite from Nyberget Mn–Fe ore deposits, central Sweeden: chemistry and model occurrence // N. Jb. Miner. Abh. 1992, vol. 164, № 2–3. P. 169–182.

Francis C.A. New data on the forsterit-tephroite series // Amer. Miner. 1985, vol. 70. P. 568–575.

Fukuoka M. Mineralogical and genetical study of alabandite from the manganese deposits of Japan // Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. Ser. D. Geol. 1981, vol. 24, № 4. P. 207–251.

Fukuoka M., Hirokawari F. Chemical composition of jacobsite from the bedded manganese ore deposits // J. Miner. Soc. Japan. 1980, № 3. P. 39–53.

Heaney P.J., Past J.E., Evans H.T. The crystal structure of bannisterite // Clays Clay Minerals. 1992, vol. 40. P. 129–144.

Hsu L.S. Selected phase relationships in the system Al–Mn–Fc–Si–O–H: a model for garnet equilibria // J. Petrol. 1968, vol. 9. P. 40–83.

Huebner J.S. Stability relation of minerals in the system Mn–Si–C–O // Ph. D. Thesis. The Johns Hopkins University, Baltimore, USA. 1967. 279 p.

Huebner J.S. Stability relation of rhodochrosite in the system manganese–carbon–oxygen // Amer. Miner. 1969, vol. 54. P. 457–481.

Ito J. Rhodonite-pyroxmangite peritectic along the join $MnSiO_3$ — $MgSiO_3$ in air // Amer. Miner. 1972, vol. 57. P. 865–876.

Jimenez-Millan J., Velilla N. Mineralogy and geochemistry of reduced manganese carbonate-silicate rocks from the Aracena area (Iberian Massif, SW Spain) // N. Jb. Miner. Abh. 1994, vol. 166. P. 193–209.

Kerrick D.M. Review of the metamorphic mixed-volatile (H_2O — CO_2) equilibria // Amer. Miner. 1974, vol. 59. P. 729–762.

Klein C. Jr. Cummingtonite-grunerite series: a chemical, optical and X-ray study // Amer. Miner. 1964, vol. 49. P. 963–982.

Klein C. Jr. Mineralogy and petrology of the metamorphosed Wabush Iron Formation, south-western Labrador // J. Petrol. 1966, vol. 7. P. 246–305.

Lagache M., Catell N. Solid solutions and unmixing in the (Ba,K,Na)-feldspats. Part I. The albite-celsiane solvus determined by ion-exchange experiments // Eur. J. Miner. 1992, vol. 4. P. 209–212.

Leak B.E. Nomenclature of amphiboles // Amer. Miner. 1978, vol. 63. P. 1023–1052.

Leak B.E., Woolley A.K., Arps C.E.S. e.a. Nomenclature of amphiboles // Eur. J. Miner. 1997, Vol. 9. P. 623–651

Lee D.E. Mineralogy of some Japanese manganese ore // Stanford Univ. Publ. Ser. Geol. Sci. 1955, № 5. 64 p.

Lee D.E. Grossularite-spessartite garnet from the Victori mine, Gabbs, Nevada // Amer. Miner. 1962, vol. 47. P. 147–151.

Liebau F. Über die kristallstruktur des pyroxmangite $(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Ca}, \text{Mg})\text{SiO}_3$ // Acta Krist. 1959, vol. 12. P. 177–181.

Liebau F., Hilmers W., Lindemann G. Über die kristallstruktur des rhodonite $(\text{Mn}, \text{Ca})\text{SiO}_3$ // Acta Krist. 1959, vol. 12. P. 182–187.

Lindqvist B., Jansson S. On the crystal chemistry of the hisingerite // Amer. Miner. 1962, vol. 47. P. 1356–1362.

Lucchetti G. Tephroite from Val Graveglia metacherts (Liguria, Italy): mineral data and reaction for Mn-silicates and Mn-Ca-carbonates // Eur. J. Miner. 1991, vol. 3. P. 63–68.

Maresch W.V., Mottana A. The pyroxmangite-rhodonite transformation for the MnSiO_3 composition // Contrib. Miner. Petrol. 1976, vol. 55. P. 69–79.

Mason B. Famous mineral localities, Broken Hill, Australia // Miner. Record. 1976, vol. 7. P. 25–35.

Matsubara S., Kato A. A barian bannisterite from Japan // Miner. Mag. 1989, vol. 53. P. 85–87.

Meagher E.P. Silicate garnets // MSA Rew. Miner. 1982, vol. 5. P. 275–381.

Melcher F. Genesis of chemical sediments in Birimian greenstone belts: evidence from gondites and related manganese-bearing rocks from northern Ghana // Miner. Mag. 1995, vol. 59. P. 229–251.

Momoi H. Mineralogical study of rhodonites in Japan, with special reference to contact metamorphism // Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. Ser. D. Geol. 1964, vol. XV, № 1. P. 39–63.

