



МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 552.43 (470.323)

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА МАГНЕТИТ-ГРЮНЕРИТ-РИБЕКИТОВЫХ ПОРОД ПРИОСКОЛЬСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

К.А.Савко, Н.Ю.Кальмуцкая

Воронежский государственный университет

В железистых породах Приоскольского железорудного месторождения КМА встречаются парагенезисы кварц-магнетит-грюнерит, кварц-магнетит-грюнерит-рибекит, кварц-магнетит-рибекит иногда с эгирином и кварц-магнетит-рихтерит-эгирин-авгит иногда с кальцитом. На основании изучения фазовых равновесий установлены последовательность образования минеральных парагенезисов и физико-химические условия метаморфизма. Температуры метаморфизма оцениваются как 510 – 600 °С при давлениях 4-5 кбар, значения активности натрия $\log[a(\text{Na}^+)/a(\text{H}^+)] = 5.5-6.0$ для пород, содержащих рибекит, а для рибекит-эгириновых парагенезисов более 6.2-6.5. Значения фугитивности кислорода ограничиваются гематит-магнетитовым буфером и линией реакции $10\text{Gru}+32\text{Qtz}+18\text{H}_2\text{O}+7\text{O}_2+28\text{Na}^+=14\text{Rbk}+28\text{H}^+$. $\log(f\text{O}_2)$ изменяется от -23 при температуре метаморфизма 510°С до -18 при 600 °С.

Приоскольское железорудное месторождение приурочено к южному замыканию Тим-Ястребовской рифтогенной структуры (рис.1). Протяженность тел железистых кварцитов курской серии раннего протерозоя составляет около 6 км, при ширине 1 км. По своему геологическому строению Приоскольское месторождение отличается от известных в пределах КМА железорудных месторождений, залегающих в типичных разрезах курской серии [1]. Непосредственно на железистых кварцитах залегают амфиболиты, причем переходы между ними постепенные, и в зоне контакта наблюдается их переслаивание.

Среди амфиболитов в пределах Приоскольского месторождения можно выделить следующие типы: грюнеритовые иногда с ортопироксеном или гранатом и биотитом, грюнерит-рибекитовые, рибекитовые иногда с эгирином и антофиллит-жедритовые. Минеральные равновесия и условия метаморфизма антофиллит-жедритовых пород и метапелитов были детально изучены нами ранее [2,3]. Цель настоящей статьи – проследить изменения фазовых равновесий и реконструировать физико-химические условия метаморфизма участвующих в строении Приоскольского месторождения амфиболитов и железистых кварцитов, содержащих щелочные амфиболы. Грюнерит-рибекитовые, рибекитовые и грюнеритовые амфиболиты приурочены к контакту вмещающих пород и железорудной толщи и переслаиваются с магнетитовыми кварцитами, которые сами часто содержат в своем составе грю-

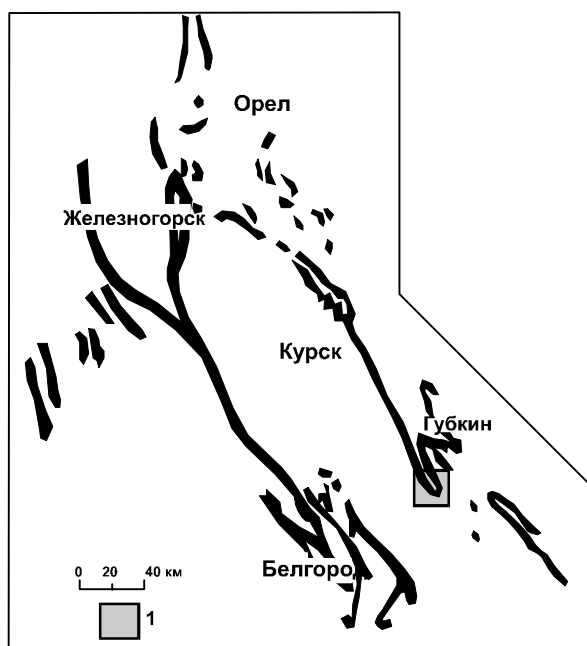


Рис. 1. Схематическая карта распространения пород раннепротерозойской железисто-кремнистой формации Курской магнитной аномалии по И.Н.Щеголеву (Щеголев, 1985): 1 – район исследований.

нерит и рибекит. Амфиболиты представлены серыми, светло-серыми мелкозернистыми тонкополосчатыми породами с гранонематобластовой структурой.

Таблица 1
Минеральный состав железистых кварцитов
и амфиболитов Приоскольского железорудного
месторождения

Образец	Qtz	Mag	Gru	Rbk	Ric	Aeg	Aeg-Aug	Cal	Grt	Bt
184-a/2	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
184-a/3	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
184-a/5	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
184-a/7	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
184-a/9	-	+	+	+	-	-	-	-	-	+
184-a/9-1	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
184-a/10	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
184-a/11	+	+	+	+	-	-	-	-	-	+
184-a/12	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
184-a/13	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
184-a/14	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
184-a/15	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
184-a/17	+	+	+	-	-	-	-	-	+	+
184-A/18	+	+	+	-	-	-	-	-	+	+
184-a/21	-	-	+	-	-	-	-	-	-	+
185-a/1	+	+	-	-	-	-	-	+	-	-
185-a/2	+	+	+	-	-	-	-	+	-	-
185-a/5	+	+	+	-	-	-	-	+	-	-
185-a/6	+	+	+	-	-	-	-	-	-	+
185-a/11	-	-	+	-	-	-	-	-	-	+
168-a/1	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
168-A/3	+	+	-	+	-	-	-	-	-	-
168-A/4	+	+	-	+	-	-	-	-	-	-
168-A/4a	+	+	-	+	-	-	-	-	-	-
168-A/5	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-
168-a/6	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
168-A/7	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-
168-A/10	-	+	+	+	-	-	-	-	-	-
168-A/11	+	+	-	-	+	-	+	-	-	-
168-A/12	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
168-A/13	+	+	+	-	+	-	+	-	-	-
168-A/13a	+	+	-	-	+	-	+	-	-	-
168-A/13b	+	+	-	-	+	-	+	-	-	-
5251/255	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
5264/346	+	+	+	-	-	-	-	-	-	+
5256/12	+	+	+	-	-	-	-	-	-	+
5256/15	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
5256/16	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
5263/1	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-
5263/2	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-
5263/4	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
5263/5	+	+	-	+	-	-	-	-	-	-
5263/6	+	+	-	+	-	-	-	-	-	-
5263/7	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
5274/3	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
5274/4	+	+	-	+	-	-	-	-	-	-
5275/197,2	+	+	-	+	-	+	+	-	-	-
5276/343	+	+	-	+	-	+	+	-	-	-
5276/24	+	+	+	+	-	+	-	-	-	-
5281/4	+	+	+	+	-	-	-	-	-	+
5287/14	+	+	+	-	-	-	-	+	-	+
5422/15	+	+	+	-	-	-	-	-	+	+
5426/12	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-
5426/13	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-
5426/14	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
5426/16	+	+	+	-	-	-	-	-	+	+

