

**СТАДИЙНОСТЬ МАГНЕЗИАЛЬНОГО МЕТАСОМАТОЗА
В РАЗЛИЧНЫХ ТИПАХ МАГНЕЗИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЮЖНО-УРАЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ (ПО ДАННЫМ МИКРОАНАЛИЗА)**

М.Т. Крупенин*, В.А. Котляров, Т.Я. Гуляева*, В.Г. Петрищева***

**Институт геологии и геохимии УрО РАН
620151, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: krupenin@igg.uran.ru*

***Институт минералогии УрО РАН
456300, Челябинская обл., г. Миасс
E-mail: kotlyarov@ilmeny.ac.ru*

Поступила в редакцию 12 февраля 2008 г.

Рассмотрены особенности магнезиального метасоматоза на месторождениях кристаллического магнезита различных групп Южно-Уральской провинции с использованием микроанализа на растровом электронном микроскопе и установлены различия в механизме кристаллизации карбонатов. В месторождениях I подтипа (Саткинском и Бакальском) магнезиты сформировались в результате низкотемпературного магнезиального метасоматоза в доломитовых горизонтах; на Бакальском – позднее последовало ожелезнение магнезита. В месторождениях II подтипа изначально проявились различные механизмы образования по известнякам: на Исмакаевском – одноактный железисто-магнезиальный среднетемпературный метасоматоз; на Семибратском – магнезиальный, а затем железисто-магнезиальный среднетемпературный метасоматоз. Источником магнезиальных флюидов были рассолы рифейских эвапоритовых бассейнов, их миграция связана с этапами тектоно-термальной активности в регионе.

Ключевые слова: *магнезит, брейнерит, доломит, метасоматоз, микроанализ, рифей, Южный Урал.*

**STAGES OF MAGNESIA METASOMATOSE
IN THE DIFFERENT TYPES OF SPARRY MAGNESITE DEPOSITS
OF SOUTHERN URALS PROVINCE (MICROPROBE DATA)**

M.T. Krupenin*, V.A. Kotlyarov, T.Ya.Gulyaeva*, V.G. Petrishcheva***

*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS
Institute of Mineralogy, Urals Branch of RAS*

Features of metasomatic process in the different groups of sparry magnesite deposits of Southern Urals province are examined. Differences in crystallization of carbonate are established with help of microprobe analysis. Magnesites of I subtype (Satka and Bakal) were formed as result of low temperature Mg-metasomatose in the dolomite horizons; Bakal magnesites later were subjected to ferruginization. In magnesites of II subtype primary took place different mechanisms of constitution: one stage middle-temperature Fe-Mg metasomatose in the Ismakaevo deposit; two stages – Mg-metasomatose, then Fe-Mg-metasomatose in the Semibratskoe deposit. The evaporate brines from Riphean sequences is proposed as a source of Mg-fluids, time of fluid migration is the stages of tectonic activity during Mashak and Prezilmerdak events.

Key words: *magnesite, breinerite, dolomite, metasomatose, microanalysis, Riphean, Southern Ural.*

Введение

В настоящее время, в связи с повышением требований к качеству огнеупорной продукции для металлургии (производство периклаза), возрос интерес к вопросам генезиса магнезиального сырья. Основными генетическими типами этого сырья являются месторождения скрытокристаллического и кристаллического магнезита, а также брусита. Наиболее промышленно востребованными являются месторождения кристаллического магнезита в карбонатных толщах докембрия и палеозоя [Шевелев и др., 2003]. Ключевыми остаются проблемы источника магния для метасоматических растворов, механизм рудоотложения, время и стадийность образования как отдельных месторождений, так и наиболее высококачественных магнезитовых залежей. Южно-Уральская провинция, выделенная на основе единства условий накопления рудоносных толщ и общности тектонического и геологического строения месторождений [Анфимов, Бусыгин, 1982], является одной из крупнейших в мире. Она включает в себя несколько разрабатываемых месторождений магнезитов, относящихся к генетическому типу кристаллических магнезитов (МКМ), в том числе Саткинские, дающие до 90 % отечественной периклазовой продукции, а также ряд разведанных месторождений и проявлений. Провинция приурочена к карбонатным толщам стратотипического разреза нижнего (бурзяния) и среднего (юрматиния) рифея в Башкирском мегантиклинории на западном склоне Южного Урала.

Общая характеристика магнезитовых месторождений Южно-Уральской провинции

Детальное изучение МКМ провинции позволило нам разделить их по комплексу геолого-геохимических признаков на два подтипа: I – пластообразных залежей крупнокристаллических магнезитов с крупными запасами и высоким качеством (Саткинская, Бакальская, Сюрюньязская группы в отложениях бурзяния); II – линзообразных залежей преимущественно мелкокристаллических магнезитов с повышенным содержанием минералов-примесей и железа (Исмакаевское в бурзянии, все МКМ в отложениях юрматиния) [Крупенин, 2005]. Выяснено, что по положению в стратиграфическом

разрезе МКМ I подтипа приурочены к устойчивым стратиграфическим доломитовым горизонтам эвапоритового генезиса [Крупенин, Прохаска, 2005] (Саткинская и Бакальская группы, соответственно, в саткинской и бакальской свитах бурзяния), в то время как МКМ II подтипа размещены в пачках известняков, доломитизированных в зоне контакта с рудными телами (Исмакаевское в суранской свите бурзяния, Семибратская, Белорецкая, Катав-Ивановская, Кужинская группы в авзянской свите юрматиния). В МКМ I подтипа рудные тела имеют, как правило, резкие контакты с вмещающими доломитами, в то время как во II подтипе наблюдаются постепенные переходы рудных тел в околорудные доломиты через промежуточные зоны вкрапленности магнезита. Уровень перекристаллизованности руд МКМ двух подтипов также различается. Для магнезитов месторождений бурзяния характерны крупнокристаллические структуры с размером вытянутых зерен от 2-5 до 150 мм, при среднем размере 10 мм (стрельчатая структура). Для магнезитов юрматиния, а также для Исмакаевского месторождения, характерны мелкозернистые структуры с размером изометричных зерен 1-5 мм при среднем размере 2 мм. Изредка мелкозернистые магнезиты встречаются на Кызылташском МКМ Сюрюньязской группы в отложениях бурзяния. Магнезиты со стрельчатыми и мелкозернистыми структурами находятся как в зонах глубинного катагенеза, так и регионального зеленосланцевого метаморфизма, следовательно, размер кристаллов не связан с метаморфизмом вмещающих толщ [Маслов и др., 2001].

Отмечены различия I и II подтипов месторождений по минеральному и химическому составу. Качество магнезитового сырья определяется как содержанием MgO, так и вредных примесей: CaO, SiO₂, а в последнее время и FeO, в связи с развитием электрометаллургии и повышенными требованиями к диэлектрическим свойствам обожженного магнезита (периклаза) [Шевелев и др., 2003]. Наиболее качественными являются месторождения Саткинской группы, в которых примесь кварца и доломита не превышает 1 %, а тальк и магнезиальный хлорит являются акцессорной примесью. В магнезитах бакальской группы иногда встречается примесь доломита до первых процентов. Непостоянной повышенной примесью кварца, талька и хлорита (SiO₂ до 14 %) и примесью доломита (CaO до 3 %) отличаются

МКМ Сюрюньзякской группы (Кызылташское, Сюрюньзякское, Азналинское, Белетурское). Исмакаевское МКМ содержит повышенную примесь кварца и доломита (до 6 %), а также графита и хлорита [Главнейшие..., 1993]. Исмакаевское МКМ, приуроченное к средней части разреза бурзяния, хотя и относится ко II подтипу, стоит особняком по ряду геохимических свойств. Магнетиты в отложениях юрматиния характеризуются повышенной примесью доломита, иногда кварца, талька и серицита. Содержание FeO в магнетитах всех МКМ всегда выше, чем во вмещающих доломитах. Низкие содержания FeO на уровне 0,4-0,8 % характерны для Саткинской группы, для Бакальской группы подобные содержания известны, но обычно магнетиты здесь более железистые в связи с наложенной сидеритизацией. Для Кызылташского МКМ содержания FeO составляют около 1,5 %, для Исмакаевского – в среднем около 3%. Для МКМ в отложениях юрматиния характерна повышенная железистость, составляющая в среднем для Семибратского – 3,3 %; Катав-Ивановского – 2,9 %; Белорецкой группы – 2,1 % FeO. Железистость рассматривается в данной статье как среднее содержание закиси железа в карбонатной породе.

Концентрации микроэлементов в магнетитах Южно-Уральской провинции незначительно отличаются от вмещающих карбонатных пород [Elmies et al., 1999] и зависят, главным образом, от содержания терригенной примеси. В то же время, в магнетитах зафиксированы статистически пониженные концентрации малых, в том числе редкоземельных (РЗЭ), элементов за счет относительной чистоты от терригенно-глинистой примеси по сравнению с вмещающими породами. Распределение РЗЭ для магнетитов I подтипа характеризуется заметным деплетированием легких лантаноидов по сравнению с магнетитами II подтипа [Крупенин, 2005]. Для Исмакаевского МКМ отмечается присутствие положительной аномалии Eu в магнетитах и околорудных доломитах в отличие от вмещающих известняков и от магнетитов и доломитов других месторождений. Величина отношения Y/No в магнетитах первой группы соответствует таковому для морских карбонатов, а в магнетитах второй группы уменьшается до величин, характерных для гидротермальных карбонатных пород. Величина отношения Y/Nd для магнетитов изученных МКМ рассматривается нами как качественный термометр

условий формирования Южно-Уральской провинции, в которой пластообразные залежи I подтипа формировались при низких температурах, а линзовидные залежи II подтипа – во все более высокотемпературных условиях. Наиболее высокотемпературными условиями характеризуется Исмакаевское МКМ [Крупенин, 2005].

МКМ Южно-Уральской провинции приурочены к верхнедокембрийским комплексам, испытавшим несколько крупных этапов тектоно-термальных перестроек в рифейско-фанерозойское время, поэтому выяснение условий их формирования представляет собой сложную задачу. Геолого-геохимические различия магнетитовых месторождений в пределах выделенных подтипов, установленные на основе традиционных методов полевого изучения рудных залежей и лабораторного физико-химического исследования (оптический, рентгенографический, термический и химический анализ) магнетитов, определяются спецификой механизмов их формирования. Использование растрового электронного микроскопа (РЭММА-202М) позволяет изучить не только минеральный состав руд, но и химический состав кристаллических индивидов карбонатных и алюмосиликатных минералов размером в первые микроны. Это дает значительно более полную характеристику состава и позволяет сделать выводы об условиях образования и стадийности преобразования карбонатных пород и эпигенетических магнетитов. Для сравнительного изучения нами были взяты наиболее типичные и промышленно значимые месторождения из выделенных подтипов: для I подтипа – Карагайское из Саткинского рудного поля и Петлинское из Бакальского рудного поля; для II подтипа – Семибратское из Златоустовской группы и Исмакаевское.

Саткинское рудное поле, Карагайское месторождение

Месторождения Саткинской группы расположены в северной части Башкирского мегантиклинория, на западном крыле Саткинской синклинали. Геологии Саткинских МКМ посвящено много работ, в том числе выполнено монографическое описание этой группы месторождений [Анфимов и др., 1983]. Магнетитовые залежи приурочены к верхней части саткинской свиты и локализованы в узком стратиграфическом интервале в нижней части карагайского горизонта верхнесаткинской подсвиты,

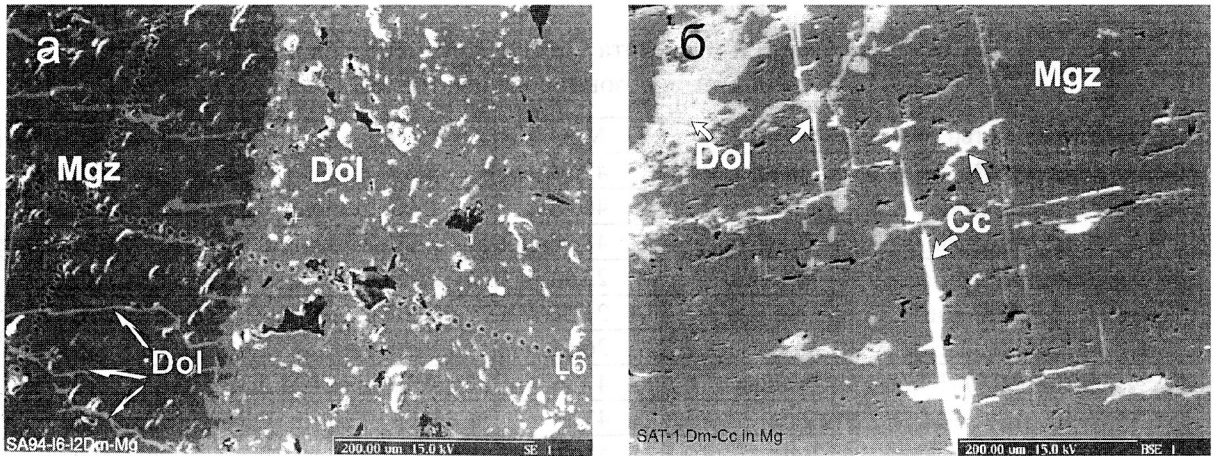


Рис. 1. а – Магнетит (Mgz) с вторичными, по кливажу, прожилками доломита (Dol); б – вторичные прожилки доломита и кальцита (Cc) и реликтовые зерна доломита в магнетите Карагайского месторождения. REM, GFZ, Потсдам, ФРГ.