Mottana A. Blueschist-facies metamorphism of manganeseiferous cherts: A review of the alpine occurrences // Blueschist and Eclogites / Ed. B.W. Evans and H.Brown. Geol. Soc. Amer. Miner. 1986. P. 267–299.

Peacor D.R., Essene E.J., Graines A.M. Petrologic and crystal-chemical implications of the cation order-disorder in kutnahorite $[\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2]$ // Amer. Miner. 1987, vol. 72. P. 319–328.

Peacor D.R., Essene E.J., Simmons W.B. Kelleit, a new Mn-member of serpentin group from Bald Knob, North Carolina, and new data on Grovesite // Amer. Miner. 1974, vol. 59. P. 1153–1156.

Peacor D.R., Niizeki N. The determination and refinement of crystal structure of rhodonite, $(\text{Mn}, \text{Ca})\text{SiO}_3$ // Z. Kristal. 1963, vol. 119. P. 98–116.

Peters Tj. Pyroxmangite: stability in $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ mixtures at a total pressure of 2000 bars // Contrib. Miner. Petrol. 1971, vol. 32. P. 267–273.

Peters Tj., Schwander H., Trommsdorff V. Assemblages among tephroite, pyroxmangite, rhodochrosite, quartz: experimental data and occurrences in the Rhetic Alps // Contrib. Miner. Petrol. 1973, vol. 42. P. 325–332.

Peters Tj., Trommsdorff V., Sommerrauer J. Manganese pyroxenoids and carbonates: critical phase relation in metamorphic assemblages from the Alps // Contrib. Miner. Petrol. 1978, vol. 66. P. 383–388.

Plimer I.R. Bannisterite from Broken Hill, Australia // N.Jb. Miner. Mh. 1977, vol. 11. P. 504–508.

Rose G. Mineralogisch-geognostische Reise nach dem Ural, dem Altai und Kaspischen Meere. Berlin: Erster Band, 1837. 162 S.

Ross C.S., Kerr P.F. The manganese mineral of vein near Bald Knob, North Carolina // Amer. Miner. 1932, vol. 17, № 1. P. 1–18.

Roy S., Dasgupta S., Majumdar N. e.a. Petrology of the manganese silicate-carbonate-oxide of Sausar Group, India // N.Jb. Miner. Mh. 1986, vol. 12. P. 561–568.

Sampson W.J. Neotocite from the Foote Mine, North Carolina // Miner. Rec. 1987, vol. 18, № 2. P. 133–134.

Schreyer W., Bernhardt H.-J., Medenbach O. Petrologic evidence for a rhodochrosite precursor of the spessartine in coticules of the Venn-Stavelot massif, Belgium // Miner. Mag. 1992, vol. 56, P. 527–532.

Schultz-Guttler R., Peters Tj. Coexisting rhodonite and pyroxmangite in the system $MnSiO_3$ – $CaSiO_3$ – $MgSiO_3$ – $FeSiO_3$ as a geothermometer // Miner. Petrogr. Mitt. 1987, vol. 67. P. 47–51.

Smith M.L., Frondel C. The related layered minerals ganophyllite, bannisterite and stilpnomelanite // Miner. Mag. 1968, vol. 36. P. 893–913.

Suess E. Mineral phase formed in anoxic sediments by microbial decomposition of organic matter // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1979, vol. 43. P. 339–352.

Veblen D. TEM study of a pyroxene-to-pyroxenoid reaction // Amer. Miner. 1985, vol. 70. P. 885–901.

Vrana S., Rieder M., Gunter M.E. Hejtmanite, a manganese-dominant analogue of bafertisite, a new mineral // Eur.J.Miner. 1992, vol. 4. P. 35–43.

Winter G. A., Essene E.J., Peacor D.R. Carbonates and pyroxenoids from manganese deposit near Bald Knob, North Carolina // Amer. Miner. 1981, vol. 66. P. 278–289.

Winter G.A., Essene E.J., Peacor D.R. Mn-humites from Bald Knob, North Carolina: mineralogy and phase equilibria // Amer. Miner. 1983, vol. 68. P. 951–959.

Wheland J.A., Goldich S.S. New data for hisingerite and neotocite // Amer. Miner. 1961, vol. 46. P. 1412–1423.

Yamanaka T., Takeuchi Y. X-ray study of the rhodonite-bustamite transformation // Z. Kristallogr. 1981, vol. 157. P. 131–145.

Yoshinaga M. Sonolite a New Manganese Silicate Mineral // Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. Ser. D. Geol. 1963, vol. 14, № 1. P. 1–21.

Yui T.F., Lo C.H., Lee C.W. Mineralogy and petrology of metamorphosed manganese-rich in the area of Santxan River, eastern Taiwan // N. Jb. Miner. Abh. 1989, vol. 3. P. 249–268.