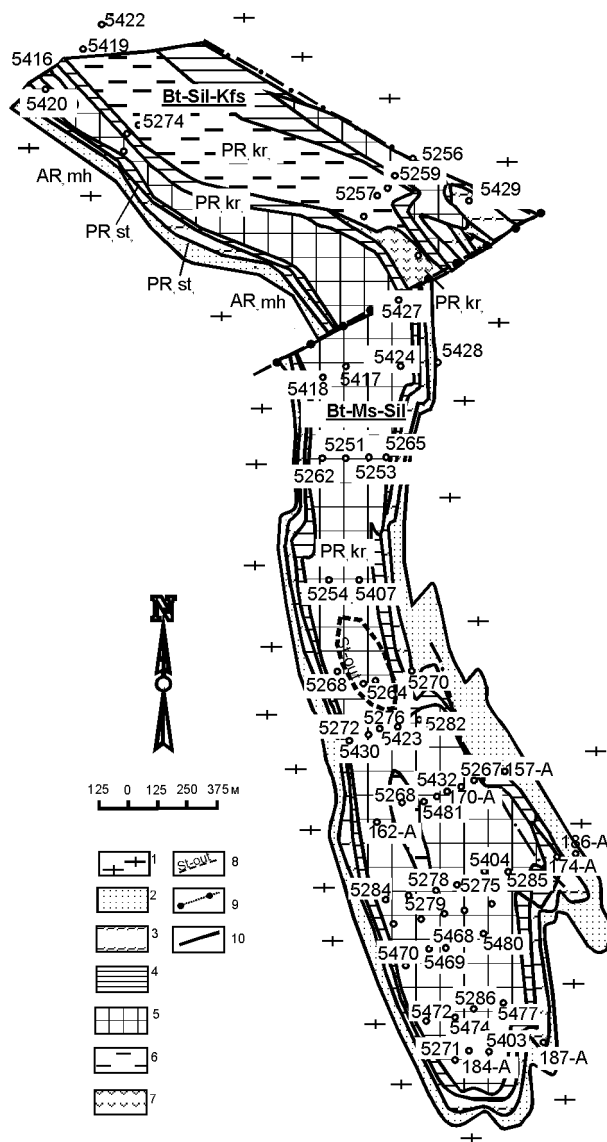


Рис.2. Схематическая геологическая карта Приоскольского месторождения по [1]: 1-2- породы михайловской серии: 1-гнейсы, сланцы; 2-амфиболиты; 3-7- породы курской серии: 3-4- стойленская свита; 3- метапесчаники, 4-сланцы; 5-7 - коробковская свита: 5-метапелиты, безрудные и малорудные железистые кварциты; 6 - железистые рудные кварциты, ортоамфибол-кордиеритовые породы; 7-сланцы перекрывающей толщи. 8-изограда исчезновения ставролита; 9- разрывные нарушения, 10- геологические границы.

Нами были детально изучены с помощью микрозонда составы минералов из пород, содержащих щелочные амфиболы и пироксены, раннепротерозойской железистой формации Приоскольского железорудного месторождения. Минеральные парагенезисы пород железистой формации Приоскольского железорудного месторождения приведены в таблице 1, местоположение отбора образцов показано на рис.2. Как видно из таблицы 1 в породах присутствуют следующие основные типы минеральных парагенезисов: Qtz+Mag+Gru, Qtz+Mag+Gru+Bt±Grt±Pl, Qtz+Mag+Gru+Rbk, Qtz+Mag+Rbk, Qtz+Mag+Rbk+ Aeg, Qtz+Mag+Ric+Aeg-Aug±Cal.

Методы исследования

Нами было детально описано более 150 шлифов, изготовленных из образцов амфиболитов и железистых кварцитов. Локальные анализы минералов выполнены на микрозонде Camebax SX-50 (МГУ), ускоряющее напряжение 15 кВ, ток зонда 1-2 нА, диаметр зонда 1-2 мкм. Точность анализов систематически контролировалась по природным и синтетическим эталонам. Снимки шлифов в отраженных электронах сделаны на электронном микроскопе "CamScan" с энергодисперсионной приставкой "Link" (МГУ). Фотографии реакционных структур выполнены цифровой фотокамерой "Olympus C-900Zoom". Кристаллохимические формулы пироксенов рассчитаны на 6, амфиболов на 23, магнетита на 4 атома кислорода. При расчете кристаллохимических формул амфиболов значения Fe³⁺ определялись в соответствии с процедурой, предложенной Дж. Шумахером [4].

Минералогия

Магнетит является главным рудным и породообразующим минералом в железистых кварцитах и встречается в виде отдельных зерен разного размера октаэдрического габитуса в количестве до 50 модальных процентов, обычно концентрирующихся в слойки мощностью до нескольких мм. Он присутствует также в амфиболитах в количестве до 10 модальных процентов. По составу это чистый магнетит, примесь MgO, MnO, SiO₂, Al₂O₃ составляет первые десятые процента (табл. 2).