сложенного мелкослоистыми брекчиевидными доломитами. Карагайский горизонт мощностью 750 м подстилается глинистыми и битуминозными плитчатыми доломитами каменногорского горизонта, а перекрывается известняками и доломитами казымовского горизонта. Карагайское месторождение находится в юго-западной части полосы, образующей Саткинскую группу и состоящей из отдельных участков в карагайском горизонте, прерываемых тектоническими нарушениями. Месторождение разрабатывается в настоящее время карьером. Магнетитовые залежи локализованы на трех уровнях карагайского горизонта, однако промышленные пластообразные залежи приурочены лишь к нижнему из них; в среднем и, особенно, верхнем горизонтах преобладают мелкие гнездообразные выделения магнетита. В разрезе горизонта обычно присутствуют два, реже, три рудных тела. В Карагайском месторождении наблюдаются два основных магнетитовых тела – Северное и Южное. Мощность каждого из них варьирует от 10 до 40 м. По восстанию они сливаются в единую пластообразную залежь мощностью до 75 м, залегающую согласно со слоистостью вмещающих доломитов. Рудоносная толща рассечена диабазовыми дайками, имеющими взаимные пересечения. Контактные изменения выражены слабо и представлены зонами мраморизации, слабыми проявлениями бруситизации, хлоритизации, серпентинизации и оталькования в доломитах и маломощными зонами вторичной доломитизации и бруситизации в магнетитах. Предполагается, что возраст

наиболее древней генерации даек соответствует раннесреднерифейскому вулканизму (машакское время). Магнетиты Ельничного месторождения из Саткинской группы подвержены метаморфизму на контакте с Бердяушским плутоном гранитов рапакиви, также связанному с раннесреднерифейской фазой магматизма в регионе, что подтверждает более древний возраст магнетитового оруденения по сравнению с гранитами.

Контакты магнетитовых залежей с вмещающими доломитами резкие. Как правило, нижние контуры залежей ровные, верхние – более сложные, для латеральных ограничений тел характерны ступенчатые контакты, секущие слоистость доломитов. В эндоконтактах магнетитовых тел наблюдается развитие гнезд талька и хлорита, а в экзоконтактах среди доломитов – аутигенная вкрапленность футляровидных (с включениями реликтовых доломитовых зерен) кристаллов кварца или кварцевых гнезд, прожилков [Крупенин, 2006].

Минеральный состав магнетитов Карагайского месторождения, как и всех Саткинских, очень прост. Магнетит составляет до 95-99 % и представлен крупнокристаллической стрелчатой разновидностью с размером зерен до 100-150 мкм, в среднем 10-20 мкм, доломит образует прожилки и гнезда, иногда сопровождающиеся кварцем, хлоритом, редко, тальком. Все эти примеси не превышают, как правило, 1-5 %. Магнетит характеризуется высоким качеством с содержанием MgO 46,5-47,1 % [Бочаров и др., 2001]. Изучение магнетитов под электронным микроскопом подтверждает их однородный хи-

Состав доломита и магнезита Саткинского месторождения по данным микрозондирования, мас. %

Образец (количество точек)		MgO	CaO	FeO	MnO
SAT-магнезит (43)	среднее	47,54	0,34	0,40	0,02
	мин.	46,43	0,02	0,32	0,00
	макс.	48,08	1,21	0,60	0,05
SAT-доломит (18)	среднее	23,11	28,54	0,19	0,02
	мин.	21,55	25,07	0,07	0,00
	макс.	26,61	30,06	0,41	0,05
SA94-магнезит (39)	среднее	47,18	0,42	0,39	0,02
	мин.	43,04	0,04	0,24	0,00
	макс.	47,90	5,66	0,78	0,07
SA94-доломит (97)	среднее	21,76	30,18	0,09	0,01
	мин.	21,28	29,40	0,00	0,00
	макс.	22,93	30,80	0,30	0,04

Примечание. Анализы выполнены в GeoForschungZentrum, г. Потсдам. Cameca Quantitativ Analysis.

мический состав. Микровключения в магнезите представлены тонкими реликтовыми зернами доломита и секущими прожилками, очень редко – вторичными кальцитовыми прожилками (рис. 1). В интерстициях магнезитовых зерен встречаются скопления магнезиального хлорита. Концентрации основных компонентов магнезитов и доломитов (результаты изучения по нескольким пробам) представлены в табл. 1. Отмечается устойчиво повышенное содержание FeO в магнезитах на уровне 0,40 % по сравнению с доломитами (0,09-0,19 %). Содержание закиси железа в магнезите других месторождений Саткинской группы находится на этом же уровне (не более 0,6-0,8 %).

Равномерное распределение железа в магнезите, невысокие его концентрации, простой минеральный состав руд предполагают образование магнезитовых залежей в результате одноактного широкомасштабного метасоматоза в карагайском горизонте саткинской свиты при латеральной миграции магнезиальных флюидов. Отмеченное перераспределение кремнезема на латеральных границах рудных тел указывает на низкотемпературный щелочной характер магнезиального метасоматоза.

Бакальское рудное поле, Петлинское месторождение

Залежи магнезитов в пределах Бакальского рудного поля относятся к месторождению кристаллического магнезита I подтипа, ха-

рактеризующихся пластообразной формой, крупнокристаллическим сложением, резкими контактами залежей [Крупенин, 2005]. Магнезиты в бакальской свите имеют большое сходство по геологическому положению и строению с Саткинскими месторождениями. Бакальская группа представлена серией залежей магнезита в шуйдинской пачке бакальской свиты нижнего рифея, обнаруженных во время геологоразведочных работ на Бакальских сидеритовых месторождениях. Бакальское рудное поле является крупнейшим в мире скоплением гидротермально-метасоматических сидеритовых руд. Магнезитовые залежи в известны пределах Петлинского, Шиханского и Рудничного сидеритовых месторождений [Шевелев и др., 2003], а также севернее зоны развития сидеритового оруденения [Маслов и др., 2001]. Общие запасы магнезита только на Шиханском месторождении составляют около 4 млн. т [Шевелев и др., 2003].

В бакальской свите существует 5 устойчивых карбонатных пачек мощностью до 100 и более метров, четыре из них представлены известняками, и только шуйдинская, вторая снизу карбонатная пачка, имеет доломитовый состав в пределах всей изученной части бакальской свиты [Крупенин, 1999]. Шуйдинская пачка имеет трехчленное строение, в центральной и восточной частях рудного поля: снизу вверх выделяются горизонты: нижний (доломитовый), средний (переслаивания известняков и известково-глинистых сланцев) и верхний (известняковый). К нижней части нижнего гори-

зонта приурочены все известные магнезитовые залежи. В южной и юго-западной частях рудного поля наблюдается выклинивание горизонта переслаивания карбонатных и глинистых прослоев. Здесь шуйдинская пачка сложена единой доломитовой пачкой, имеющей мощность до 100 м. Известняки верхнего горизонта здесь подвержены метасоматической доломитизации в связи с широким развитием сидеритового оруденения. Магнезитовмещающий горизонт в центральной и восточной частях рудного поля имеет мощность 40-60 м.

Магнезиты Бакала сформировались на относительно ранних стадиях преобразования отложений рифея. Тела жильных габброидов (Главная дайка), секущие магнезиты, имеют возраст $1385 \pm 1,5$ млн. лет [Ernst et al., 2006] и оказывают контактное термальное воздействие на магнезиты с формированием зоны брусита. Возраст вмещающих карбонатных толщ бакальской свиты составляет 1430 ± 30 млн. лет [Кузнецов и др., 2005]. Таким образом, возраст магнезитовой минерализации отстоит от времени седиментации не более чем на 45 млн. лет, что для платформенных карбонатных отложений является небольшим интервалом времени. По существующим представлениям, бакальская свита завершила бурзянский цикл осадконакопления [Стратотип..., 1983; Крупенин, 1999], за которым следовал перерыв, связанный с подъемом территории, проявлением брахиформной складчатости и рифтогенеза с развитием линейного Машакского грабена в восточных, относительно Бакальского рудного поля, районах. Одним из проявлений рифтогенной магматической активности явилась формация жильных габброидов.

Магнезитовые залежи имеют пластобразную изометричную в плане форму, их мощность составляет от 1-5 м в восточной до 20-40 м – в юго-западной частях рудного поля (в районе Петлинского лимонит-сидеритового месторождения). Выделяется две полосы развития магнезитовых залежей: в центральной части сидеритового рудного поля и в северной, где сидеритового оруденения в отложениях шуйдинской пачки не обнаружено. Латеральные контакты магнезитов с вмещающими доломитами тупые, пересекающие слоистость вмещающих доломитов, а также строматолитовую текстуру, что подтверждает метасоматическое развитие магнезитов по доломитам. В экзоконтактах магнезитовых залежей иногда отмеча-

ется окварцевание. Взаимоотношение магнезитовых залежей с сидеритами показывает наложенный характер сидеритовой минерализации [Крупенин, 1999].

Магнезиты имеют средне- и крупнозернистую структуру с размером вытянутых зерен, как правило, 2-5 мм, иногда более 10-15 мм (стрельчатая структура). Это разнозернистые чаще всего массивные породы серого цвета с сильным стекляннным блеском, слабо обохренные при выветривании. В маломощных залежах среди магнезитов часто встречаются гнезда и короткие прожилки белого доломита, вытянутые по слоистости. Содержание FeO в магнезитах достигает 4-6 мас. %, однако, следует учитывать, что на них накладывается вторичная сидеритизация. В то же время, по данным М.И. Гараня [1957], концентрации FeO в магнезитах Бакала варьируют от 0,44 до 5,39 мас. %. Присутствие магнезитов с низкими концентрациями железа позволяет предполагать, что они представляют собой сохранные участки с первичным составом магнезиального карбоната, куда не достигло влияния наложенного сидеритового метасоматоза. Содержание терригенной примеси в магнезитах, как и во вмещающих доломитах, менее 1 %. Для бакальских магнезитов отмечается повышенное содержание CaO по сравнению с саткинскими. В крупных магнезитовых залежах, сложенных массивным магнезитом, например в Петлинском карьере, где мощность залежи достигает 15-20 м, содержание CaO в магнезите снижается до 0,79 %. Примеси в магнезите представлены доломитом, кварцем, магнезиальным хлоритом, незначительным количеством пирита.

Для установления закономерностей магнезиального метасоматоза нами детально изучен вещественный состав доломитов и магнезитов в Петлинском карьере. Здесь магнезиты прорываются Главной дайкой, сложенной габбро-диабазами и пикритами, с образованием мощной зоны контактовых бруситов (рис. 2). Этот объект, несмотря на очевидное термальное воздействие магматических образований на магнезиты, был выбран как сравнительно мало подверженный сидеритизации по сравнению с другими, доступными в настоящее время для наблюдения участками рудного поля, для установления особенностей собственно магнезиального метасоматоза. Сидеритизации подвержены доломиты шуйдинского горизонта западнее изученного профиля с образованием отрабатыва-

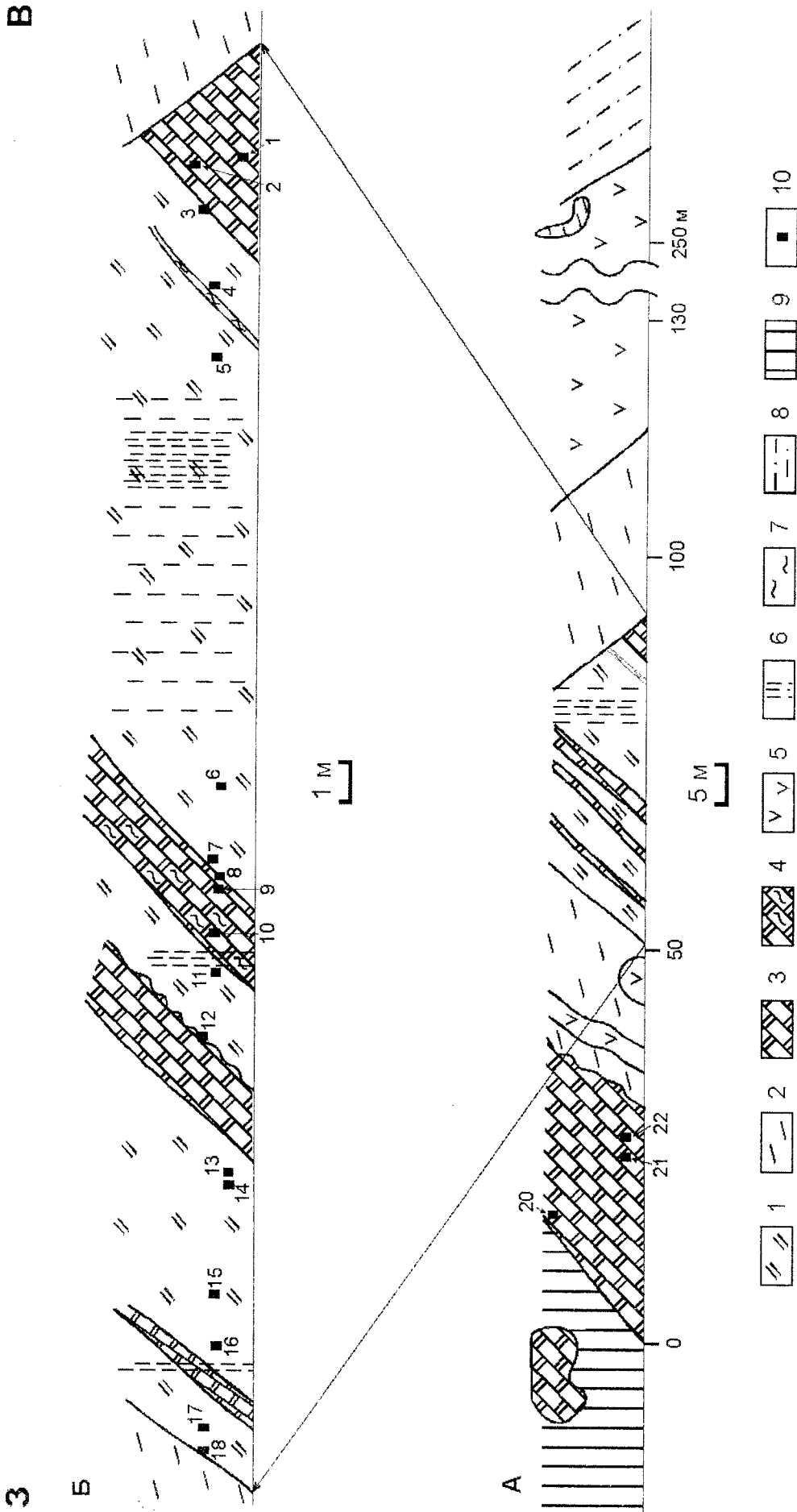


Рис. 2. Схематический геологический профиль через магнетитовую залежь; Бакальские рудники, Петлинский карьер, северный борт, горизонт 616.
 1 – магнетит; 2 – брусит; 3 – доломит; 4 – глинистый доломит; 5 – пикрит, габбро-диабаз; 6 – зона прожилкового ожелезнения; 7 – карбонатно-глинистый сланец; 8 – алсвролит; 9 – рыхлая кора выветривания; 10 – точки отбора проб.