Приложение 1. Химический состав (мас. %) и козффициенты в кристаллохимических формулах родонита и пироксмангита

Компо-ненты	Малоседельниковское месторождение											
	обр. Р-4-3 (родонит)			обр. Р-4-4 (пироксмандит)			обр. Р-4-5 (кальцит)			обр. Р-4-6 (кальцит)		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	46.32	45.98	45.80	46.39	46.16	46.07	46.19	46.38	46.14	46.28	45.63	
FeO*	1.04	0.85	0.92	0.88	0.76	0.81	0.73	0.77	0.84	1.31	0.98	
MnO	48.41	48.53	48.39	47.82	48.26	48.10	47.80	48.17	48.26	47.66	48.40	
MgO	0.38	0.39	0.42	0.38	0.39	0.38	0.38	0.36	0.40	0.39	0.35	
CaO	3.48	3.47	3.43	3.43	3.32	3.43	3.45	3.38	3.34	2.83	3.06	
Сумма	99.61	99.22	98.95	98.91	98.89	98.80	98.53	98.87	99.22	98.32	99.08	

Коэффициенты рассчитаны на зону кислорода

Приложение 1

Малоседельниковское месторождение

обр. Р-12 (анализы 15 и 16 — родонит, все остальные — пироксандит)

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO ₂	47.18	45.43	46.71	46.40	46.51	45.67	45.96	45.50	46.38	46.72	46.44	46.97	46.88
FeO*	4.36	3.11	1.45	0.79	2.83	3.92	4.00	4.25	4.41	4.33	4.31	4.36	4.04
MnO	44.13	44.90	42.38	43.69	45.68	45.24	44.65	44.58	44.09	44.72	43.89	44.06	45.02
MgO	3.03	1.72	0.63	0.51	2.00	2.83	2.83	2.80	2.88	2.90	3.00	3.19	2.42
CaO	1.48	3.51	7.26	7.27	1.95	1.69	1.74	1.70	1.59	1.68	1.55	1.54	1.57
CyMA	100.18	98.68	98.43	98.65	98.98	99.35	99.18	98.83	99.33	100.35	99.19	100.67	99.93

Коэффициенты рассчитаны на Затома кислорода

Si	1.00	0.99	1.01	1.00	0.98	0.99	0.99	0.99	1.00	1.00
Fe	0.08	0.06	0.03	0.01	0.05	0.07	0.08	0.08	0.08	0.07
Mn	0.79	0.83	0.77	0.80	0.83	0.82	0.82	0.80	0.80	0.81
Mg	0.10	0.06	0.02	0.02	0.06	0.09	0.09	0.09	0.10	0.08
Ca	0.03	0.08	0.17	0.17	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
Лабор.					3	3	2	2	2	2

Приложение 1

Коэффициенты рассчитаны на Затома кислорода

Si	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Fe	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mn	0.87	0.87	0.88	0.85	0.87
Mg	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02
Ca	0.08	0.08	0.09	0.07	0.10
Лабор.	3	3	3	3	3

Приложение 1

Компо-ненты	Малоседельниковское месторождение						обр. Р-24-94 (широксмангит)
	38	39	40	41	42	43	
SiO ₂	46.53	46.17	46.39	46.28	46.88	46.67	46.96
FeO*	4.35	4.24	4.47	4.77	4.48	4.74	4.64
MnO	43.44	43.90	43.15	42.22	43.74	43.39	43.00
MgO	1.40	1.38	1.45	1.48	1.57	1.56	1.59
CaO	2.85	2.74	2.96	3.00	3.07	3.05	3.05
Сумма	98.57	98.42	98.41	97.74	99.75	99.41	97.50
							99.19
							97.77
							97.89

Коэффициенты рассчитаны на 3 атома кислорода							
Si	1.01	1.00	1.01	1.00	1.01	1.00	1.01
Fe	0.08	0.08	0.09	0.08	0.09	0.08	0.13
Mn	0.80	0.81	0.79	0.78	0.79	0.78	0.76
Mg	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Ca	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07
Лабор.	3	3	3	3	3	3	3

Приложение I

Малоседельниковское месторождение

Компо-
ненты

обр. Р-27 (родонит)

	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
SiO ₂	45.95	46.65	46.86	46.74	46.90	46.26	45.44	46.60	46.12	46.17	46.36	46.49
FeO*	2.73	2.92	2.70	2.63	2.54	3.28	3.32	3.36	3.00	3.47	3.45	3.13
MnO	43.00	43.34	43.08	43.63	42.96	44.61	45.35	44.50	45.58	43.69	43.59	44.18
MgO	1.47	1.53	1.71	1.62	1.55	1.62	1.90	1.95	0.91	2.04	1.92	1.85
CaO	4.52	4.51	4.55	4.56	4.60	3.86	3.76	3.81	3.94	4.01	4.01	3.81
Сумма	97.67	98.95	98.91	99.18	98.54	99.63	99.77	100.22	99.55	99.38	99.36	99.46