Таблица 2
Составы магнетита и кальцита из железистых пород Приоскольского месторождения

№ образца	5276/244	5263/2	5275/197,2		
№ анализа	Mag-44	Mag-33	Cal-3	Cal-9	Mag-13
SiO ₂	0.05	0.11	-	4.06	0.28
TiO	-	-	-	-	0.07
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-
FeO	99.48	99.56	4.02	3.88	99.45
MnO	0.06	0.01	0.18	0.71	-
CaO	0.03	0.01	51.38	57.01	0.10
Na ₂ O	0.17	0.06	-	0.03	0.04
K ₂ O	0.06	0.01	-	-	-
MgO	-	-	0.706	2.62	0.06
Сумма	100.00	100.00	56.30	68.32	100.00
Si	-	-	-	0.05	0.01
Ti	-	-	-	-	-
Al	-	-	-	-	-
Fe ²	0.97	1.00	0.56	0.04	1.98
Fe ³	2.01	1.99	-	-	1.00
Mn	-	-	0.02	0.08	-
Mg	-	-	0.18	0.05	-
Ca	-	-	0.92	0.79	-
Na	0.01	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-

Таблица 3
Составы грюнерита из железистых пород Приоскольского месторождения

№ образца	5422/15			5422/16		
№ анализа	42	44	47	21	22	24
SiO ₂	51.19	51.53	51.34	51.37	51.91	51.85
TiO ₂	0.07	-	0.18	0.03	-	-
Al ₂ O ₃	0.46	0.53	0.32	0.49	0.49	0.55
FeO	35.20	35.53	35.43	34.09	35.95	36.22
MnO	0.14	0.32	0.36	0.49	0.56	0.37
MgO	10.54	10.29	10.48	11.13	9.16	9.21
CaO	0.44	0.37	0.31	0.44	0.44	0.45
Na ₂ O	0.15	0.13	0.19	0.06	0.06	0.09
K ₂ O	-	-	0.05	0.01	0.02	0.02
Сумма	98.19	98.70	98.66	98.11	98.60	98.76
23O						
Si	7.86	7.88	7.85	7.86	8.01	7.98
Ti	0.01	-	0.02	-	-	-
Al	0.08	0.10	0.06	0.09	0.09	0.10
Fe ³⁺	0.24	0.18	0.27	0.20	-	-
Fe ²⁺	4.27	4.36	4.25	4.15	4.63	4.65
Mn	0.02	0.04	0.05	0.06	0.07	0.05
Mg	2.41	2.34	2.39	2.54	2.10	2.11
Ca	0.07	0.06	0.05	0.07	0.07	0.07
Na	0.04	0.04	0.06	0.02	0.02	0.03
K	-	-	0.01	-	-	-
X _{Fe}	0.65	0.66	0.66	0.64	0.69	0.69

Грюнерит наиболее широко распространенный амфибол в породах железистой формации Приоскольского месторождения. Грюнерит образует крупные удлиненно-призматические кристаллы длиной до 5-7 мм с характерными полисинтетическими двойниками и плеохроизмом в светлых тонах. Отдельные прослои на 95 % сложены грюнеритом. В породах с рибекитом, последний замещает грюнерит, часто образуя почти полные псевдоморфозы (рис. 3). По составу грюнериты умеренно железистые (X_{Fe} = 0.64-0.69 ат. %) с несколько повышенными содержаниями марганца (0,14-0,56 мас. % MnO) и алюминия (0,32-0,55 мас. % Al₂O₃) (табл. 3).

Рибекит представлен удлиненными призматическими кристаллами размером до 2-5 мм по удлинению, голубовато-зеленого цвета с заметным плеохроизмом в голубовато-желтых, темно-синих и фиолетовых тонах, образующими прослои яркосинего цвета мощностью до 1 см (рис. 3).

В образцах, где рибекит встречается вместе с грюнеритом, он образует псевдоморфозы по нему. Причем можно наблюдать замещения грюнерита рибекитом от самых начальных стадий, где рибекит развивается по краям грюнерита в виде тонких кайм, до почти полных псевдоморфоз (рис. 3). Кроме грюнерита, кварца и магнетита весьма обычны парагенезис рибекита с эгирином (табл. 1).

По составу рибекиты из железистых кварцитов Приоскольского железорудного месторождения представлены магниорибекитами (X_{Mg} = 0.80-0.86) по классификации Б.Е. Лика с соавторами [5]. Содержания MgO находятся в узком интервале 12,70-13,15 мас. % (табл. 4), что выше, чем в рибекитах из других железистых формаций. Например, по дан-

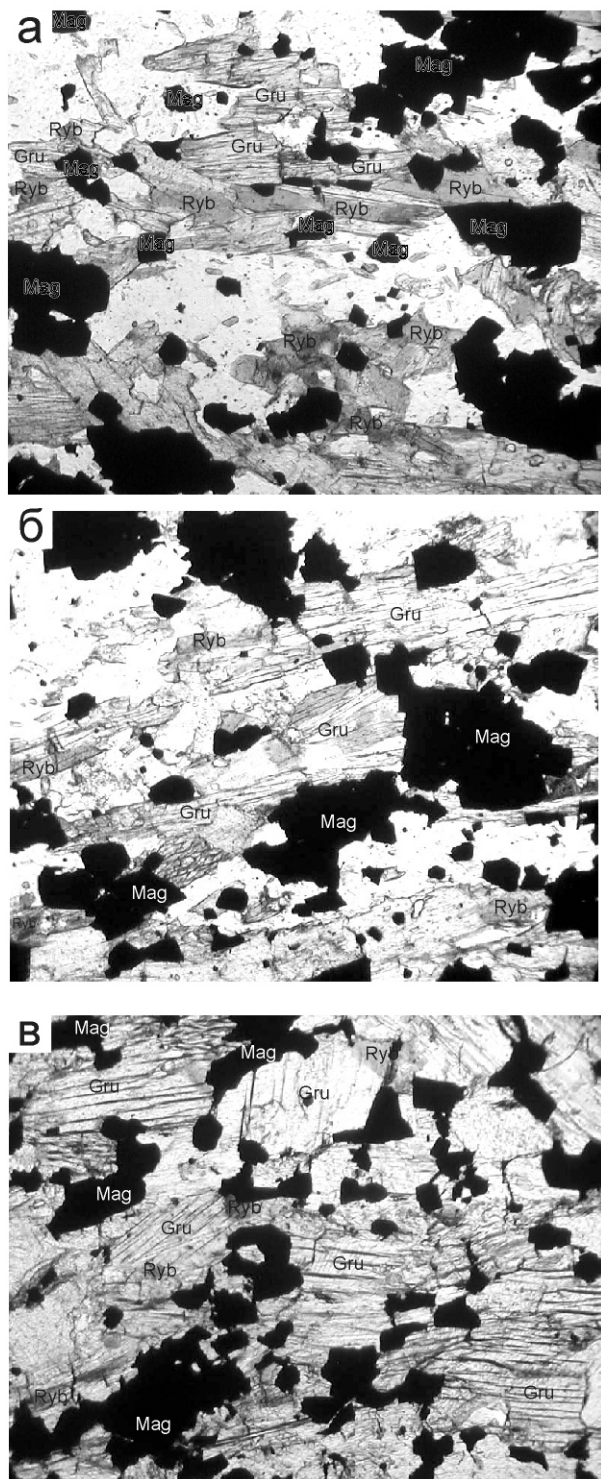


Рис. 3. Замещение гронерита рибекитом в железистых породах Приоскольского железорудного месторождения: а) обр. 5251/255; б) 5481/4; в) обр. 5274/3. Все фотографии сделаны при одном никеле.