СТАДИЙНОСТЬ МАГНЕЗИАЛЬНОГО МЕТАСОМАТОЗА

Таблица 2

Вещественный состав доломитов и магнезитов Петлинского месторождений по данным дифрактометрического и термического анализа

№ пробы	Литология	Dol	Mgz	Qu	Chl	Amf
Пе-2	Доломит массивный светло-серый мелкозернистый	+	сл	–	–	–
Пе-4	Магнезит крупно-среднезернистый массивный серый	3	94	–	–	–
Пе-6	Магнезит крупнозернистый массивный серый	3	92	–	5	–
Пе-10	Доломит волнистослоистый зеленовато-серый мелкозернистый	95	2	сл	сл	сл
Пе-15	Магнезит мелко-среднезернистый массивный светло-серый	2	94	–	–	–
Пе-16	Магнезит крупно-среднезернистый массивный светло-серый	3	95	–	–	–
Пе-17	Магнезит мелко-среднезернистый массивный темно-серый	сл?	+	–	–	–

Примечание. Mgz – магнезит; Dol – доломит; Qu – кварц; Chl – хлорит; Amf – амфибол; (92) – содержание в % или: (+) – много; (o) – мало; (сл) – следы; (сл?) – предполагаемые следы; (–) – отсутствует.

емой сидеритовой залежи. Вместе с тем, полевое изучение показало, что в нескольких местах профиля толща пересечена системой субвертикальных прожилков железистого карбоната субмеридионального простирания. Из 22 проб, исследованных с применением рентгеноструктурного, термического и химического анализов, в профиле были выбраны наиболее представительные (чистые от терригенных примесей и наложенных явлений прожилковой анкерит-брейнеритовой минерализации, связанной с сидеритовым метасоматозом) для детального количественного микроанализа в растровом электронном микроскопе. Всего изучено 4 магнезита из различных частей магнезитовой залежи и 2 до-

ломита (табл. 2). Выбранные пробы характеризуются минимальным количеством терригенных примесей кварца и хлорита; отмеченное рентгеновским анализом присутствие амфибола объясняется контактовым влиянием диабазовой дайки.

По данным количественного микроанализа минеральный состав проб оказался значительно шире за счет присутствия высокотемпературных минералов, возникших в зоне контакта карбонатной толщи и жильных габброидов. В доломитах отмечается присутствие микровключений оливина (Пе-2), в магнезитах присутствуют отдельные тонкие зерна клиноэнстатита, талька, пирита (Пе-4), шпинели, серпентина (Пе-16, Пе-17).

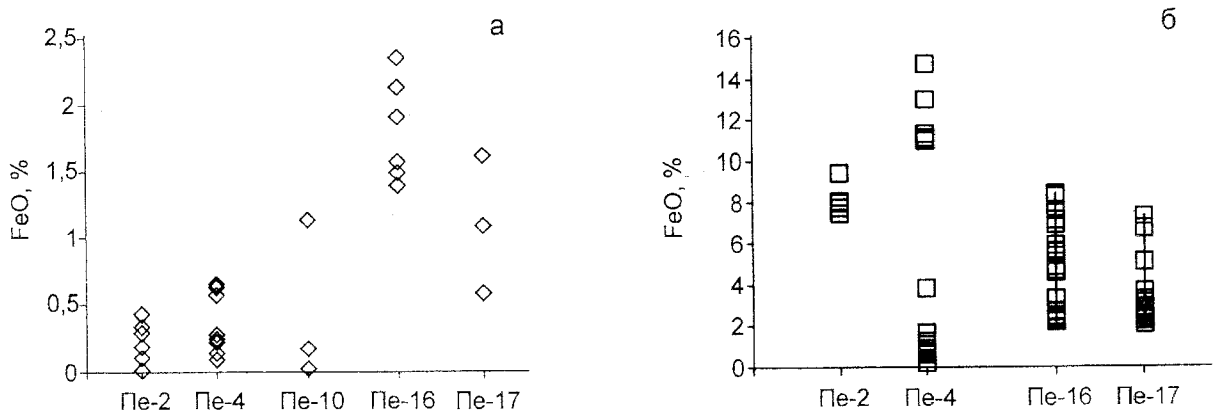


Рис. 3. Концентрации FeO в зернах доломитов (а) и магнезитов (б) изученных образцов Петлинского месторождения.

Важной особенностью магнезитов и доломитов, позволяющей получить характеристику метасоматических флюидов, является концентрация в них железа. Как правило, эпигенетические растворы, испытавшие взаимодействие с алюмосиликатными породами разреза, вследствие элизионных процессов и катионного обмена с агрессивными рассолами обогащаются, прежде всего, ионом закиси железа [Brand, Veizer, 1980; Banner, Hanson, 1990; Radvanec et al., 2004; Кузнецов и др., 2005]. Количественный микроанализ показал, что распределение железа в магнезитах и доломитах Петлинского месторождения очень неравномерное.

В двух образцах доломита (Пе-2 и Пе-10) и в зернах доломита в магнезите Пе-4 концентрации FeO варьируют в пределах 0,01-1,13 % (рис. 3а), а в зернах доломита из пробы магнезита Пе-16 заметно выше, составляя 1,39-2,35 %. В последней пробе повышение концентрации FeO связано, вероятно, с секущей зоной ожелезнения (рис. 2.). В магнезитах содержание железа еще более неравномерное. Отмечается две группы значений концентрации железа: низкожелезистого магнезита (FeO от 0,23 до 2 %) и брейнерита (FeO 7-14 %) (рис. 3б). В пределах одного образца магнезитов (Пе-4), в разных зернах, концентрации FeO составляют от 0,23-0,87 % (рис. 4а-4в) до 10-14 % (рис. 4г).

Ореольное расположение зон брейнеритизации вокруг зерен низкожелезистого магнезита указывает на эпигенетическую природу ожелезнения. В хлоритах, представленных магнезиальной разновидностью, железистость также заметно меняется: от 1,05 % в низкожелезистом доломите (обр. Пе-10) до 5,97-7,13 % в магнезите (обр. Пе-4), содержащем брейнерит. Корреляция степени ожелезнения магнезита и хлорита связывается с наложенной на магнезиты сидеритизацией. Наличие магнезитовых зерен высокого качества – с низким содержанием железа, кальция (на уровне 0,18-0,26 % CaO) при практическом отсутствии примесей глинозема и кремнезема указывает на отсутствие влияния последующей сидеритизации. Это является основанием для поиска высококачественных магнезитов в доломитах шуйдинской пачки бакальской свиты в участках, максимально удаленных от сидеритовых залежей. Истощение в настоящее время легкодоступных поверхностных магнезитовых залежей в Саткинском рудном поле ставит задачу подготовки новых перспективных площадей. Таковыми

могут оказаться участки в северной части Бакальского рудного поля, расположенные на территории между Бакалом и Саткой, где в свое время магнезиты были обнаружены при поисковых работах на сидерит.

Таким образом, состав минералов и содержания в них железа в изученном профиле магнезитовой залежи Петлинского месторождения Бакальской группы указывают на следующие этапы ее формирования: 1) образование в ходе магнезиального метасоматоза низкожелезистого магнезита (FeO не более 1 %); 2) формирование высокотемпературных минералов в результате контактового метаморфизма при внедрении габбро-диабазов; 3) развитие железистого магнезита, брейнерита, железистого доломита и железисто-магнезиального хлорита на стадии прохождения железистого метасоматоза, вероятно в связи с сидеритизацией. В настоящее время известно, что возраст сидеритизации соответствует 1010 ± 100 млн. лет [Кузнецов и др., 2005], следовательно, этап брейнеритизации значительно отстоит по времени от образования низкожелезистого магнезита.

Исмакаевское месторождение

Исмакаевское месторождение, являющееся перспективной сырьевой базой для получения металлургических огнеупоров Башкортостана, представляет собой типичный объект в ряду месторождений II подтипа, выделенных для Южно-Уральской провинции по комплексу геолого-геохимических признаков [Крупенин, 2005]. Ряд особенностей указывает на гидротермально-метасоматическое формирование месторождения, вместе с тем, существуют и представления об осадочном способе его образования [Шевелев и др., 2003]. Нами, на основе дополнительных полевых исследований и комплекса современных физических и химических методов, получены новые доказательства метасоматического образования магнезита и некоторых физико-химических его характеристик.

Исмакаевское месторождение расположено в Белорецком районе Башкортостана, в северной части дер. Исмакаево, где слагает незалесенную четырехглавую гору. Запасы магнезита составляют по категории C₁ более 100 млн. т. Оруденение приурочено к карбонатной толще нижней (миньякской) подсвиты суранской свиты нижнего рифея. В тектоническом отношении оно локализовано в западной части Ямантаус-

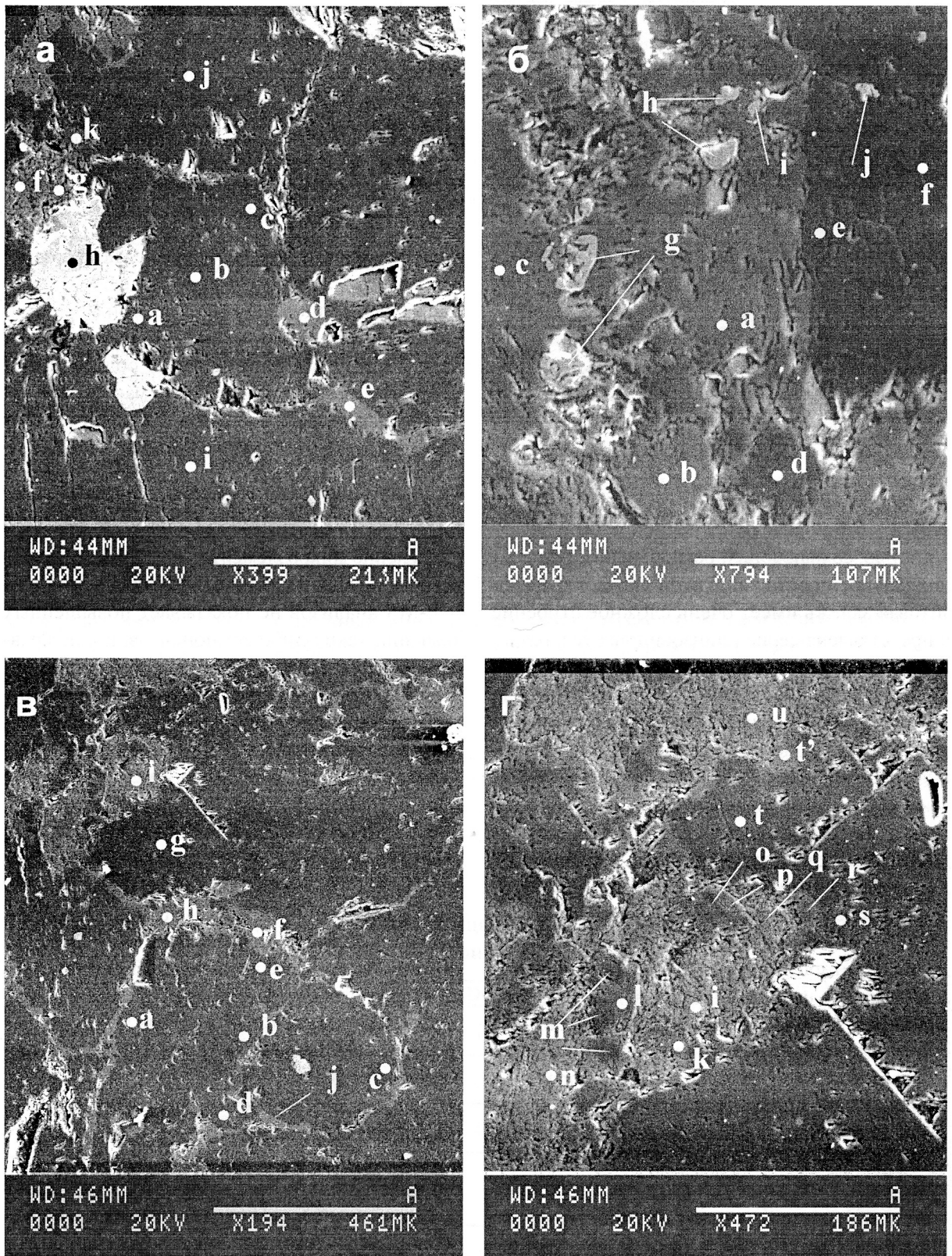


Рис. 4. Минеральный состав магнезитов Петлинского месторождения (обр. Пе-4) под электронным микроскопом.