Коэффициенты рассчитаны на 3 атома кислорода

Si	1.00	1.01	1.00	1.01	0.99	0.98	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	1.00
Fe	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06
Mn	0.79	0.79	0.79	0.78	0.81	0.83	0.80	0.83	0.79	0.79	0.80	0.80
Mg	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.03	0.03	0.06	0.06
Ca	0.11	0.10	0.10	0.11	0.11	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09
Лабор.	3	3	3	3	3	3	2	2	2	2	2	2

Компо- ненты	Кургаповское месторождение						обр. К-3-94 (родонит)
	обр. К-1-94 (родонит)			обр. К-2-94 (родонит)			
SiO ₂	61	62	63	64	65	66	67
FeO*	46.10	46.67	46.33	46.51	46.40	46.38	46.34
MnO	1.06	1.23	1.86	1.06	1.04	1.07	1.34
MgO	47.81	47.90	49.05	48.26	47.78	46.20	45.63
CaO	0.51	0.59	0.69	0.54	0.56	0.44	0.45
Сумма	98.88	99.59	99.50	99.80	99.14	98.66	98.42

Коэффициенты рассчитаны на 3 атома кислорода

Si	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Fe	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.08
Mn	0.88	0.87	0.90	0.88	0.85	0.78
Mg	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03
Ca	0.08	0.07	0.03	0.08	0.11	0.10
Лабор.	3	3	3	3	3	3

Приложение 1

Компо-	Кургановское месторождение							обр. К-17 (родонит)	
	обр. К-10Tp (родонит)			обр. К-10Sp (родонит)					
ненты	73	74	75	76	77	78	79	80	81
SiO ₂	47.20	46.24	46.85	46.43	47.17	47.95	45.92	46.90	46.52
FeO*	0.25	0.43	0.56	0.45	1.01	1.72	1.74	2.33	2.02
MnO	50.29	50.63	50.32	48.72	48.35	47.45	47.89	46.06	46.92
MgO	0.27	0.22	0.17	0.77	0.31	0.23	0.40	0.56	0.33
CaO	1.89	1.69	1.70	2.69	3.08	3.93	3.51	3.69	3.29
Сумма	99.90	99.22	99.60	99.05	99.92	101.29	99.46	99.54	99.08

Коэффициенты рассчитаны на 3 атома кислорода

Si	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.00	1.01
Fe	0.00	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.04
Mn	0.92	0.93	0.92	0.89	0.88	0.85	0.84
Mg	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
Ca	0.04	0.04	0.06	0.07	0.09	0.08	0.08
Лабор.	4	4	4	4	4	4	4

Приложение 1

Компо-ненты	Бородулинское месторождение						
	обр. В-1-94 (родонит)						
SiO ₂	46.37	46.33	46.84	46.37	46.48	46.38	46.47
FeO*	0.40	0.49	0.49	0.57	0.48	0.00	0.00
MnO	44.30	44.32	45.19	44.65	44.68	46.91	47.57
MgO	0.41	0.43	0.40	0.44	0.39	0.34	0.34
CaO	6.28	6.15	6.32	6.37	6.32	5.14	5.05
Сумма	97.81	97.72	99.25	98.39	98.38	98.77	99.42
							99.95

Коэффициенты рассчитаны на 3 атома кислорода

Si	1.01	1.01	1.00	1.01	1.00	1.00
Fe	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Mn	0.82	0.82	0.82	0.82	0.86	0.86
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.15	0.14	0.15	0.15	0.12	0.12
Лабор.	3	3	3	3	3	3

Бородулиnsкое месторождение

обр. BR-Al-95 (родонит)

Компо-ненты	Бородулишское месторождение					обр. BR-Al-95 (родонит)		
	участок 1	участок 2	участок 3	участок 4				
	91	92	93	94	95	96	97	98
SiO ₂	45.83	46.34	45.52	44.72	46.06	45.88	45.97	46.44
FeO*	0.58	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.83	1.07
MnO	51.55	50.72	50.75	50.70	48.76	49.72	46.46	46.69
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.83	0.86
CaO	3.21	3.38	3.39	3.01	4.27	4.44	5.45	5.58
Сумма	101.17	100.44	99.66	99.48	99.09	100.04	99.53	100.64

Коэффициенты рассчитаны на з атома кислорода

Si	0.99	1.00	0.99	0.99	0.99
Fe	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
Mn	0.94	0.93	0.94	0.95	0.84
Mg	0.00	0.00	0.09	0.00	0.03
Ca	0.07	0.08	0.07	0.10	0.13
Лабор.					2