ным П.Робинсона и Ф.Спира с соавторами [6] в рибекитах из железистых формаций содержание MgO находится в интервале 1.37-7.71 мас. %, хотя в железистой формации юго-западного Лабрадора установлены магнезиорибекиты (MgO = 17.0 мас. %) [7].

Рихтерит представлен удлиненно-призматическими кристаллами размером до 3 мм по удли-

нению голубовато-светло-зеленого цвета с плеохроизмом в желто-зеленых и голубых тонах или каймами между кварцем и эгирин-авгитом и кварцем и кальцитом. Рихтерит весьма редкий кальциево-натровый безглиноземистый амфибол до настоящего времени не был описан в породах докембрийских железисто-кремнистых формаций. Рихтерит из обр. 5275/197,2 характеризуется присутствием кальция (0,30-0,72 ф.е.), натрия (1,07-1,65 ф.е.), причем наиболее кальциевые рихтериты характеризуются самыми низкими содержаниями натрия (табл. 4). Рихтериты из пород железистой формации Приоскольского месторождения содержат значительные количества Fe^{3+} (1,9-2,16 ф.е) превышающие Fe^{2+} (0,20-0,90 ф.е.), что обусловлено высокими значениями фугитивности кислорода при метаморфизме, и по составу они сдвигаются к рихтериту в изоморфной серии рихтерит-ферририхтерит (рис. 4). Железистость рихтеритов низкая - $X_{Mg} = 0.80-0.86$ из-за значительных содержаний Fe^{3+} . Поэтому такие кальциево-натровые безглиноземистые амфиболы можно отнести к ферририхтериту по классификации Б.Е. Лика с соавторами [5].

Ранее в протерозойской железистой формации Юго-западного Лабрадора К. Клейном [7] были описаны натрово-кальциевые амфиболы специфического состава, которые он отнес к промежуточным членам изоморфного ряда рибекит-тремолит, в парагенезисе с гематитом (спекуляритом), эгирин-авгитом, кальцитом и кварцем. Эти амфиболы действительно не отвечают по составу рихтериту, так как имеют низкие содержания натрия (0,05-0,35 ф.е) и достаточно высокие кальция (1,40-1,80 ф.е), более характерные для амфиболов актинолит-тремолитового ряда.

Эгирин в породах железистой формации Приоскольского месторождения встречается в виде призматических кристаллов размером до 3-4 мм по длинной оси, только в парагенезисе с рибекитом (рис. 5). Иногда кристаллы эгирина образуют скопления, в которых они представлены сноповидными агрегатами. Эгирин содержит 10-13 % авгитового компонента и близок к конечному члену изоморфного ряда эгирин – авгит (табл. 5). Эгирин встречается только в тесной ассоциации с рибекитом и никогда не сосуществует с гронеритом, даже в случаях замещения последнего рибекитом.

Эгирин-авгит встречается только в ассоциации с рихтеритом и иногда кальцитом в прослоях с несколько повышенным содержанием кальция в виде призматических кристаллов травяно-зеленого цвета размером до 3-4 мм. В крупных кристаллах отмечается химическая зональность, выраженная в увеличении эгиринового компонента в краевых частях. По составу эгирин-авгиты отвечают промежуточным членам ряда эгирин – авгит (табл. 5). В эгирин-авгитах по сравнению с эгиринами отмечаются несколько повышенные содержания марганца (до 0,22 мас. % MnO).

Таблица 4

Представительные анализы щелочных амфиболов из железистых пород Приоскольского месторождения

№ обр.	Ферририхтериты (Na+K) _A ≥ 0.50; (Ca+Na) _B ≥ 1.0; 0.50 < Na _B < 1.50;					Магнезиорибекиты (Na+K) _A < 0.50; Na _B ≥ 1.50; Al ^{VI} < Fe ³⁺					
	5275/197,2					5276/343					
№ анализа	6	7	10	11	12	20-ц	21-кр	22	25	26	27
SiO ₂	54.98	54.84	54.85	54.61	54.44	57.65	57.81	58.15	57.22	58.00	57.05
TiO ₂	0.15	0.09	0.11	0.04	0.08	0.06	0.01	-	0.12	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	0.03	-	0.01	0.04	0.03	0.08	0.03	0.11	0.14	0.12	0.05
FeO	23.60	25.00	20.90	20.25	26.50	19.36	19.53	20.04	20.21	19.35	20.00
MnO	0.15	0.26	0.26	0.43	0.18	0.07	0.03	-	0.07	0.10	0.10
MgO	11.18	10.59	13.49	13.91	9.65	13.12	13.05	13.09	12.70	13.15	13.07
CaO	2.78	1.98	3.40	4.72	1.79	0.48	0.53	0.60	0.49	0.64	0.53
Na ₂ O	5.79	6.02	5.46	3.94	5.92	7.91	7.70	7.13	7.94	7.07	7.57
K ₂ O	0.13	0.10	0.11	0.08	0.07	0.23	0.21	0.28	0.20	0.26	0.18
Сумма	98.79	98.88	98.59	98.02	98.66	98.96	98.90	99.40	99.09	98.72	98.58
230											
Si	7.80	7.77	7.69	7.66	7.76	8.01	8.03	8.00	7.97	8.02	7.94
Ti	0.02	0.01	0.01	-	0.01	0.01	-	-	0.01	-	-
Al	0.01	-	-	0.01	0.01	0.01	-	0.02	0.02	0.02	0.01
Fe ³⁺	1.90	2.17	2.07	2.16	2.26	1.64	1.67	1.86	1.69	1.80	1.87
Fe ²⁺	0.90	0.78	0.38	0.21	0.89	0.61	0.59	0.44	0.66	0.43	0.45
Mn	0.02	0.03	0.03	0.05	0.02	0.01	-	-	-	0.01	0.01
Mg	2.36	2.23	2.82	2.91	2.05	2.72	2.70	2.68	2.64	2.71	2.71
Ca	0.42	0.30	0.51	0.71	0.27	0.07	0.08	0.09	0.07	0.09	0.08
Na	1.59	1.65	1.48	1.07	1.64	2.13	2.07	1.90	2.14	1.89	2.04
K	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.03
X _{Mg}	0.72	0.74	0.88	0.93	0.70	0.82	0.82	0.86	0.80	0.86	0.86
(Na+K) _A	1.03	0.97	1.01	0.79	0.92	0.26	0.15	0.05	0.21	0.05	0.15
(Ca+Na) _B	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	2.00	2.00	1.99	2.00	1.98	2.00
Na _B	0.58	0.70	0.49	0.29	0.73	1.93	1.92	1.90	1.93	1.89	1.92