а – гематит (точка h), хлорит (точки f, g), низкожелезистый магнезит (точки a, b, c, d, i, j); б – гематит (точка h), пирит (точка h), доломит (точки a, b, c), низкожелезистый магнезит (точки d, e, f); в – доломит (точки f, h, j), низкожелезистый магнезит (точки a, b, c, d, e, g), клиноэнстатит (точка i); г – увеличенная деталь из рис. 4в – тальк (точки n, u), низкожелезистый магнезит (точки m, t, s), брейнерит (точки k, l, p, r, t).

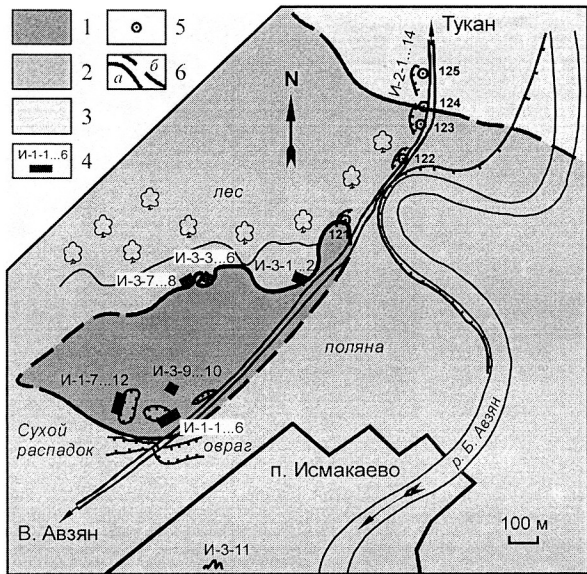


Рис. 5. Схема геологического строения района Исмакаевского месторождения кристаллических магнетитов.

1 – магнетит; 2 – доломит; 3 – вмещающий известняк; 4 – номерам проб (i-n); 5 – обнажения с привязкой по GPS; 5 – геологические границы: а – наблюдаемые, б – предполагаемые.

кого антиклинория, осложненной мелкой складчатостью, сохраняющей региональное субмеридиональное простирание осей складок. Магнетитовая залежь имеет очень сложное строение и представлена серией линзовидных тел, разделенных прослоями филлитовидных сланцев и доломитов мощностью 2-5, максимально, – до 20 м. Отдельные магнетитовые тела имеют мощность в десятки метров, а в целом образуют рудную зону мощностью до 400 м и протяженностью 1100 м по простиранию и до 800 м по падению. В северном направлении рудные тела достаточно резко выклиниваются и переходят в доломиты. В нижней части магнетитового горизонта расположен силл габбро-диабазов, прослеженный по всей западной части месторождения. Взаимоотношения оруденения и диабазовых силлов недостаточно изучены. Н.А. Фаткуллиным (1997 г.) отмечено, что диабазы из силла мощностью 2-10 м в магнетитовой залежи превращены в «зеленокаменные породы» и вмещают прослойки магнетита мощностью 0,1-3 м, в то же время, контактового воздействия диабазов на магнетит не отмечено. Мегадиабазовый силл так же, как и магнетитовое оруденение, повторяет все пликативные структуры месторождения, что указывает на доскладчатый характер обоих образований.

Магнетит среднекристаллический (размер изометричных зерен 1-5 мм, очень редко вытянутые кристаллы магнетита достигают 10 мм), с постоянной примесью доломита в количестве 2-5 %, кварца – до 10-15 %, магнезиального хлорита – до 1-5 % и, реже, талька. В магнетите

широко развиты гидротермальные гнезда размером до первых дециметров, выполненные перечисленными минералами-примесями с преобладанием кварца. Химический состав магнетитов характеризуется повышенным содержанием CaO , SiO_2 , Al_2O_3 ; использование магнетита в качестве сырья для получения периклаза требует флотационного обогащения [Шевелев и др., 2003]. Наблюдается ровный и высокий фон содержания железа в магнетите на уровне 2,8-4,5 % Fe_2O_3 при концентрациях MgO – 37-42,5 %. Распределение микроэлементов в доломитах и магнетитах по данным рентгенофлуоресцентного и ICP-MS анализов не показывает повышенных значений каких-либо компонентов, но, по сравнению с доломитами, характеризуется пониженными концентрациями почти всех элементов, прежде всего стронция, иттрия, неодима и других РЗЭ. Распределение РЗЭ в доломитах и магнетитах отличается от других месторождений Южно-Уральской провинции присутствием положительной аномалии европия, которая рассматривается как следствие проявления гидротермального процесса при температуре $> 250^\circ\text{C}$. Для магнетитов Исмакаевского месторождения также характерна и минимальная величина Y/Nd отношения, указывающего на наиболее высокую температуру образования среди объектов Южно-Уральской провинции [Крупенин, 2005]. Европиевая аномалия исчезает в доломитах за пределами рудного поля.

Контакты магнетитовых залежей с вмещающими доломитами представляют собой зону мощностью от дециметров до 1-2 м вкрапленности мелких магнетитовых кристаллов размером до нескольких миллиметров в мелкозернистых доломитах. Вмещающие доломиты состоят из зерен размером до 0,2-0,5 мм. Зерна магнетита выделяются среди доломита как относительно крупнокристаллическим сложением, так и бурым цветом вследствие повышенной железистости. Доломиты без видимой магнетитовой вкрапленности, которая не отмечается также и при рентгенографическом изу-

СТАДИЙНОСТЬ МАГНЕЗИАЛЬНОГО МЕТАСОМАТОЗА

чении, прослежены по простиранию карбонатного горизонта на протяжении до 500 м в отдельных обнажениях в северном направлении. На этом расстоянии в искусственном обнажении вдоль автодороги Исмакаево-Тукан обнаружена несогласная с напластованием пород зона перехода доломитов в доломитизированные тонкозернистые известняки. Размер зерен известняков менее 0,1 мм, иногда встречаются участки пелитоморфного карбоната. В 50-70 м к северу уже наблюдаются известняки лишь с незначительной примесью доломита (согласно рентгенографическим и микронзондовым исследованиям). Таким образом, в северной периферии Исмакаевского месторождения магнезита нами установлена латеральная метасоматическая зональность: магнезит–доломит + магнезит–доломит–доломитизированный известняк–известняк (рис. 5). Минеральный состав членов метасоматической колонки, по данным дифрактометрии и микроскопического изучения, включает, помимо указанных породообразующих минералов, также и ряд характерных минералов-примесей (табл. 3). В магнезитах отмечаются доломит и кварц в количестве до 10-15 %, железисто-магнезиальный хлорит в количестве первых процентов, реже тальк, иногда – акцессорная примесь альбита, в единичных пробах – мусковита. В доломитах состав примесей варьирует: среди них может быть небольшое ко-

личество кварца, хлорита, мусковита, альбита, появляется калиевый полевой шпат и редко – кальцит. В доломитизированных известняках всегда присутствует калиевый полевой шпат совместно с кварцем, мусковитом, иногда с альбитом. Микроскопическое изучение подтверждает широкое присутствие обломочных зерен кварца и реже – альбита мелкопсаммитовой размерности в известняках. Кластогенные зерна обычно корродированны. Диагностика калишпата при отсутствии микроклина затруднена, однако в нерастворимом остатке известняков (составляющем до 15-20 % от первоначального веса пробы) его количество, судя по усилению рефлексов 3,48; 3,31; 3,24 Å, заметно возрастает; резко повышается количество калия при анализе нерастворимого остатка известняков (рентгено-флюоресцентный анализатор Shimadzu-EDX-900HS, аналитик В.В. Хиллер, ИГГ УрО РАН). Таким образом, минералогическое изучение метасоматической колонки указывает на исчезновение калиевого полевого шпата и частичную его замену мусковитом в магнезите. Предположительно, калиевые минералы в условиях гидротермального магнезитового метасоматоза приобретают подвижность, переходят в мусковит и частично выносятся за пределы магнезитовых залежей. В то же время наблюдается некоторое обогащение магнезитов альбитом. Объяснить эту закономерность можно падением ще-

Таблица 3

Минеральный состав магнезитов и вмещающих карбонатов Исмакаевского месторождения по данным рентгенографии и термического анализа

№ пробы	Литология	Dol	Mgz	Cc	Qu	Chl	Mi	Kfs	Pl
i-1-5	Магнезит среднезернистый полосчатый	3	82	–	о	сл	сл	–	сл
i-1-9	Магнезит мелкозернистый полосчатый	3	93	–	сл	сл	–	–	–
i-1-11	Магнезит мелкозернистый массивный	сл	+	–	о	сл	–	–	–
i-2-2	Доломит мелкозернистый массивный серый с прожилками вторичного белого	+	–	сл	о	–	сл	сл	–
i-2-5	Известняк тонкозернистый брекчиевидный	о	–	+	о	–	сл	о	–
i-2-9	Известняк тонкослоистый доломитизированный	8	сл	48	10	–	сл	о	–
i-2-13	Известняк тонкослоистый	сл	–	94	сл	–	сл	сл	–
i-3-10	Доломит мелкозернистый мелкослоистый	+	–	сл	о	–	сл	сл	–

Примечание. Mi – мусковит; Kfs – калиевый полевой шпат; Pl – плагиоклаз; остальные обозначения в табл. 2.

Содержания FeO в минералах (Исмакаево, мас. %) по данным РЭМ

№ проб	Mgz	Dol	Cc	Chl
i-1-5	2,31-5,35 (3,23)	1,17-1,32 (1,21)	--	--
i-1-9	3,17-5,26 (4,06)	0,84-1,2 (0,99)	--	2,66-2,83 (2,75)
i-1-11	2,38-5,62 (3,46)	1,1-1,38 (1,26)	--	2,74-2,9 (2,82)
i-3-10	+	0,96-1,4 (1,29)	--	--
i-2-2	--	1,54-2,03 (1,7)	--	--
i-2-5	--	1,54-1,96 (1,66)	0,0-0,31 (0,12)	--
i-2-13	--	--	0,18-0,51 (0,26)	--

Примечание. Указаны минимальное, максимальное значения и (медиана). обозначения минералов и номера проб те же что в табл. 3.

лочки при повышении температуры флюидов в зоне магнетитового метасоматоза. Исследования стабильности полевых шпатов в гидротермальных условиях показали, что калиевый полевой шпат устойчив в наиболее щелочных условиях, в то время как при повышении кислотности он замещается альбитом [Беус, Залашкова, 1962]. Магнетит формировался в наиболее высокотемпературной зоне, близко расположенной к основному каналу, по которому поступали высокомагнезиальные флюиды. Экспериментальные исследования стабильности карбонатов в интервале 250-450° подтвердили, что повышение температуры приводит к расширению поля устойчивости магнетита при соответствующем сокращении полей доломита и кальцита [Rosenberg et al., 1967]. Как было отмечено И.М. Говоровым [1977], для Mg^{2+} и Fe^{2+} степень гидролиза возрастает при повышении температуры, так что если при 100°С выпадение магнетита происходит при pH = 10, то при 300°С и давлении 0,5 кбар – уже при pH = 6, то есть, в общем случае, при повышении температуры происходит снижение щелочности магнетитообразующего раствора. Таким образом, в среднетемпературном гидротермальном процессе даже слабо кислые растворы при нейтрализации в карбонатных толщах могут образовывать магнетит, если несут магний. Косвенным доказательством невысокой щелочности гидротермально-метасоматических растворов, образовавших магнетит на Исмакаевском МКМ, является отсутствие зон выноса кремнезема в

латеральных контактах залежей и скопления кварца в виде жил и гнезд в самом магнетитовом теле. Кроме отмеченного влияния щелочности есть указания на влияние отношения Na^+/K^+ в гидротермальных растворах на кристаллизацию альбита. По данным И.П. Щербаня [1975] равновесное для образования альбита по калиевому шпату в карбонатной среде отношение Na^+/K^+ растет при снижении температуры и в общем случае альбит будет устойчив при более высоких температурах. Этот факт также не противоречит среднетемпературной характеристике магнезиальных метасоматических растворов при образовании Исмакаевского месторождения.