Приложение 1

Компо-ненты	Бородулинское месторождение						
	обр. BR-Al-95 (родонит)						
	участок 5			участок 7			
	99	100	101	102	103	104	105
SiO ₂	46.35	45.74	47.28	47.56	46.34	46.82	46.75
FeO*	1.64	1.59	0.94	0.73	0.31	0.77	0.90
MnO	43.41	44.19	44.07	44.31	45.65	44.94	43.44
MgO	1.45	1.08	1.25	1.35	1.12	1.66	1.28
CaO	6.70	6.95	6.31	6.48	6.00	5.52	6.35
Сумма	99.55	99.55	99.85	100.43	99.42	99.71	98.74
							99.40
							99.86

Коэффициенты рассчитаны на 3 атома кислорода

Si	0.97	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01
Fe	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
Mn	0.83	0.81	0.79	0.79	0.83	0.81	0.80
Mg	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03
Ca	0.15	0.16	0.14	0.15	0.14	0.13	0.15
Лабор.	2	2	2	2	2	2	2

Примечания. FeO* — общее содержание железа. Лабор. — номера лабораторий, в которых выполнены анализы (см. «Введение»).

Описание образцов: Р-4-3 — родонит-I мелкозернистый малиновый; Р-4-4 — розовые идиоморфные кристаллы родонита-III из родохрозит-родонит-кварцевого прожилка, скущего обр. Р-4-3; Р-12 — микрозернистые родонит-I и пироксмангит-I из спессартинового агрегата; Р-17 — родонит-I мелкозернистый малиновый; Р-18 — родонит-II

среднезернистый ярко-малиновый из метасоматической каймы, развивающейся по тифроиту; Р-19 — родонит-I мелкозернистый светло-розовый; Р-24 — родонит-I среднезернистый светло-розовый из спессартин-родонитового агрегата; Р-24-94 — розовые идиоморфные кристаллы пироксмангита-II из родохрозит-пироксмансигит-кварцевого прожилка, секущего обр. Р-24; Р-27 — родонит-I мелкозернистый ярко-малиновый из родонит-спессартинового агрегата; К-1-94 — родонит-I микрозернистый светло-розовый; К-2-94 — родонит-I мелкозернистый ярко-малиновый; К-3-94 — розовые кристаллы родонита-III из родонит-кварцевого прожилка, секущего обр. К-1-94; К-10Tr — родонит-II, развивающийся по тифроиту; К-10Sp — родонит-I микрозернистый из спессартинового агрегата; К-17 — родонит-II, развивающийся по тифроиту и родохрозиту; В-1-94 — родонит-I мелкозернистый малиновый; В-2-94 — родонит-I мелкозернистый ярко-малиновый; в обр. BR-Al-95 участок 1 — родонит-II микрозернистый ярко-малиновый, развивающийся по тифроиту и алабандику; участок 2 — родонит-II, развивающийся по тифроиту; участок 3 — родонит-I микрозернистый светло-розовый; участок 4 — родонит-I мелкозернистый ярко-малиновый; участок 5 — родонит-I микрозернистый светло-розовый; участок 7 — родонит-I из спессартинового агрегата.

Приложение 2. Химический состав (мас.%) и коэффициенты в кристаллохимических формулах тифроита

Компоненты	Малоседельниковское месторождение						Кургановское месторождение					
	обр. Р-5			обр. Р-18			обр. К-10Гр			обр. К-10Sp		
SiO ₂	30.77	30.53	30.52	29.66	29.64	29.59	29.71	30.08	30.03	29.45	29.72	29.71
FeO*	0.20	0.07	0.06	0.00	0.00	0.00	1.81	1.82	1.66	1.92	2.19	2.81
MnO	69.37	69.44	69.34	68.05	68.55	68.75	68.02	67.43	66.77	68.50	66.66	64.68
MgO	0.00	0.00	0.00	0.41	0.40	0.40	0.28	0.55	0.54	0.43	0.36	0.61
CaO	0.00	0.00	0.00	0.06	0.05	0.04	0.07	0.08	0.04	0.04	0.02	0.10
Сумма	100.34	100.04	99.92	98.17	98.64	98.77	99.88	99.94	98.96	100.31	99.03	99.25

Коэффициенты рассчитаны на 4 атома кислорода

Si	1.02	1.02	1.01	1.00	1.00	1.01	1.01	1.01	0.99	1.00	1.00	1.00
Fe	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.08
Mn	1.95	1.96	1.96	1.97	1.97	1.94	1.94	1.91	1.90	1.95	1.91	1.84
Mg	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03
Лабор.	1	1	1	3	3	4	4	4	4	4	4	4