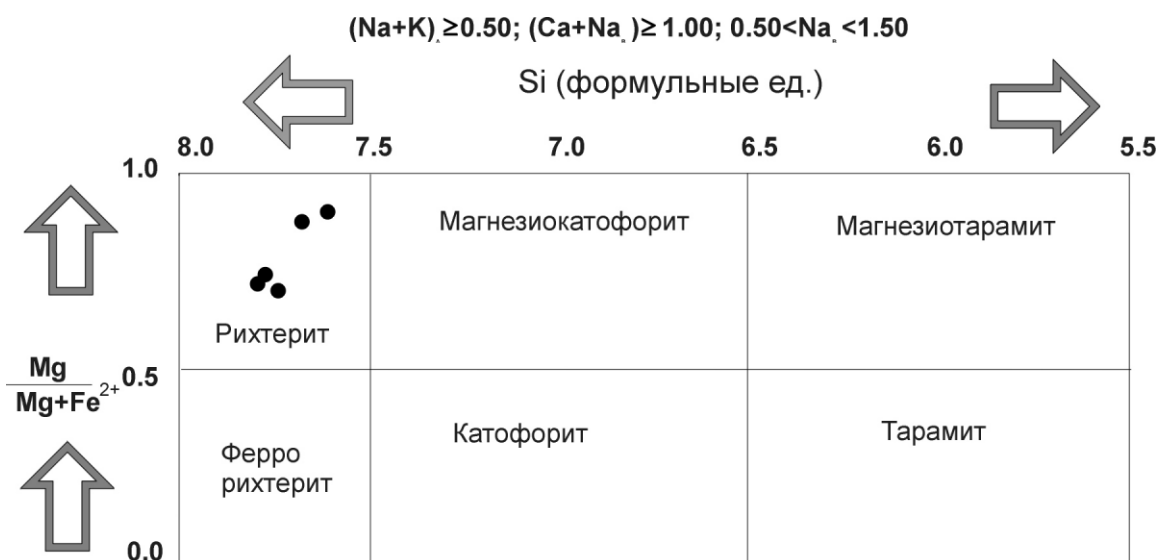


Рис. 4. Составы рихтеритов из железистых пород Приоскольского железорудного месторождения на классификационной диаграмме Mg/(Mg+Fe²⁺) – Si.

Кальцит является единственным карбонатом и встречен только в образцах, содержащих ферро-рихтерит и эгирин-авгит, с которыми находится в реакционных взаимоотношениях. Кальцит замещается феррорихтеритом и эгирин-авгитом. В своем составе кальцит содержит примеси железа (3-4 мас. % FeO), магния (0,7-2,6 мас. % MgO) и марганца (0.18-0.71 мас. % MnO).

Интерпретация минеральных равновесий

Описанные в ранее минеральные парагенезисы и реакционные структуры в железистых породах Приоскольского месторождения можно интерпретировать с помощью минеральных реакций системе Na₂O-CaO-FeO-Fe₂O₃-SiO₂-CO₂-H₂O. В этой системе мы рассмотрим равновесия в железистых породах с

Представительные анализы клинопироксенов из железистых пород Приоскольского месторождения

№ анализа	Эгирины						Эгирин-авгиты				
	5276/343						5275/197.2				
№ образца	40	41	42	43	23	24	2	11	12	14	1
SiO ₂	55.06	54.33	54.29	54.38	53.75	53.99	53.48	53.61	53.44	53.78	53.67
TiO ₂	0.04	-	0.02	0.01	0.02	-	0.03	0.03	0.01	0.07	0.04
Al ₂ O ₃	0.04	0.10	0.02	0.05	0.15	0.01	0.09	0.09	0.08	0.07	0.07
FeO	30.32	31.35	30.81	30.03	30.96	30.72	23.47	25.12	22.52	23.71	24.10
MnO	-	-	-	-	0.03	0.15	0.07	0.11	0.17	0.22	0.16
MgO	0.92	0.53	0.77	0.88	1.06	0.97	5.70	5.21	5.93	5.25	5.48
CaO	1.23	0.80	1.21	1.29	1.23	1.29	9.38	9.23	9.79	9.13	9.13
Na ₂ O	12.30	12.30	12.47	12.57	13.68	13.83	7.93	7.94	7.90	8.38	8.20
K ₂ O	0.01	0.03	0.02	0.11	0.02	0.03	-	-	-	-	-
Сумма	99.99	99.49	99.61	99.32	100.90	100.99	100.15	101.34	99.84	100.61	100.85
8O											
Si	2.06	2.05	2.04	2.04	1.97	1.97	2.00	1.99	2.00	2.00	1.99
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	0.77	0.80	0.83	0.84	1.03	1.03	0.58	0.59	0.58	0.60	0.60
Fe ²⁺	0.18	0.19	0.13	0.10	-	-	0.16	0.19	0.13	0.13	0.14
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	0.01	0.01
Mg	0.05	0.03	0.04	0.05	0.06	0.05	0.32	0.29	0.33	0.29	0.30
Ca	0.05	0.03	0.05	0.05	0.05	0.05	0.37	0.37	0.39	0.36	0.36
Na	0.89	0.90	0.91	0.91	0.97	0.98	0.57	0.57	0.57	0.60	0.59
K	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-
Aeg	0.87	0.88	0.89	0.90	0.94	0.95	0.57	0.57	0.57	0.60	0.59
Aug	0.13	0.12	0.11	0.10	0.06	0.05	0.43	0.43	0.43	0.40	0.41