Изучение минерального и химического состава членов указанной метасоматической зональности с помощью растрового электронного микроскопа позволило не только подтвердить выводы, полученные рентгенографически и оптически, но и уточнить некоторые физико-химические особенности метасоматоза. Всего с помощью РЭМ было изучено 7 образцов: 3 магнетита, 2 доломита и 2 известняка. Важнейшим показателем метасоматического процесса формирования магнетита является поведение железа, которое можно использовать для определения как температуры, так и стадийности внедрения гидротермальных флюидов. Закономерности распределения железа (FeO) в основных минералах метасоматической колонки отражены в табл. 4. В магнетитах содержание FeO варьирует в пределах 2,38-5,62 %, медианные значения для изученных образцов i-1-5, i-1-9, i-1-

СТАДИЙНОСТЬ МАГНЕЗИАЛЬНОГО МЕТАСОМАТОЗА

11 составляют соответственно (в %) 3,23; 4,06; 3,46. Полученные данные свидетельствуют о достаточно постоянном уровне содержания же-

леза в магнетитах данного месторождения, являющегося вероятно, характеристикой рудообразующего магниевого флюида. В доломитах,

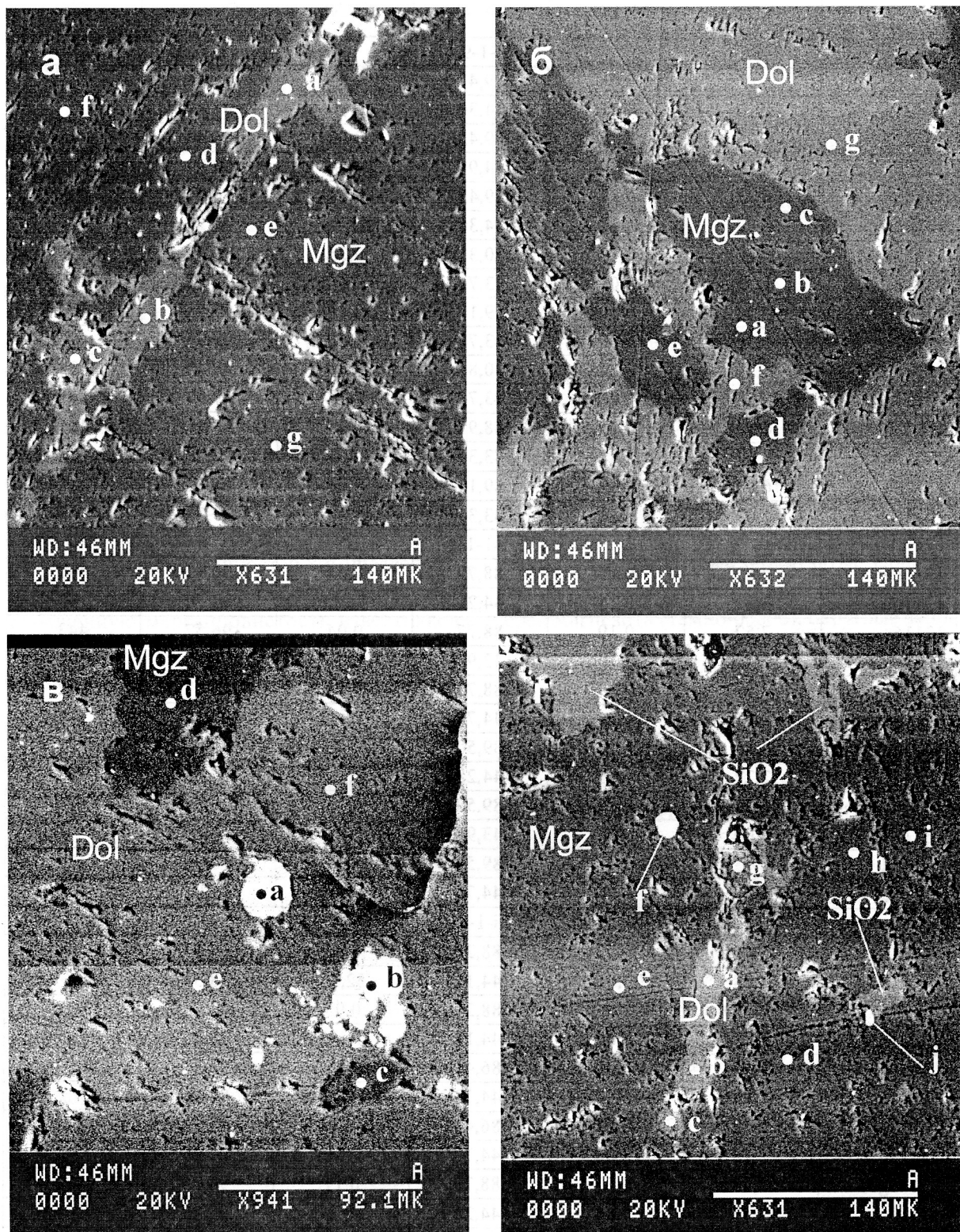


Рис. 6. Электронно-микроскопические фотографии магнетитов (темно-серое) и доломитов (серое) Исмакаевского месторождения с точками микроанализа.

а – обр. i-1-5; б – обр. i-1-9; в – обр. i-1-9, светло-серое (точки а, б) – гематит; г – обр. i-1-11; доломит – точки а, б, с, магнетит – точки d, e, h, i, магнезиальный хлорит – точка g, рутил – точка j, пирит – точка f.

Расчет температур прохождения железисто-магнезиального метасоматоза
в Исмакаевском месторождении

	FeCO ₃	MnCO ₃	MgCO ₃	CaCO ₃	Сумма	Т°С
i-1-9						
13120с	6,03	0,06	89,42	0,93	96,44	517
13120е	1,93	0,18	44,30	51,46	97,88	
13120d	6,23	0,18	89,42	0,61	96,44	440
13120f	1,68	0,15	44,97	51,98	98,77	
13120d	6,23	0,18	89,42	0,61	96,44	497
13120е	1,93	0,18	44,30	51,46	97,88	
13118d	5,82	0,06	90,35	0,25	96,48	406
13118f	1,35	0,08	43,74	52,77	97,94	
13118a	6,28	0,10	89,17	0,43	95,98	380
13118f	1,35	0,08	43,74	52,77	97,94	
13118е	5,27	0,11	90,81	0,25	96,44	434
13118f	1,35	0,08	43,74	52,77	97,94	
13118с	6,64	0,15	88,91	0,46	96,16	466
13118g	1,61	0,41	43,31	52,46	97,79	
13118b	6,07	0,32	89,17	0,48	96,05	488
13118g	1,61	0,41	43,31	52,46	97,79	
i-1-11						
13116е	7,57	0,19	88,77	0,04	96,57	467
13116а	2,22	0,15	44,28	51,11	97,76	
13116е	7,57	0,19	88,77	0,04	96,57	443
13116b	2,09	0,10	43,98	51,87	98,05	
13116е	7,57	0,19	88,77	0,04	96,57	402
13116с	1,95	0,00	44,79	51,18	97,92	
13116d	6,75	0,19	89,50	0,45	96,89	511
13116а	2,22	0,15	44,28	51,11	97,76	
13116d	6,75	0,19	89,50	0,45	96,89	484
13116b	2,09	0,10	43,98	51,87	98,05	
13116d	6,75	0,19	89,50	0,45	96,89	438
13116с	1,95	0,00	44,79	51,18	97,92	
i-1-5						
13113е	6,69	0,05	88,28	0,93	95,95	441
13113а	1,88	0,02	44,12	52,36	98,38	
13113е	6,69	0,05	88,28	0,93	95,95	478
13113b	2,13	0,00	44,18	51,55	97,86	
13113d	8,62	0,02	86,48	0,20	95,31	365
13113а	1,88	0,02	44,12	52,36	98,38	
13113d	8,62	0,02	86,48	0,20	95,31	394
13113b	2,13	0,00	44,18	51,55	97,86	
13113g	7,44	0,21	88,79	0,11	96,55	422
13113с	1,95	0,08	44,26	51,54	97,83	
13113g	7,44	0,21	88,79	0,11	96,55	437
13113b	2,13	0,00	44,18	51,55	97,86	
Т°С средняя						446

изученных в реликтовых зернах среди магнезитов, в новообразованных метасоматических кристаллах из контактовых зон с известняками (обр. i-2-5) и в собственно в доломитовых пробах, железистость колеблется в достаточно узких пределах от 0,96 до 2,03 %. Медианные значения концентраций FeO для изученных образцов i-2-2, i-3-10, i-2-5 варьируют в пределах 0,99-1,7 % (табл. 4). Если железистость в доломитах всех членов метасоматической колонки меняется слабо, можно утверждать, что мы имеем дело с одноактным процессом внедрения единого железисто-магнезиального флюида в первоначально известняковую толщу с формированием мощной магнезитовой залежи и полукилометровой доломитовой «рубашки» вокруг нее. Следует также отметить, что и в магнезиальном хлорите, встреченном в пробах магнезита i-1-9 и i-1-11, содержание FeO достаточно устойчиво и незначительно изменяется в пределах 2,66-2,83 % и 2,64-2,9 %, соответственно, что подтверждает мысль об одноактном и, вероятно, равновесном процессе кристаллизации минералов в метасоматической колонке.

Из других особенностей химического состава изученных минералов следует отметить повышенную марганцовистость известняков. При полевом изучении были отмечены гнезда и пятна сиреневого тонкозернистого известняка. Содержание MnO в них достигает 0,26 % при низком содержании FeO (0-0,20, реже 0,51 %), что является нетипичным, поскольку обычно в карбонатных минералах стратотипического разреза рифея наблюдается прямая корреляция марганца и железа, в известняках же концентрации марганца обычно не превышают 0,01-0,03 %.

Наличие железистых магнезитов и признаки равновесных условий кристаллизации карбонатных минералов позволяют провести расчет возможных температур метасоматоза. Нами был использован анкерит-сидеритовый термометр, разработанный L.M. Annovitz, E.J. Essene [1987]. Указанными авторами проведена корректная проверка составов для бинарных растворов в системе $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$ природных карбонатов, скомбинированных с экспериментальными данными для температур гидротермального процесса (250-700°C). В результате была получена приближенная линейная зависимость температуры минералообразования от коэффициента K_D , который зависит от составов сосуществующих карбонатных минералов:

$$K_D = \frac{(X^{\text{FeCO}_3}/X^{\text{MgCO}_3})_{\text{Ank}}}{(X^{\text{FeCO}_3}/X^{\text{MgCO}_3})_{\text{Sd}}} = -0,69I + 0,00176T(T, \text{K})$$

Нами было принято допущение, что для сидерит-анкеритового термометра используются железистый магнезит как аналог магнезиального сидерита, и железистый доломит как аналог анкерита. Для применения термометра необходим выбор равновесных минеральных пар. Выбирались когенетичные минеральные фазы, с хорошо выраженными кристаллографическими очертаниями и в максимальной близости друг от друга, или соседние минеральные зерна, с точками микроанализа на расстоянии первых десятков микрон при размере зерен 50-150 мкм. Подходящие для расчета минеральные пары были обнаружены в образцах i-1-5, i-1-9 и i-1-11. Образец i-1-5 (рис. 6а) содержит сростания идиоморфных ромбовидных зерен магнезита (темно-серое) и вросших между ними таблитчатых зерен доломита (серое). В образце i-1-9 в доломитовой матрице (серое) наблюдаются выделения многоугольных зерен магнезита (темно-серое) (рис. 6б,в). Образец i-1-11 (рис. 6г) содержит вытянутые таблитчатые зерна доломита (серое) внутри крупных многоугольных зерен магнезита (темно-серое), округлые зерна пирита и ксеноморфные выделения кварца. Рассчитанные температуры по когенетичным парам магнезит-доломит варьируют в пределах 365-517°C при среднем значении температуры по всем рассмотренным парам 446°C (табл. 5). Указанные температуры кристаллизации карбонатных фаз характеризуются слабой вариабельностью в пределах не более 100-150°C, они соответствуют среднетемпературным условиям метасоматоза и могут рассматриваться как следствие одноактного внедрения гидротермальных растворов. Данный интервал температур также не противоречит предполагаемым температурным значениям по данным изучения РЗЭ, указывающим на относительно высокотемпературное образование магнезита [Крупенин, 2005]. Минералогические особенности метасоматической зональности также соответствуют среднетемпературным условиям.

Златоустовская группа, Семибратское месторождение

Семибратское месторождение кристаллических магнезитов расположено в 12 км к югу от с. Веселовка Златоустовского района Челя-

Минеральный состав магнезитов и вмещающих доломитов Семибратского месторождения по данным дифрактометрии и термического анализа

№	Литология	Mgz	Dol	Cc	Chl	Tc	Mi	Qu	Bru	Pl	Pу
Sem2	Доломит грубозернистый	–	+	–	–	–	–	сл	–	о	–
Sem6	Магнезит среднезернистый	+	о	–	о	о	–	–	–	–	–
Sem12	Брейнерит тонкозернистый	+	–	–	–	–	–	–	–	–	сл
Sem17	Магнезит разнозернистый	92	3	–	–	5	–	–	–	–	–
Sem18	Fe-Магнезит разнозернистый	+	о	–	сл	–	–	–	–	–	–
Sem20	Магнезит среднезернистый	+	о	–	–	о	–	–	–	–	–
Sem24	Fe-Магнезит крупнозернистый	+	–	–	–	сл	–	–	–	–	сл
Sem33	Магнезит мелкозернистый	88	4	–	–	5	–	–	–	–	–
Sem15	Доломит тонкозернистый	–	+	–	сл	–	–	о	–	сл	–
Sem34	Доломит тонкозернистый	–	+	–	–	–	–	о	–	сл	–
Sem35	Доломит тонкозернистый	–	+	–	–	–	–	сл	–	сл	–
Sem48	Известняк белый с зеленым оттенком	–	21	48	–	–	5	–	26	–	–
Sem49	Известняк светло- серый с прожилками бурого	–	5	62	–	–	сл	о	26	–	–

Примечание. Tc – тальк; Bru – брусит; Pу – пирит; остальные обозначения в табл. 2.