Приложение 3. Химический (мас. %) и минеральный (мол. %) составы рудохрзита

Компо-ненты	Малоселльниковское месторождение						Кургановское месторождение					
	I			II			I			II		
	обр. Р-4	обр. Р-27	обр. Р-24	обр. Р-24	обр. Р-24	обр. Р-24	обр. К-10Тр	обр. К-10Тр	обр. К-10Ср	обр. К-10Ср	обр. К-16	обр. К-17
FeO*	0.01	0.00	0.10	0.14	0.32	0.33	12.12	0.69	0.56	0.62	0.59	2.59
MnO	58.50	56.94	57.54	51.40	51.54	51.21	49.36	48.92	57.87	59.59	52.22	53.35
MgO	0.00	0.00	0.00	0.54	0.51	0.53	0.04	0.04	0.60	0.29	0.50	0.58
CaO	3.34	4.96	4.10	8.52	8.19	8.47	0.41	0.39	2.47	1.10	6.20	5.80
CO ₂ **	38.90	39.21	38.94	39.24	39.15	39.19	38.17	37.84	38.70	38.46	38.16	38.62
Сумма	100.75	101.11	100.69	99.84	99.71	99.73	100.19	99.31	100.33	100.00	97.70	98.94

Минералы

FeCO ₃	0	0	0	0	1	1	19	19	1	1	1	1
MnCO ₃	93	90	92	81	82	81	80	92	96	85	75	83
MgCO ₃	0	0	2	1	2	1	0	2	1	2	2	2
CaCO ₃	7	10	8	17	16	17	1	5	2	13	12	11
Лабор.	1	1	2	3	3	3	4	4	4	4	4	4

Приложение 3

Бородулинское месторождение, генерация I

Комплексны	обр. B-6-AlI										обр. BR-Al-95									
	участок 1					участок 2					участок 3					участок 1				
FeO*	0.14	0.04	0.35	0.10	0.35	0.47	0.13	0.31	0.25	0.17	0.30	0.00	0.13	0.23	0.34	0.44	0.32	0.71	0.42	0.16
MnO	49.91	52.56	52.96	50.71	49.38	57.35	51.10	54.05	54.94	56.80	56.94	56.44	55.97	53.97	53.31	53.44	55.59	53.25	50.60	48.05
MgO	0.10	0.60	0.00	0.71	0.28	0.20	0.39	0.11	0.16	0.07	0.03	0.54	0.00	0.12	1.07	1.06	0.70	1.22	1.28	0.75
CaO	9.61	7.55	7.27	8.70	10.96	3.68	9.07	5.75	5.32	4.38	3.73	4.67	4.72	4.11	5.83	6.30	4.95	5.78	7.88	10.98
CO ₂	38.70	39.21	38.78	39.12	39.75	38.98	39.32	38.35	38.59	38.86	38.49	39.27	38.51	39.62	39.41	39.68	39.31	39.32	39.21	39.33
Сумма	98.76	99.96	99.35	99.34	100.72	100.68	100.01	98.57	99.26	100.28	99.49	100.92	99.32	100.39	100.62	100.92	100.87	100.28	99.39	99.27

Минералы

	участок 1					участок 2					участок 3					участок 1				
FeCO ₃	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	1	0
MnCO ₃	80	83	85	80	77	91	81	87	88	91	92	89	90	90	84	84	88	84	79	76
MgCO ₃	0	2	0	2	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	3	3	2	3	4	2
CaCO ₃	20	15	15	18	21	7	18	12	11	9	8	9	10	10	12	13	10	12	16	22
Лабор.	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2

Примечания. FeO* — общее содержание железа; CO₂** — рассчитанное содержание углекислоты. Лабор. — номера лабораторий, в которых выполнены анализы (см. «Введение»).

Описание образцов: Р-4 — родохрозит-сонолитовый агрегат; Р-27 — родохрозитовый прожилок в спессартин-родонитовом агрегате; Р-24 — родохрозит-родонит-кварцевый прожилок; Р-24-94 — родохрозит-пироксманит-кварцевый прожилок; К-10Tr и К-17 — родохрозит-тефроитовые агрегаты; К-10Sr и К-16 — спессартиновые агрегаты; В-б-AlI — родохрозит-сонолитовый агрегат: участок 1 — родохрозит-тефроит с тифроитом; участок 2 — родохрозит, сосуществующий с сонолитом; участок 3 — родохрозит, сосуществующий с аллеганитом; BR-Al-95: участок 1 — включения родохрозита в родоните-II; участок 2 — родохрозит-тефроитовый агрегат.

Приложение 4. Численный состав (мас%) и кристаллохимических формулах спессартина

Компо-ненты	Малоседельниковское месторождение										
	обр. Р-12										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	36.14	35.34	35.04	35.50	35.78	35.68	35.69	34.93	35.28	36.03	35.45
TiO ₂	0.39	0.34	0.25	0.22	0.27	0.23	0.22	0.67	0.53	0.25	0.39
Al ₂ O ₃	19.59	18.07	18.41	18.75	18.14	18.26	18.48	19.70	19.67	20.03	19.48
Fe ₂ O ₃ *	1.12	2.98	2.61	1.95	3.05	3.11	2.67	1.55	3.62	1.95	3.21
MnO	37.68	37.18	37.61	37.92	36.85	37.47	37.25	39.57	37.38	39.10	38.07
MgO	0.19	0.13	0.12	0.09	0.15	0.12	0.10	0.01	0.48	0.11	0.59
CaO	2.71	3.69	3.28	3.96	3.40	3.60	3.54	3.34	3.84	3.16	2.30
Сумма	97.82	97.73	97.32	98.39	97.45	98.47	97.95	99.77	100.80	100.63	99.49