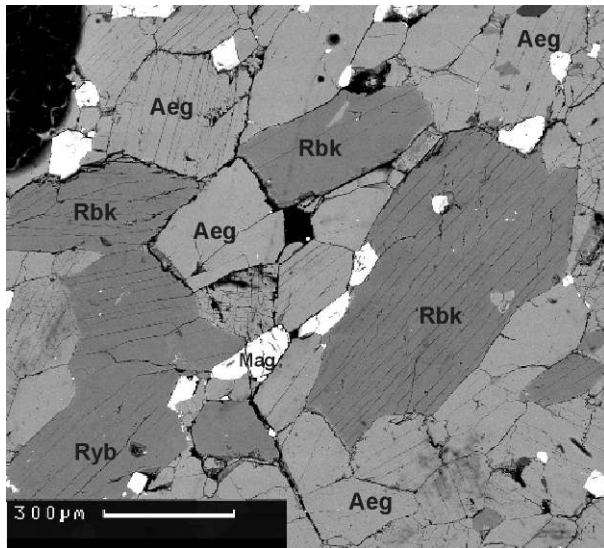
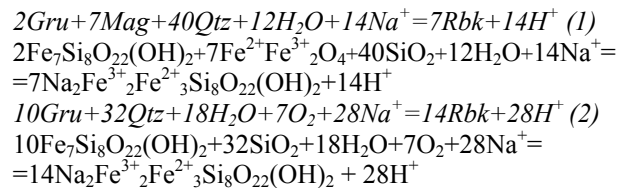


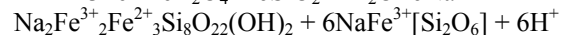
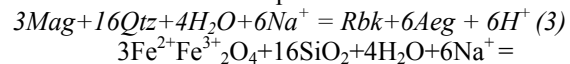
Рис. 5. Равновесные взаимоотношения эгирина и рибекита, обр. 5276/343. Снимок в отраженных электронах.

рибекитом, рихтеритом, грюнеритом, эгирином, эгирин-авгитом, магнетитом, кварцем и кальцитом. Наиболее широко распространенными реакционными структурами в этих породах являются структуры замещения грюнерита рибекитом. Такие взаимоотношения наблюдались в протерозойской железистой формации Пенж (ЮАР) [8] и интерпретировались в зависимости от физико-химических условий двумя реакциями:

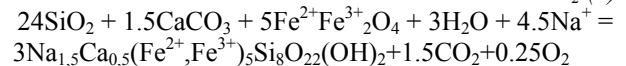
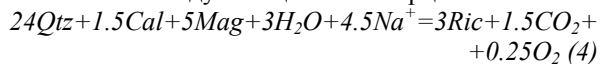


Реакция (1) происходит при высокой активности натрия, реакция (2) - при высокой активности натрия и высокой фугитивности кислорода.

Рибекит и эгирин в изученных железистых породах находятся в равновесных взаимоотношениях (рис.5). Поэтому, по-видимому, разложения рибекита с образованием эгирина не происходило, тем более, что все реакции кристаллизации эгирина за счет рибекита требуют присутствия в правой или в левой части уравнений гематита, который полностью отсутствует в породах. Таким образом, эгирин и рибекит образуются вместе за счет магнетита и кварца при воздействии на породу растворов с высокой активностью натрия:

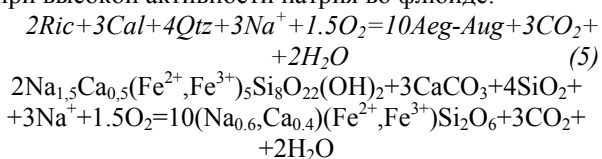


В прослоях, где присутствует кальцит, вместо рибекита образуется рихтерит, кристаллы которого развиваются между кальцитом и кварцем:



Образование эгирин-авгита происходит за счет частичного разложения рихтерита, с которым

он находится в реакционных взаимоотношениях, при высокой активности натрия во флюиде:



Это также подтверждается зональностью кристаллов эгирин-авгита – увеличения в каймах содержания эгиринового компонента. Подобная реакция образования эгирин-авгита за счет богатого натрия кальция амфибола, кальцита и кварца приводилась при описании метаморфизма железистой формации Северного Мичигана [9].

Присутствие рибекита и эгирина в железистой формации Приоскольского железорудного месторождения изначально бедной щелочами подразумевает активизацию метасоматических процессов, в результате которых натрий был привнесен в систему флюидами. В раннепротерозойской железистой формации КМА щелочной метасоматоз имел распространение в пределах зон повышенной проницаемости для флюида (зоны трещиноватости, интенсивных дислокаций и пр.). Но как отмечалось А.А.Глаголевым [10], интенсивность щелочного метасоматоза была не велика. В железистых кварцитах с эгирином и рибекитом полностью сохраняются все характерные для них текстуры (тонкая полосчатость, плитчатость) и отсутствуют метасоматические тела с массивной или вкрапленной текстурой. В ассоциациях с рибекитом и эгирином присутствуют кварц, магнетит, карбонаты – то есть полностью отсутствуют моно- и биминеральные ассоциации. Именно по этой причине ограниченный щелочной метасоматоз железистых кварцитов А.А.Глаголев [10] предложил называть щелочным метаморфизмом.

Физико-химические условия метаморфизма

В породах железистых формаций отсутствуют парагенезисы, которые традиционно используются как геотермометры и геобарометры, и для многих минералов нет согласованных термодинамических данных. Поэтому большинство авторов используют термобарометрические оценки для вмещающих железистые кварциты пород, чаще всего метапелитов. Ранее при изучении минеральных равновесий в метапелитах, перекрывающих породы железистой формации в пределах Приоскольского железорудного месторождения была закартирована метаморфическая зональность и определены Р-Т условия метаморфизма: 530-554 °С для ставролит-силлиманитовой зоны; 554-632 °С для мусковит-силлиманитовой при давлениях 4-5 кбар [2].

Присутствие рибекита в железистых кварцитах Приоскольского месторождения обусловлено взаимодействием насыщенного Na^+ флюида с породами железистой формации и контролируется следующими переменными: fO_2 , aNa^+ и T °С. Устойчи-

вость рибекита в железистых породах не является четким индикатором определенного интервала температур метаморфизма без учета других факторов. Рибекит (точнее его тонковолокнистая разновидность - крокидолит) может кристаллизоваться за счет оксидов железа, карбонатов и кварца при очень низкотемпературном метаморфизме или даже диагенезе, начиная с 130 °С в условиях активного взаимодействия железистых пород с Na^+ содержащими растворами [11].