бинской области. Оно является одним из крупнейших в Южно-Уральской провинции с запасами около 300 млн. т. и приурочено к Злагоустовской группе [Анфимов, Бусыгин, 1982]. Месторождение находится в восточной части Башкирского мегантиклинория, в структуре Верхнебельского синклинория, и приурочено к метаморфизованным карбонатно-терригенным отложениям уреньгинской свиты. Последняя является стратиграфическим аналогом авзянской свиты среднего рифея, представленной в разрезах западной части мегантиклинория неметаморфизованными карбонатно-терригенными отложениями [Стратиграфические..., 1993]. По комплексу геолого-геохимических признаков магнезиты месторождения относятся к типичному для юрматиния II подтипу [Крупенин, 2005] с линзовидной формой рудных тел и постепенными переходами вмещающих доломитов в магнезиты через зону вкрапленности. Эпигенетическая метасоматическая природа магнезитов доказы-

вается сложной формой рудных тел, развитием метасоматической зональности через ряд промежуточных разновидностей пород (доломитизированный известняк-доломит-доломит с вкрапленностью магнезита-магнезит), формирующей концентрически зональное строение рудных тел. Метасоматический характер оруденения подтверждается также многоэтажным расположением залежей в различных стратиграфических карбонатных горизонтах уреньгинской свиты, которых, как и в авзянской, насчитывается три [Карагодин и др., 1989]. Наиболее крупная и наилучшего качества залежь приурочена к нижнему карбонатному горизонту. Структурный контроль магнезитового оруденения проявляется в приуроченности залежей к зонам разломов северо-восточного простирания и экранирования тел прослоями сланцев и песчаников. Магнезиты пересекаются многочисленными дайками габброидов нескольких генераций, предположительно верхнерифейско-вендских [Алексеев,

СТАДИЙНОСТЬ МАГНЕЗИАЛЬНОГО МЕТАСОМАТОЗА

1984] и, реже, гранитоидов, по предварительным данным, палеозойского возраста [Шардакова, Крупенин, 2008].

Магнезиты характеризуются мелко-среднезернистым сложением, округло-ромбовидными кристаллами с максимальным размером 4 мм. Преобладающий размер кристаллов не очень заметно варьирует: от 0,5-1 мм в мелкозернистых до 3-4 мм в среднезернистых магнезитах. Крупно- и гигантокристаллические разновидности карбонатов на месторождении, как показало изучение, оказались не магнезитами, а перекристаллизованными доломитами. Несмотря на то, что вмещающие терригенные породы на месторождении метаморфизованы до зеленосланцевой стадии, магнезиты имеют мелкокристаллическое сложение. Это подтверждает, что степень перекристаллизации магнезитов второго подтипа в Южно-Уральской провинции зависит от генезиса руд, а не от степени метаморфизма. Магнезиты, по сравнению с вмещающими доломитами, как показало микроскопическое, термическое и рентгенографическое изучение, отличаются по составу минералов-примесей. В магнезитах отсутствуют заметные примеси кварца и плагиоклаза, характерные для доломитов, но присутствует небольшое количество талька и хлорита (табл. 6). Можно

предположить, что в процессе магнезиального метасоматоза, проходящего в щелочных условиях, часть кварца была переработана в тальк и хлорит. Среди магнезитов присутствуют железистые разновидности и брейнериты. Вмещающие доломиты содержат примесь кварца и альбита, в доломитизированных известняках отмечается присутствие небольшой примеси серицита и брусита. Присутствие брусита обусловлено, вероятно, контактовым воздействием габбро-диабазовых даек.

Химический состав магнезитов Семибратского месторождения отражает их невысокое качество из-за постоянной примеси доломита, кварца, талька и периодически наблюдающейся повышенной железистости. Примеси CaO, SiO₂, Fe₂O₃ характеризуются полимодальным распределением с максимумами в содержаниях CaO в интервале от 0,5-1,0 % до 8-11 %; распределение Fe₂O₃ также полимодальное и имеет максимумы в интервале от 0,5 до 10,5 % [Главнейшие..., 1993]. Содержания MgO составляют в среднем 44,5 % для наиболее чистых магнезитов и 41,6 % для магнезитов с содержанием магнезитового компонента более 90 %. Для магнезитов характерно низкое содержание K₂O (менее 0,01 %) и повышенное постоянное присутствие Na₂O на уровне 0,12 % связанное с присутстви-

Таблица 7

Химический состав магнезитов и вмещающих доломитов Семибратского месторождения

Компоненты	Sem-6	Sem-12	Sem-17	Sem-18	Sem-33	Sem-24	Sem-15	Sem-34
	Brein	Brein	Mgz	Brein	Mgz	Brein	Dol	Dol
SiO ₂	1,26	0,14	1,74	0,29	4,64	0,09	1,8	3,51
TiO ₂	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02
Al ₂ O ₃	0,19	<0,01	<0,1	0,18	0,15	0,15	0,12	0,8
Fe ₂ O ₃ *	8,65	9,60	1,94	6,46	0,47	10,11	0,22	0,54
Fe ₂ O ₃	1,16	1,61	0,23	1,43	0,17	2,6		
FeO	6,81	7,26	1,55	4,57	0,27	6,83		0,15
MnO	0,24	0,15	0,05	0,11	0,06	0,15	0,02	0,03
MgO	39,06	40,88	44,68	42,68	45,44	40,52	21,43	20,96
CaO	3,51	0,24	1,1	1,42	1,66	0,24	30,16	28,67
Na ₂ O	0,12	0,12	0,13	0,12	0,12	0,13	0,1	0,13
K ₂ O	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,14
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,01	0,04	0,01	0,01	0,04	0,01
H ₂ O-	0,03	не обн	не обн	<0,01	0,01	не обн	0,05	0,01
H ₂ O+п.п.п.	47,76	49,61	50,06	49,63	47,84	49,27	45,67	44,69
Сумма	100,17	100,03	99,55	100,47	100,37	99,99	99,63	99,66
S кач.	ооо	о	не обн.	не обн.	не обн.	ооо	о	оо
Орг. в-во	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.

Примечание. Brein – брейнерит; Mgz – магнезит; Dol – доломит; Fe₂O₃* – общее железо в пересчете на окись. S кач. – качественное определение серы. Анализы выполнены в Институте земной коры СО РАН, Иркутск.

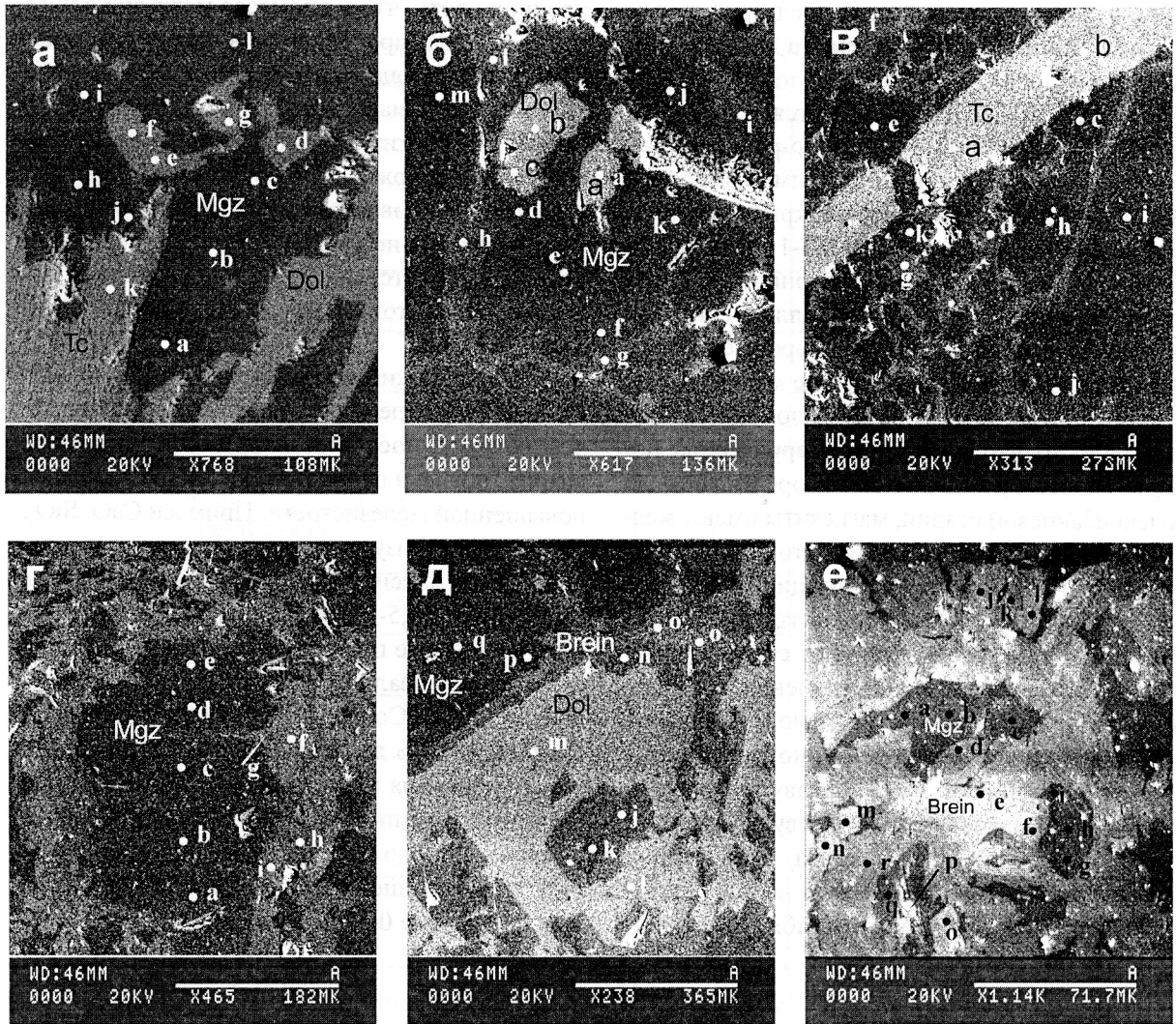


Рис. 7. Литотипы магнезита под электронным микроскопом.

а – Sem-33, магнезит мелкозернистый низкожелезистый (точки a, b, c, j, l, h, i); доломит (точки e, f, g); тальк (точки d, k); б – Sem-17 (проба 124 в табл. 8), зерно магнезита разномасштабного маложелезистого (темно-серое) с каймой железистого магнезита (серое) и включениями доломита (светло-серое, точки a, b, c); в – Sem-17 (проба 125 в табл. 8), магнезит разномасштабный маложелезистый с каемками и прожилками железистого магнезита и крупными лейстами талька (точки a, b); г – Sem-18, магнезит разномасштабный ожежененный, зерна низкожелезистого магнезита (точки a-е) в окружении зон железистого магнезита (точки f, h, i); д – Sem-18, переход от низкожелезистого магнезита (точки p, q) к железистому доломиту (точки m, l) через брейнерит (точки j, k, n, o); е – Sem-12, реликты низкомагнезитовой матрицы в виде ромбических темно-серых зерен в центре и справа (точки a, b, c, i, h, g, q), наличие четко выраженных зональных кристаллов брейнерита со ступенчатым нарастанием содержания железа.

ем незначительной примеси альбита. Концентрации большинства микроэлементов находятся на кларковом для магнезитов и доломитов уровне. Магнезиты имеют своеобразное «корытообразное» распределение РЗЭ, с пониженными концентрациями лантаноидов средней группы, независимо от суммы содержаний, которая в целом остается на низком уровне – 1-3 г/т. Варьирующее отношение Y/No от значений,

приближающихся к морским карбонатам (46) до типично гидротермальных (31-34) подтверждает сложную историю и неодноактное метасоматическое воздействие флюидов на магнезиты Семибратского месторождения. В то же время стабильно низкая величина отношения Y/Nd на уровне 2-3 указывает на высокотемпературную перекристаллизацию магнезитов [Крупенин, 2007].

При изучении литотипов магнезитов было акцентировано внимание на степени железистости. Повышение содержания железа в магнезите приводит к увеличению плотности и появлению желтоватого оттенка в светло-серой породе, развитию прожилков и отдельных мелких гнезд бурого брейнерита, появлению вкрапленности пирита. Корреляции степени железистости с размером кристаллов магнезита не наблюдается. Детальному изучению с применением рентгеноструктурного и химического методов анализа, а также количественного микроанализа на растровом электронном микроскопе были подвергнуты 4 разновидности магнезита с различной степенью насыщения железом.

Sem-33 – мелкозернистый массивный светло-серый магнезит. По данным рентгеновского анализа содержит небольшую примесь доломита, талька. По данным химического анализа является наименее железистой разновидностью из изученных образцов (табл. 7). Под электронным микроскопом представляет собой темно-серый до черного однородный базис магнезитового состава, в котором распределены отдельные изометрично-многоугольные зерна серого доломита и вытянутые зерна талька (рис. 7а). Данные микроанализа показывают, что все минералы в этой пробе наименее железистые из изученных проб: магнезит содержит FeO в интервале 0-0,1 %, в доломите FeO составляет 0,1-0,2 %, тальк имеет концентрации FeO в интервале 0,06-0,84 %, для него характерна примесь Al_2O_3 до 1,5 % (табл. 8), вероятно, за счет взаимопрорастания с хлоритом.