o&p. P-12

Малоседельниковское месторождение

Коэффициенты рассчитаны на 12 атомов кислорода

Компо-
ненты

Малоседельниковское месторождение

	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	35.01	36.07	36.10	35.40	35.15	35.65	35.63	35.39	35.50	34.55	34.83
TiO ₂	0.61	0.45	0.63	0.46	0.65	0.13	0.46	0.54	0.14	0.32	0.26
Al ₂ O ₃	19.58	19.66	19.46	19.95	19.00	19.74	20.09	18.72	19.50	19.62	19.52
Fe ₂ O ₃ *	2.59	2.26	2.23	2.07	3.23	3.73	2.10	2.61	0.94	1.93	1.78
MnO	38.83	39.08	38.26	39.14	37.35	35.50	37.78	38.92	40.77	38.80	39.10
MgO	0.50	0.00	0.37	0.32	0.47	0.61	0.00	0.12	0.18	0.17	0.11
CaO	2.81	3.24	2.80	3.03	4.04	2.94	2.75	2.79	1.55	2.52	2.28
CyMMA	99.95	100.76	99.85	100.37	99.89	98.30	98.81	99.09	98.58	97.91	97.88

Коэффициенты рассчитаны за 12 атомов кислорода

Малоседельниковское месторождение

Компо- ненты	обр. P-17	обр. P-24						обр. P-27					
		23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO ₂	35.91	35.68	36.44	35.76	36.84	37.13	36.60	35.81	36.13	36.36	34.56	35.43	
TiO ₂	0.02	0.38	0.66	0.22	0.31	0.36	0.47	0.66	0.95	0.53	0.38	0.09	
Al ₂ O ₃	20.43	19.74	19.37	20.05	19.73	19.81	19.44	19.27	19.79	19.54	20.35	19.87	
Fe ₂ O ₃ *	0.00	2.08	3.01	0.97	5.59	5.50	2.70	1.95	1.74	2.04	2.19	1.76	
MnO	41.28	38.15	36.52	39.22	28.97	28.19	38.49	39.00	39.09	38.32	38.33	39.38	
MgO	0.06	0.12	0.29	0.04	0.58	0.58	0.35	0.32	0.29	0.45	0.54	0.12	
CaO	1.99	2.84	2.80	2.53	7.85	8.22	1.96	2.96	2.74	2.49	2.41	2.48	
Сумма	99.70	98.99	99.09	98.80	99.87	99.79	100.01	99.97	100.73	99.73	98.76	99.35	

Коэффициенты расчетных ядерных параметров

Приложение 4

Кургановское месторождение

Компо-ненты	обр. К-10Sr				обр. К-16				обр. К-15-95	
	35	36	37	38	39	40	41	42		
SiO ₂	36.35	35.77	35.35	36.09	36.50	36.07	35.55	36.15		
TiO ₂	0.17	0.04	0.00	0.50	0.22	0.30	0.54	0.45		
Al ₂ O ₃	21.31	21.22	21.34	21.30	21.84	21.57	21.58	20.89		
Fe ₂ O ₃ *	0.74	0.40	0.04	1.71	1.12	1.43	1.51	3.19		
MnO	39.52	40.06	40.73	34.82	34.94	35.80	35.46	34.34		
MgO	0.03	0.15	0.09	0.10	0.13	0.07	0.20	0.08		
CaO	2.57	2.12	1.61	6.09	5.14	4.19	5.30	4.66		
Сумма	100.70	99.76	99.17	100.60	99.44	100.13	99.77			

Коэффициенты рассчитаны на 12 атомов кислорода

Si	2.95	2.94	2.91	2.95	2.94	2.89	2.96
Ti	0.01	0.00	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03
Al	2.04	2.06	2.08	2.08	2.07	2.07	2.02
Fe ²⁺	0.05	0.03	0.00	0.11	0.07	0.09	0.20
Mn	2.72	2.79	2.86	2.38	2.39	2.47	2.38
Mg	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Ca	0.22	0.19	0.14	0.53	0.45	0.37	0.41
Лабор.	4	4	4	4	4	4	4