Положение линии реакции $Rbk+3Hem=2Aeg+3Mag+4Qtz+H_2O$ было определено экспериментально [12] и рассчитано Т. Мияно и Н. Бойксом [8]. По их данным высокотемпературное разложение рибекита с образованием эгирина происходит при 510-520 °С при 2,5 кбар и $aH_2O=1.0$ и не зависит от фугитивности кислорода или активности натрия во флюиде (рис. 6). Так как эта реакция не происходила в породах железистой формации Приоскольского месторождения, ею можно ограничить нижнюю температурную границу при метаморфизме. Давления при метаморфизме пород, слагающих Приоскольское месторождение, определенные по равновесиям метапелитов [2], составляют 4-5 кбар, что на 1,5-2 кбар выше, чем те, для которых рассчитаны приводимые диаграммы. Однако, при метаморфизме пород железисто-кремнистых формаций давления не играют определяющую роль для расчета стабильности минеральных равновесий [13, 14] и различия на 1-2 кбар не оказывают существенного влияния на положение линий равновесий на фазовых диаграммах.

Т.Мияно и Н.Бойксом в железистой формации Пенж (Южная Африка) описаны реакционные взаимоотношения между грюнеритом и рибекитом в зависимости от активности натрия во флюиде и рассчитано положение реакции $Gru+Mag+Qtz+H_2O=Rbk$ в координатах $\log[a(Na^+)/a(H^+)] - T$ °С [8]. По их данным рибекит стабилен относительно грюнерита при высоких значениях активности натрия - $\log[a(Na^+)/a(H^+)] > 5.5-6.0$ в интервале температур 500-600 °С (рис. 6а). Таким образом, значения $\log[a(Na^+)/a(H^+)]$ при метаморфизме железистых пород, содержащих рибекит без эгирина, составляли не менее 5.5-6.0. В породах содержащих эгирин эти значения еще выше, так как реакция образования эгирина - $3Mag+16Qtz+4H_2O+6Na^+=Rbk+6Aeg+6H^+$ возможна при $\log[a(Na^+)/a(H^+)] > 6.2-6.5$ в интервале температур 510-600 °С (рис. 6 а).

С помощью диаграммы в координатах $\log(fO_2) - T$ °С, рассчитанной при 2.5 кбар и $aH_2O=1$ можно ограничить интервал значений фугитивности кислорода при метаморфизме. В породах полностью отсутствует гематит, следовательно, значения фугитивности кислорода были ниже гематит-магнетитового буфера (рис. 6б). С другой стороны положение линии реакции $10Gru+32Qtz+18H_2O+7O_2+28Na^+=14Rbk+28H^+$ на диаграмме ограничивает нижнюю границу интервала значений fO_2 . Таким образом, значения $\log(fO_2)$ изменяются от -23

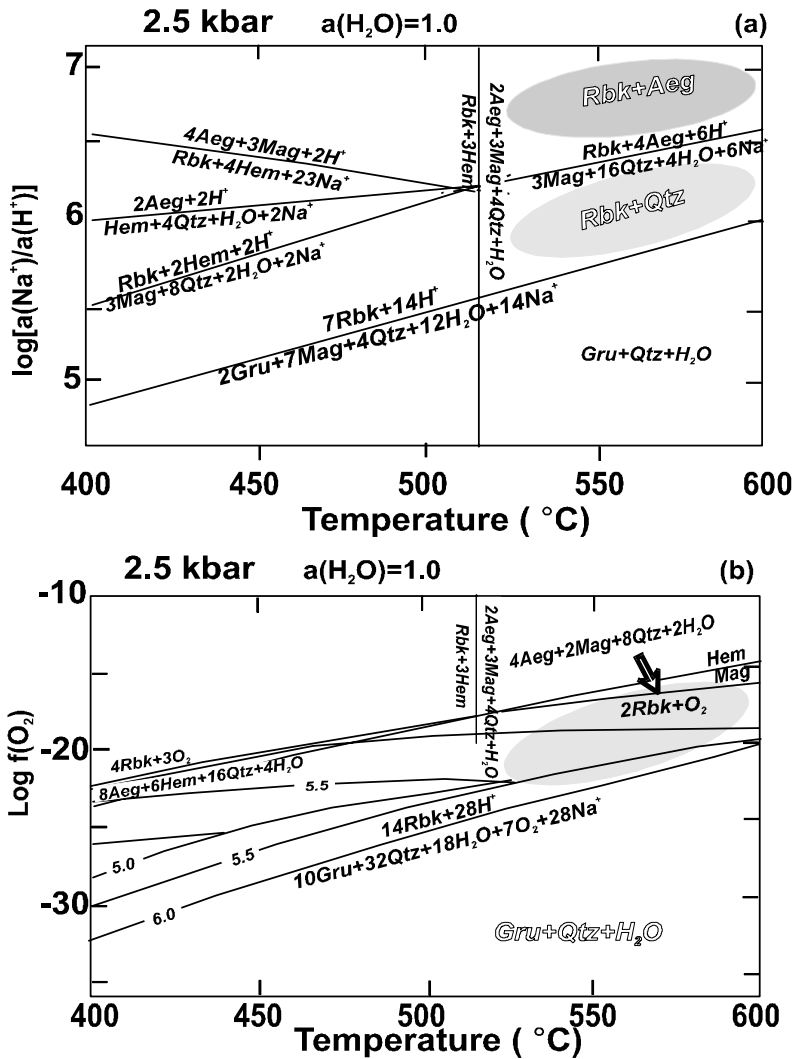


Рис. 6. Поля устойчивости рибекит и эгиринсодержащих парагенезисов на диаграммах а) $\text{Log}[a(\text{Na}^+)/a(\text{H}^+)]$ -Т °С: серой заливкой показана область стабильности парагенезисов $\text{Rbk} + \text{Qtz}$, темно-серой – $\text{Rbk} + \text{Aeg}$; б) $\text{Log } f(\text{O}_2)$ -Т °С - серой заливкой показана область стабильности рибекитсодержащих парагенезисов Приоскольского железорудного месторождения (по [8]).

при температуре метаморфизма 510°C до -18 при 600 °С.