Sem-17 – неравномернoзернистый магнезит темно-серый среднeзернистый с прожилками и зонами тонкозернистого светло-бурого брейнерита в межзерновом пространстве. По данным химического анализа, магнезит относится к низкожелезистой разновидности с содержанием FeO 1,55 %. Под электронным микроскопом выделяется три элемента: 1) ядра зерен низкожелезистого, иногда вообще не содержащего железа магнезита типа Sem-33 (черное); 2) изометричные и вытянутые зерна доломита (светло-серое), (рис. 7б); 3) каемки (серое), межзерновые прожилки и зоны железистого магнезита (рис. 7б,в). Магнезит в низкожелезистых ядрах имеет низкую железистость на уровне 0-0,1 %, в то время как магнезит из межзерновых прожилков и каемок имеет повышенную железистость 3-5 % FeO (табл. 8).

Sem-18 – неравномернoзернистый брейнерит светло-бурый с вкраплениями темно-се-

рого магнезита. При выветривании превращается в бурую охру, по данным химического анализа, порода представляет собой железистый магнезит (4,57 % FeO). Под электронным микроскопом выделяются следующие элементы: 1) ядра зерен низкожелезистого магнезита типа Sem-33 (черное); 2) межзерновые прожилки и зоны железистого магнезита (серое) (рис. 7г); 3) зерна высокожелезистого магнезита или анкерита (рис. 7д); 4) редко – зерна магнезиального кальцита размером до 10 микрон.

Sem-12 – неравномернoзернистый (от тонко- до среднeзернистого) серый магнезит. По данным химического анализа относится к брейнериту (7,26 % FeO). Учитывая низкое содержание серы в пробе, можно предполагать, что железо в основном связано с брейнеритом. Под электронным микроскопом наблюдаются как низкожелезистые зерна магнезита (реликты низкомагнезитовой матрицы в виде ромбических черных зерен в центре и справа на рис. 7е), так и четко выраженные зональные кристаллы брейнерита с последовательным (ступенчатым?) нарастанием содержания железа.

Анализ распределения железа в магнезитовых рудах Семибратского месторождения позволяет предполагать двухстадийное минералообразование. На первом этапе произошло формирование низкожелезистого магнезита. На это указывает существование разновидностей с очень низким содержанием железа (Sem-33). Это подтверждается также статистическими данными по петрохимическому анализу руд Семибратского месторождения, выполненного Л.П. Урасиной [Главнейшие..., 1993], выделившей по данным химических анализов две крупных совокупности магнезитов со средним содержанием FeO, соответственно, 1,8 % и 5,0 %. Размер зерен низкожелезистого магнезита – от десятков до первых сотен микрон. Метасоматическое ожелезнение развивается сначала по границам зерен в виде своеобразной сетки (рис. 7б,в), затем выполняет все большее пространство с образованием зон сложной формы и гнезд (рис. 7в,г). В процессе развития метасоматического ожелезнения нарастает как площадь, так и степень насыщения железом первичной магнезитовой матрицы до почти полного замещения магнезита брейнеритом (образец Sem-12) с содержанием FeO в отдельных зернах до 13 % (рис. 7д,е; табл. 8). Наряду с ожелезнением основного минерала (магнезита) происходит последовательное насыщение же-

Состав минералов магнезитовых руд Семибратского месторождения (мас. %) по данным микроанализа

N	Проба	MgO	CaO	FeO	MnO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Сумма
Sem-33								
1	123a	47,5	0,41	0,15	0	0	0	48,06
2	123b	47,39	0,48	0,12	0	0	0	47,99
3	123c	47,5	0,36	0,02	0,03	0	0	47,91
4	123j	47,75	0,07	0,25	0	0	0	48,07
5	123l	47,52	0,33	0	0	0	0	47,85
6	123h	47,37	0,11	0,52	0	0	0	48
7	123i	47,14	0,15	0,8	0,04	0	0	48,13
8	123e	23,05	29,17	0,09	0,04	0	0	52,35
9	123f	22,86	29,34	0,1	0,09	0	0	52,39
10	123g	22,63	29,55	0,22	0,04	0	0	52,44
11	123d	30,12	0,02	0,31	0	1,55	63,03	95,03
12	123k	29,95	0	0,04	0	1,57	63,14	94,7
Sem-17								
1	124a	23,52	28,17	0,93	0,1	0	0	52,72
2	124b	22,29	28,78	1,37	0,05	0	0	52,49
3	124c	21,99	28,98	1,48	0,03	0	0	52,48
4	124d	47,61	0,18	0,21	0	0	0	48
5	124e	47,78	0,14	0,1	0,02	0	0	48,04
6	124f	47,84	0,1	0,11	0	0	0	48,05
7	124g	45,03	0,04	3,55	0,13	0	0	48,75
8	124h	43,83	0,05	5,04	0,08	0	0	49
9	124i	44,34	0,08	4,4	0,17	0	0	48,99
10	124j	47,45	0,35	0,15	0,06	0	0	48,01
11	124k	47,63	0,36	0	0	0	0	47,99
12	124l	44,73	0,12	3,85	0,06	0	0	48,76
13	124m	47,41	0,36	0,13	0,07	0	0	47,97
14	125c	47,4	0,46	0,18	0	0	0	48,04
15	125d	44,76	0,1	3,93	0,09	0	0	48,88
16	125e	47,68	0,15	0	0	0	0	47,83
17	125f	44,85	0,1	3,74	0,11	0	0	48,8
18	125g	44,75	0,15	3,58	0,05	0	0	48,53
19	125h	47,61	0,39	0,04	0,03	0	0	48,07
20	125i	47,89	0,13	0	0	0	0	48,02
21	125j	47,86	0,14	0,01	0	0	0	48,01
22	125k	47,4	0,33	0,15	0,05	0	0	47,93
23	125a	28,48	0,1	0,92	0,05	2,05	62,73	94,33
24	125b	28,24	0	1,13	0	1,7	63,28	94,35
Sem-18								
1	121e	47,34	0,32	0,27	0	—	—	47,93
2	121f	41,03	0	8,25	0,24	—	—	49,52
3	121g	43,73	0	5,57	0,02	—	—	49,32
4	121h	42,94	0,03	6,16	0,16	—	—	49,29
5	121i	39,48	0,1	9,97	0,06	—	—	49,61
6	121j	42,21	0,15	6,72	0,12	—	—	49,2
7	121k	47,24	0,35	0,29	0,04	—	—	47,92
8	121l	22,91	28	1,39	0,15	—	—	52,45
9	121m	21,52	28,55	1,9	0,22	—	—	52,19
10	121n	43,07	0,1	5,87	0,12	—	—	49,16
11	121o	39,59	0,4	9,43	0,14	—	—	49,56
12	121p	47,76	0,26	0,09	0	—	—	48,11

N	Проба	MgO	CaO	FeO	MnO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Сумма
Sem-12								
1	11169a	47,08	0,34	0,61	0	–	–	48,03
2	11169b	47,16	0,41	0,46	0,01	–	–	48,03
3	11169c	47,08	0,16	0,55	0,03	–	–	47,79
4	11169d	41,37	0,08	7,79	0,06	–	–	49,24
5	11169e	35,92	0	13,09	0,21	–	–	49,01
6	11169f	40,58	0	8,54	0,16	–	–	49,12
7	11169g	46,88	0,4	0,61	0,05	–	–	47,89
8	11169h	46,88	0,6	0,53	0	–	–	48,01
9	11169i	47,2	0,23	0,4	0,07	–	–	47,83
10	11169j	35,7	0,1	13,22	0,18	–	–	49,02
11	11169k	39,17	0,04	9,77	0,02	–	–	48,98
12	11169l	37,35	0,06	11,82	0,08	–	–	49,23
13	11169m	35,41	0,08	13,74	0,11	–	–	49,23
14	11169n	35,97	0,1	13,06	0,12	–	–	49,13
15	11169o	36,23	0,08	12,72	0,18	–	–	49,03
16	11169q	46,84	0,48	0,48	0	–	–	47,8
17	11169r	41,05	0,05	8,05	0,11	–	–	49,15

лезом и минералов-примесей – доломита и талька. На рис. 8 показано распределение железа во всех перечисленных минералах по изученным пробам. В пробе Sem-33 практически отсутствует брейнерит, железистость магнезита составляет около 0,1 %, в отдельных зернах поднимается до 0,8 %.

Железистость доломита в этой пробе составляет не более 0,2 %, а талька – 0,1-0,8 %. В пробе Sem-17 средняя железистость магнезита возрастает примерно до 0,2 %, и появляется брейнерит с содержанием FeO 3-5 %, железистость доломита возрастает до 0,9-1,5 %, а талька – до 0,9-1,1 %. В пробе Sem-18 в магнезите нарастает содержание FeO до 0,1-0,6 %, брейнерит имеет содержание FeO от 5 до 11 %, тальк не обнаружен. В наиболее железистом магнезите пробы Sem-12 в реликтовых зернах магнезита содержание FeO составляет 0,4-0,6 %, брейнерит характеризуется максимальной железистостью с содержанием FeO в интервале 8-13,74 %, доломит и тальк не были обнаружены.

Симбатное нарастание содержания FeO в сосуществующих минералах позволяет предполагать равновесные условия железо-магнезиального метасоматического процесса, при которых происходило выравнивание химического потенциала в определенных зонах и формирование устойчивых минеральных ассоциаций. Это напоминает метасоматическую зональность в колонке лиственитов при образовании тальк-карбонат-

ных пород в серпентинитовых массивах. Сходство заключается в том, что во внешних частях колонки в серпентинитах наблюдается зона магнезит + доломит + тальк, во внутренних частях она сменяется зоной магнезит + брейнерит + Fe-доломит + тальк, самые внутренние части представлены уже зоной брейнерит + анкерит + сидерит + фуксит + кварц [Сазонов, 1984]. Таким образом, идет нарастание железистости в карбонатной фазе, при этом тальк заменяется зоной магнезит + кварц, кроме того, появляется фуксит. Для нашего случая важно, что по мере нарастания железистости в магнезите и доломите лиственитовой колонки происходит исчезновение талька. Это же мы наблюдаем и в Семибратском месторождении. Можно предполагать, что термодинамическая характеристика составов растворов соответствовала условиям формирования лиственитов, характеризующих средне-температурный гидротермально-метасоматический процесс. Известно, что этот процесс идет на фоне нарастания кислотности при повышении температуры [Щербань, 1975].

Предполагается, что источником флюидов для формирования Семибратского магнезитового месторождения являлись эвапоритовые рассолы [Крупенин, Прохаска, 2005], обогащенные магнием в гиперсоленых осадочных бассейнах авзянского времени. Возможность существования эвапоритовых условий для завершающего этапа осадконакопления в сред-

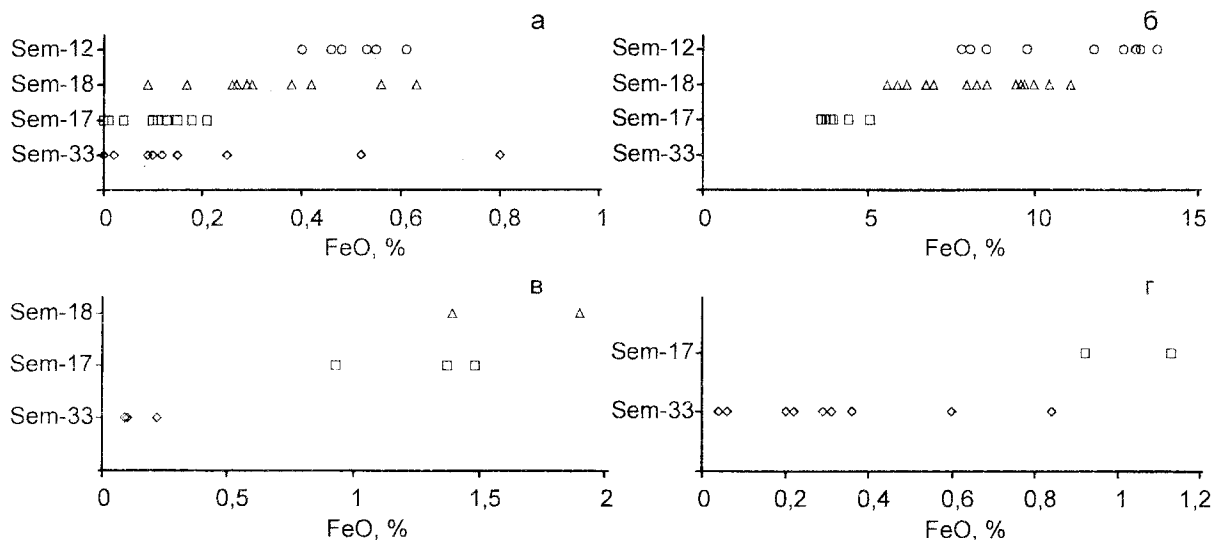


Рис. 8. Распределение FeO в различных минералах магнетитовых руд Семибратского месторождения по данным микронзондирования.

а – магнетит, б – брейнерит, в – доломит, г – тальк.