Компоненты	Бородулинское месторождение						обр. BR-Al-95		
	обр. B-1-94Tr	43	44	45	46	47	48	49	50
SiO ₂	36.87	36.14	36.03	36.61	36.14	36.58	37.35	36.71	37.02
TiO ₂	0.03	0.04	0.04	0.11	0.06	0.02	0.30	0.021	0.26
Al ₂ O ₃	20.30	20.12	20.31	20.23	19.91	19.90	21.08	20.86	20.79
Fe ₂ O ₃ *	0.00	0.00	0.00	0.00	0.63	0.28	0.63	0.72	0.70
MnO	39.55	41.21	41.76	39.97	40.70	39.73	35.91	34.48	36.33
MgO	0.01	0.00	0.00	0.09	0.10	0.09	0.45	0.22	0.32
CaO	2.62	1.60	1.61	2.72	1.92	2.09	5.58	5.98	5.40
Сумма	99.37	99.11	99.73	99.73	99.51	98.68	101.30	99.18	100.81
Коэффициенты расчёта на 12 атомов кислорода									
Si	3.03	3.00	2.98	3.01	2.99	3.03	3.00	3.00	2.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02
Al	1.97	1.97	1.98	1.96	1.94	1.95	1.99	2.01	1.98
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.04	0.05	0.05
Mn	2.75	2.90	2.92	2.78	2.85	2.79	2.44	3.39	2.49
Mg	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.05	0.03	0.04
Ca	0.23	0.14	0.14	0.24	0.17	0.19	0.48	0.52	0.45
Лабор.	3	3	3	3	3	3	2	2	2

Примечания. Fe₂O₃* — общее содержание железа. Лабор. — номера лабораторий, в которых выполнены анализы (см. «Введение»).

Описание образцов: Р-12, анализы 8–13 — амфибол-родонит-спессартиновый агрегат, все остальные анализы — спессартиновый агрегат; Р-17 — отдельное зерно спессартина в малиновом родоните; Р-24 и Р-27 — спессартин-родонитовые агрегаты; К-10Sp, К-16 и BR-Al-95 — спессартиновые агрегаты; К-15-95 — спессартин-кварцевый агрегат; В-1-94Tr — отдельные зерна спессартина в тифроитовом агрегате; В-3-94Sp — спессартин-тифроитовый агрегат.

Приложение 5. Химический состав (мас. %) и коэффициенты в кристаллохимических формулах магнезиокуммингтонита

Малоседельниковское месторождение

Малоселльниковское месторождение

060 2-27

HCl/H ₂ O	O.P. 1-2+,										26
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	
SiO ₂	54.06	54.09	54.54	54.02	55.62	54.84	53.69	53.89	52.87	53.57	54.32
TiO ₂	0.01	0.23	0.00	0.08	0.00	0.00	0.08	0.04	0.00	0.09	0.00
Al ₂ O ₃	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.12	0.01	0.00	0.23	0.00
FeO*	6.81	5.88	5.92	6.02	4.97	5.74	5.52	7.65	6.53	6.19	6.21
MnO	18.56	17.96	18.05	17.91	14.94	18.20	17.27	18.16	18.77	18.20	18.24
MgO	17.96	18.44	18.45	18.33	19.95	17.45	19.90	17.17	17.64	17.58	17.13
CaO	0.50	0.87	0.84	0.33	0.64	0.63	0.79	0.73	0.45	0.77	0.80
Na ₂ O	0.12	0.36	0.53	0.06	0.57	0.00	0.00	0.55	0.00	0.13	0.06
CyMMA	98.02	97.83	98.24	97.25	96.69	96.88	97.35	98.38	96.25	96.77	97.92

Коэффициенты рассчитаны на 46 зарядов

Приложение 5

Приложение 5

Компоненты	Кургановское месторождение					
	обр. К-4-94			обр. К-15-95		
	40	41	42	43	44	45
SiO ₂	53.50	53.01	54.75	54.90	54.21	54.33
TiO ₂	0.01	0.03	0.04	0.01	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	0.02	0.08	0.00	0.01	0.00	0.00
FeO*	14.84	15.56	15.69	16.83	16.37	16.36
MnO	15.79	15.50	10.28	9.43	9.60	10.18
MgO	12.87	12.44	16.50	16.51	16.60	16.48
CaO	0.41	0.36	0.23	0.20	0.37	0.30
Na ₂ O	0.02	0.06	0.52	0.44	0.32	0.22
Сумма	97.45	97.03	98.01	97.42	97.50	97.87
Коэффициенты рассчитаны на 46 зарядов						
Si	8.07	8.06	8.03	8.00	8.01	8.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	1.87	1.98	1.93	2.08	2.02	2.02
Mn	2.02	2.00	1.28	1.18	1.20	1.27
Mg	2.89	2.82	3.61	3.65	3.65	3.62
Ca	0.07	0.06	0.04	0.03	0.06	0.05
Na	0.01	0.02	0.15	0.13	0.09	0.06
Лабор.	3	4	4	4	4	4

П р и м е ч а н и я. FeO* — общее содержание железа. Лабор. — номера лабораторий, в которых выполнены анализы (см. «Введени»).

Описание образцов: Р-27 — спессартин-родонитовый агрегат; Р-12 — спессартиновый агрегат; К-4-94 — прожилок мангансодержащего минерала в родонитовом агрегате; К-15-95 — спессартин-кварцевый агрегат.