Как и в большинстве докембрийских железистых формаций, кислород в изученных породах ведет себя как локально зависимый (инертный) компонент [13,15,16]. Многими исследователями признается, что летучесть кислорода в метаморфических железистых породах зависит от его первичного содержания [17, 18] и мало изменяется при метаморфизме вследствие его инертного поведения. Для каждого конкретного региона и даже прослоя летучесть кислорода контролируется условиями седиментации и диагенеза, а также буферными реакциями. Поэтому значения фугитивности кислорода могут изменяться от слоя к слою в пределах одной железистой формации, но в пределах одного прослоя они остаются приблизительно постоянными. Обычно в железистых формациях это выражается в изменениях железистости силикатов, например, грюнерита, ортопироксена, в присутствии магнетита или

гематита от прослоя к прослою. В железистых породах Приоскольского месторождения изменение фугитивности кислорода от прослоя к прослою может быть отражено при температурах 510-600 °С в стабильности парагенезисов с грюнеритом, рибекитом и грюнеритом и только с рибекитом и $\text{Rbk} + \text{Mag}$.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Минобразования РФ по фундаментальным исследованиям в области естественных наук (проект Е 00-9.0-2), гранта «Российские университеты» (проект УР.09.01.038), гранта РФФИ (проект № 00-05-64522), Президента РФ (проект 00-15-99397), ФЦП «Интеграция» (проект Э0348).

ЛИТЕРАТУРА

1. Щеголев И.Н., Ильяш В.В., Лебедев И.П. и др. Геология Приоскольского месторождения КМА // Деп. ВИНТИ. -1988. -№822-1388.
2. Савко К.А., Кальмуцкая Н.Ю. Фазовые равновесия и условия метаморфизма раннепротерозойских метапе-

- литов Приоскольской структуры, Воронежский кристаллический массив // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. -2000. -№ 3(9). -С. 102-119.
3. Савко К.А., Кальмуцкая Н.Ю. Петрология недосыщенных калием метapelитов Воронежского кристаллического массива с рассмотрением парагенезиса оливин-жидрит-ортопироксен-гранат-магнетит // Петрология. -2002. -Т.10, №3. -С. 283-311.
 4. Shumacher J. C. The estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles // Eur. J. Mineral. - 1997. -V. 9. -P. 643-651.
 5. Leake B.E., Woolley A.R., and 20 members of the Subcommittee on Amphiboles. Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // Eur. J. Mineral. - 1997. -V. 9. -P. 623-651.
 6. Robinson P., Spear F. S. et. al. Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory // Reviews in mineralogy.-1982. -V. 9b. -P. 3-227.
 7. Klein C. Mineralogy and petrology of the metamorphosed Wabush iron formation, southwestern Labrador // J. Petrol. -1966. -V. 7. -P. 246-305.
 8. Miyano T., Beukes N. J. Mineralogy and petrology of the contact metamorphosed amphibole asbestos-bearing Penge iron formation, Eastern Transvaal, South Africa // J.Petrol. 1997. V. 38, №5. -P. 651-676.
 9. Haase C. S. Metamorphic petrology of the Negaunee Iron Formation, Marquette District, Northern Michigan: Mineralogy, metamorphic reactions, and phase equilibria // Econ. Geol. -1982. -V. 77. -P. 60-81.
 10. Глаголев А.А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. -М., 1966. -157 с.
 11. Miyano T., Klein C. Conditions of riebeckite formation in the iron-formation of the Dales Gorge Member, Hamersley Group, Western Australia // Amer. Mineral. -1983. -V. 68. -P. 517-529.
 12. Ernst W.G. Synthesis, stability relations, and occurrence of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid solutions// J. Geol. -1962. -V.70. -P. 689-736.
 13. Фонарев В.И. Минеральные равновесия железистых формаций докембрия. -М., 1987. -296 с.
 14. Evans B.W., Chiorso M.S. Thermodynamics and petrology of cummingtonite// Amer. Miner. -1995. -V. 80, № 7/8. -P. 649-663.
 15. Frost B.R. Contact metamorphic effect of the Stillwater Complex, Montana: the concordant iron formation: a discussion of the role of buffering in metamorphism of iron formation // Amer. Mineral. 1982. V. 67, № 1/2. -P. 142-148.
 16. Савко К.А. Фаялит-грюнерит-магнетит-кварцевые породы железистой формации ВКМ: фазовые равновесия и условия метаморфизма // Петрология. -1994. -Т.2, №5. -С. 540-550.
 17. Коржинский Д.С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. -М., 1940. -Вып.12, №5. -100 с.
 18. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. -М., 1965. -327 с.
 19. Щеголев И.Н. Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения. -М., 1985. -196 с.

УДК 553.551.22:553.068.7(470.323)

ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВАЯ ФАЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА МЕТАПЕЛИТОВ ТИМ-ЯСТРЕБОВСКОЙ СТРУКТУРЫ

Т.Н.Полякова, В.Ю.Скрябин

Воронежский государственный университет

Рассмотрена минералого-петрохимическая систематика метapelитов Тим-Ястребовской структуры. На основе анализа наблюдаемых фазовых равновесий в зеленосланцевой фации выделены хлорит-калишпатовая и биотит-мусковитовая ступени биотитовой субфации и гранатовая субфация метаморфизма. Выявлены типоморфные особенности минералов выделенных субфаций и оценен температурный диапазон метаморфизма пород.

До настоящего времени изучение процессов метаморфизма в пределах Тим-Ястребовской структуры ограничивалось лишь специфической группой железисто-кремнистых пород [1] или же образованиями, претерпевшими метаморфизм в условиях верхней части зеленосланцевой, а также эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций [2-5]. Однако наименее метаморфизованные образования оказались не изученными, хотя фазовые равновесия в породах низкотемпературной области зеленосланцевой фации имеют большое значение, поскольку возникающие на этом этапе минеральные ассоциации предопределяют дальнейшую эволюцию минерального состава пород в ходе прогрессивного метаморфизма.

В связи с этим данная работа посвящена рассмотрению фазовых равновесий в наименее метаморфизованных апелелитах Тим-Ястребовской структуры, выяснению соотношения роли состава исходных пород и температуры в появлении минеральных фаз и эволюции их типоморфных особенностей, а также оценке параметров метаморфизма в условиях зеленосланцевой фации.

Геологическая позиция объекта

Тим-Ястребовская структура расположена в центральной части Воронежского кристаллического массива. В геодинамическом отношении она представляет собой внутриконтинентальный рифт [6,7], заложившийся в раннем протерозое на позднеархей-