нем рифее была показана ранее [Крупенин и др., 2002]. На первой стадии, в результате миграции высокомагниевого расплава при тектонической активизации в палеогидрогеологическом бассейне, были сформированы низкожелезистые метасоматические магнетиты. Растворы были ещё слабо насыщены железом из-за слабого взаимодействия флюид-порода. На второй стадии, при следующем импульсе тектоно-термальной и вулканической активизации в районе, произошло новое внедрение высокомагнетильных растворов. Эти растворы имели повышенную железистость в результате интенсивного взаимодействия с вмещающими глинистыми породами и, вероятно, из-за контаминации с металлоносными гидротермами, сопровождавшими основные вулканы. Косвенным доказательством связи с последними является усиление пиритизации в железистых магнетитах и брейнеритах и формирование сульфидных и барит-сульфидных залежей совместно с диабазовыми порфиритами и их туфами в основании зильмердакской свиты верхнего рифея. Вероятно, именно с этапом появления основных вулканитов в районе следует связывать стадию магнетильно-железистого метасоматоза на Семибратском месторождении. Повышенная температура флюидов второй стадии способствовала образованию талька в магнетитах, но на фоне нарастающей кислотности и степени ожелезнения через метасоматическое замещение магнетит–брейнерит, происходило соответству-

ющее замещение доломит–железистый доломит и тальк–железистый тальк. При дальнейшем нарастании железистости и кислотности происходило удаление из системы талька, кварца и железистого доломита, которые могли отлагаться в периферийных частях метасоматической колонки. На Семибратском месторождении отмечено статистическое снижение содержания SiO_2 в железистых магнетитах (0,9 %) по сравнению с маложелезистыми (1,5 %) [Главнейшие ..., 1993].

Минеральные равновесия между карбонатными минералами, установившиеся в результате магнетильно-железистого метасоматоза, могут быть использованы для определения температуры гидротермального процесса с помощью анкерит-сидеритового минералогического термометра в интерпретации [Annovitz, Essene, 1987]. Для расчета использованы сосуществующие железистый доломит и брейнерит, выбранные по минералогическим критериям как соответствующие наложенной стадии магнетильно-железистого метасоматоза по данным микроанализа. Доломит имеет содержание FeO в интервале от 0,93 % (Sem-17) до 1,92 % (Sem-18), брейнерит, который рассматривается в качестве структурного аналога сидерита, малонасыщенного железом, имеет концентрации FeO в интервале от 3,85 % (Sem-17) до 6,72 % (Sem-18). Результаты расчетов температуры приведены в табл. 9. В пробе Sem-17 анкерит-сидеритовый термометр дает температуры в

СТАДИЙНОСТЬ МАГНЕЗИАЛЬНОГО МЕТАСОМАТОЗА

интервале 429-566°C, для пробы Sem-18 значения температуры кристаллизации пары анкерит-сидерит рассчитаны в интервале 359-536°C. Наблюдается определенное сходство температур образования по двум парам карбонатных ассоциаций, различающихся уровнем насыщения железом. Уровень рассчитанных температур в интервале 350-550°C соответствует среднетемпературным условиям формирования березитлиственитовой гидротермально-метасоматической колонки и в целом отвечает уровню зеленосланцевого метаморфизма вмещающих пород Семибратского месторождения. Пока нерешенным является вопрос о том, совпадало ли время метаморфического преобразования рудовмещающей толщи с железисто-магнезиальным метасоматозом.

Заключение

Физико-химическое изучение вещественного состава магнезитов и вмещающих карбонатных пород Южно-Уральской провинции с применением рентгеновского и термического анализов в комплексе с исследованием в растровом электронном микроскопе и микроана-

лизом позволило прояснить условия магнезиального метасоматоза и стадийность минералообразования. Установлены различия в месторождениях из карбонатных толщ бурзяния, относимых к разным подтипам. В месторождениях I подтипа образовался магнезит с низким содержанием железа (Саткинская и Бакальская группы). Кремнезем частично был вынесен из рудных тел, частично переработан в тальк в условиях повышенной щелочности растворов. Новые данные верифицируют отнесение нами указанных месторождений к I подтипу. Они были сформированы в результате низкотемпературного щелочного метасоматоза в проницаемых эвапоритовых карбонатных горизонтах при гравитационно-рассольной раннекатагенетической миграции эвапоритовых высокомагнезиальных рассолов [Крупенин, 2005]. Однако, сложный минеральный состав магнезитов и сопутствующих минералов, имеющих высокую вариабельность железистости, показанный на примере Петлинского месторождения, свидетельствует, что магнезиты Бакальской группы были подвержены контактовым метаморфическим преобразованиям при внедрении габброидов в раннесреднерифейское время и вторич-

Таблица 9

Расчетные температуры магнезиально-железистого метасоматоза
в магнезитах Семибратского месторождения по данным анкерит-сидеритового термометра

Микроанализ	FeCO ₃	MnCO ₃	MgCO ₃	CaCO ₃	Сумма	Т°С
Sem18j	10,83	0,19	85,39	0,27	96,68	355,41
Sem18l	2,24	0,24	46,35	50,00	98,83	
Sem18j	10,83	0,19	85,39	0,27	96,68	465,19
Sem18m	3,06	0,36	43,53	50,98	97,93	
Sem18n	9,31	0,19	87,13	0,18	96,82	528,41
Sem18m	3,06	0,36	43,53	50,98	97,93	
Sem17h	8,12	0,13	88,67	0,09	97,01	453,62
Sem17c	2,38	0,05	44,49	51,75	98,67	
Sem17h	8,12	0,13	88,67	0,09	97,01	429,51
Sem17b	2,21	0,08	45,09	51,39	98,77	
Sem17l	6,20	0,10	90,49	0,21	97,00	565,96
Sem17c	2,38	0,05	44,49	51,75	98,67	
Sem17l	6,20	0,10	90,49	0,21	97,00	533,74
Sem17b	2,21	0,08	45,09	51,39	98,77	

Примечание. Точки микроанализа в первом столбце таблицы соответствуют таковым на рис. 76 и 7д.

ным метасоматическим воздействиям в связи с сидеритизацией на границе среднего и верхнего рифея.

Исмакаевское месторождение в карбонатной пачке суранской свиты бурзяния, относимое ко II подтипу, образовалось в результате одноактного внедрения в толщу известняков гидротермальных железисто-магнезиальных флюидов. Наложенная альбитизация и окварцевание рудных тел, а также геохимические особенности магнетитов подтверждают среднетемпературный слабощелочной режим метасоматоза. Расположение Исмакаевского месторождения в непосредственной близости от Машакского грабена, заполненного трехкилометровой вулканогенно-осадочной толщей, позволяет предположить внедрение высокомагниевого флюида в карбонатную толщу нижнерифейской суранской свиты на этапе раннесреднерифейского рифтогенеза. Гидротермальные растворы имели изначально эвапоритовую природу, но были значительно прогреты и обогащены железом при взаимодействии с терригенными породами в проницаемой бортовой зоне рифтогенного грабена [Крупенин и др., 2007].

Формирование магнетитов и брейнеритов Семибратского месторождения в авзянской свите юрматиния (II подтип), связывается с двухстадийным гидротермально-метасоматическим процессом, а именно, с участием как эвапоритовых высокомагниевого рассолов, так и железистых гидротерм, внедрившихся в связи с импульсами тектоно-термальной и вулканической активности в конце среднерифейского времени. Данный тектонический этап имеет важнейшее для Башкирского мегантиклинория минерогенное значение, поскольку с ним связано формирование месторождений флюоритов и сидеритов в толщах бурзяния и барит-полиметаллических залежей в толщах юрматиния [Крупенин, 2004]. Установлено, что указанный этап, совпадающий по времени с гренвилльской тектонофазой, содержал несколько стадий, начиная с 1230 млн. лет до 1010 млн. лет. К ранней стадии тектоно-термальной активизации было приурочено формирование жильной флюоритовой минерализации и седиментационно-эксталяционное барит-сульфидное оруденение в отложениях авзянской свиты. В течение последующего длительного перерыва в осадконакоплении в предзильмердакское время импульс тектонической активности привел к формированию крупнейшей Бакальской группы

сидеритовых гидротермально-метасоматических месторождений. Рассмотренный материал по Семибратскому магнетитовому месторождению показывает, что этап тектонического развития региона на границе среднего и верхнего рифея оказал важнейшее влияние и на стадийное формирование магнетитовых рудных тел в толщах юрматиния.

Различия в вещественном составе магнетитов месторождений Южно-Уральской провинции и особенности механизма метасоматоза позволяют рассматривать магнетиты месторождений I подтипа как наиболее качественные. Перспективы обнаружения низкожелезистых высококачественных магнетитовых залежей могут быть связаны как с флангами Саткинского рудного поля, так и с северной частью Бакальского рудного поля, где в магнетитах не проявлены процессы наложенной сидеритизации.

Исследования поддержаны грантом РФФИ 06-05-64592 и научной школой НШ-4210.2006.5.

Список литературы

- Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.
- Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д. Южноуральская магнетитовая провинция. Свердловск: ИГГ УНЦАН СССР, 1982. 70 с.
- Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е. Саткинские месторождения магнетитов. М.: Наука, 1983. 86 с.
- Беус А.А., Залашкова Н.Е. О процессах высокотемпературного послемагматического метасоматоза в гранитоидах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 4. С. 13-30.
- Бочаров Л.Д., Коптелов В.Н., Перепелицин В.А. и др. Особенности вещественного состава саткинских магнетитов. Углеродисто-хлоритовое вещество // Огнеупоры и техническая керамика. 2001. № 10. С. 21-31.
- Гарань М.И. Геологическое строение и полезные ископаемые Бакало-Саткинского района // Вопросы развития Бакальской рудной базы. Свердловск: УФАН СССР, 1957. С. 23-55.
- Главнейшие магнетитовые месторождения / Л.П. Урасина, Т.А. Другалева, П.П. Смолин. М.: Наука, 1993. 157 с.
- Говоров И.М. Термодинамика ионно-минеральных равновесий и минералогения гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1977. 238 с.
- Карагодин С.С., Макаров А.Б., Малахов И.А., Рысин В.А. Метасоматически измененные породы рифея в восточном крыле Башкирского мегантиклин-

нория // Геология метаморфических комплексов. Межвузовский тематический сборник. Свердловск: СГИ, 1989. С. 92-101.

Крупенин М.Т. Условия формирования сидеритонной бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 256 с.

Крупенин М.Т. Минерагеническое и геодинамическое значение среднерифейского времени на западном склоне Южного Урала // Докл. РАН. 2004. Т. 399. № 4. С. 503-505.

Крупенин М.Т. Геолого-геохимические типы и системагика РЗЭ месторождений Южно-Уральской магнетитовой провинции // Докл. РАН. 2005. Т. 405. № 2. С. 243-246.

Крупенин М.Т. Модели формирования сверхкрупных месторождений кристаллического магнетита рифея // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 344-362.

Крупенин М.Т. Поведение кремнезема при щелочном метасоматозе в магнетитах и доломитах саткинской свиты // Уральская минералогическая школа – 2006. Екатеринбург: Изд. УГГГУ, 2006. С. 69-77.

Крупенин М.Т., Котляров В.А., Гуляева Т.Я. Минералого-геохимические и физико-химические закономерности железисто-магнезиального метасоматоза на Исмакаевском месторождении кристаллического магнетита (Ю.Урал) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Пермский госуниверситет, 2007. С. 41-49.

Крупенин М.Т., Ларионов Н.Н., Гуляева Т.Я., Демчук И.Г. Новые данные об особенностях седиментации в бассейнах авзянского времени среднего рифея // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002 С. 43-49.

Крупенин М.Т., Прохаска В. Эвапоритовая природа флюидных включений в кристаллических магнетитах саткинского типа // Докл. РАН. 2005. Т. 403. № 5. С. 661-663.

Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т., Овчинникова Г.В. и др. Формирование и преобразование карбонатных пород и сидеритовых руд бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал): Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 3. С. 227-249.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Т. 1. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 351 с.

Сазонов В.Н. Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 207 с.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 1983. 184 с.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Роскомнедра, ИГГ УрО РАН, 1993. 151 л.

Шардакова Г.Ю., Крупенин М.Т. Гранитоиды семибратской площади – новый член ряда раннеорогенных гранитоидов Южного Урала? // Ежегодник-2007. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. В печати.

Шевелев А.И., Зуев Л.В., Федоров В.П. Минерально-сырьевая база магнетита и брусита России. Казань: Новое знание, 2003. 162 с.

Щербань И.П. Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов (на примере Алтае-Саянской области). Новосибирск: Наука. 1975. 197 с.

Annovitz L.M., Essene E.J., Phase equilibria in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$ // Journal of Petrology, 1987. V. 28. № 2. P. 389-414.

Banner J.K., Hanson G.N. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. № 11. P. 3123-3137.

Brand U., Veizer J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system. 1. Trace elements // J. Sediment. Petrol. 1980. V. 50. № 4. P. 1219-1236.

Ellmies R., Voigtlander G., Germann K. et al. Origin of giant stratabound deposits of magnesite and siderite in Riphean carbonate rocks of the Bashkir Meganticline, Western Urals. Geologische Rundschau. 1999. № 87. P. 589-602.

Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N. et al. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern margin of the East European craton, Southern Urals, Russia // Геологический сборник № 5. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2006. С. 119-161.

Radvanec M., Kodera P., Prochaska W. Mineralogy, fluid inclusion and C, O, Sr isotope study of the Koshice-Medvedia magnesite deposit, Western Carpatians, Slovakia // Acta Petrologica Sinica, 2004. V. 20. P. 855-876.

Rosenberg P.E., Burt D.M., Holland H.D. Calcite-Dolomite-Magnesite stability relation in solutions, the effect of ionic strength // Geochim. Cosmochim. Acta, 1967. V. 31. P. 291-296.

Рецензент доктор геол.-мин. наук А.И. Шевелев