

ВЕСТНИК

Уральского отделения Российского минералогического общества

РОССИЙСКОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ УРАЛЬСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

К 145-летию со дня рождения К.К. Матвеева, основателя Уральской школы минералогов



ВЕСТНИК

Уральского отделения Российского минералогического общества

№ 17

Екатеринбург 2020 УДК 549.01

B38

Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. № 17. 150 с.

ISSN 2587-8379

В Вестнике представлены материалы по общим и специальным вопросам минералогии и минерагении Урала и сопредельных территорий. Приведены новые данные по минералогии Сафьяновского, Липовского, Сарановского, Вишневогорского, Светлореченского и других месторождений или объектов Уральского региона, а также сопредельных территорий.

Издание адресовано минералогам (ученым, аспирантам и студентам), геологам, краеведам, любителям камня и коллекционерам минералов.

Редколлегия:

Главный редактор – Председатель УрО РМО, канд. геол.-мин. наук Ю.В. Ерохин **Члены редколлегии:** канд. геол.-мин. наук Е.В. Аникина; доктор геол.-мин. наук К.С. Иванов; академик РАН В.А. Коротеев; доктор геол.-мин. наук Ю.А. Поленов; канд. геол.-мин. наук В.С. Пономарев; канд. геол.-мин. наук М.П. Попов.

Все статьи Вестника рецензируются Руководством УрО РМО.

ISSN 2587-8379

- © Уральское отделение Российского минералогического общества, 2020
- © Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2020
- © Авторы статей, 2020

СОДЕРЖАНИЕ

1.	Богданова А.Р.	
	Цельзиан из гранатовых амфиболитов массива Рай-Из	
	(Полярный Урал)	5
2.	Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Леонова Л.В.	
	Циркониевая минерализация в хромититах Сарановского	
	ультраосновного массива	10
3.	Дворник Г.П.	
	Метасоматические процессы и золото-джаспероидное оруденение	
	в карбонатных породах Ыллымахского рудного узла	
	(Алданский щит)	14
4.	Дворник Г.П., Сергиенко И.Н., Шадрин Д.В.	
	Распределение мощности и содержаний пентоксида ниобия в	
	рудных телах Вишневогорского месторождения	22
5.	Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Хиллер В.В., Фаррахова Н.Н.	
	Акцессорная и рудная минерализация в оливиновом монцогаббро	
	из кристаллического фундамента Ямала	33
6.	Захаров А.В., Хиллер В.В.	
	О полихромных турмалинах с «чернильными шапочками» из	
	Липовского жильного поля (Средний Урал)	44
7.	Козлов П.С.	
	О взаимоотношении полиморфов Al ₂ SiO ₅ при образовании	
	бластомилонитов (Северо-Енисейский кряж)	51
8.	Леонова Л.В., Сорока Е.И., Притчин М.Ю.	
	Признаки микробиальной активности в придонно-	
	гидротермальной фации пород Сафьяновского медноколчеданного	
	месторождения (Средний Урал)	60
9.	Макаров А.Б., Глухов М.С., Паньшин М.А., Хасанова Г.Г.	
	Морфология, химический состав и возможные технологии	
	переработки пиритных огарков (на примере отвалов	
	Кировградского медеплавильного комбината)	66
10.		
	Уральский координационный совет по геологии и	
	недропользованию (1995 – 2001 гг.)	7 1
11.		
	Генезис россыпей Светлинского месторождения пьезокварца	
	(Южный Урал)	7 9

№ 1	7 Вестник Уральского отделения	2020
12.	Пономарев В.С., Иванов К.С., Ерохин Ю.В.	
	Минералогия метапелитов из фундамента арктической части	
	Западно-Сибирского мегабассейна (Верхнереченская разведочная	
	площадь, Ямал)	86
13.	Попов М.П., Ерохин Ю.В., Ханин Д.А., Николаев А.Г.,	
	Нурмухаметов Ф.М., Ширяев П.Б.	
	Особенности состава нового поделочного камня – райизита	94
14.	Прибавкин С.В.	
	Минералы зоны окисления Березовского месторождения золота,	
	новые данные	100
15.	Прибавкин С.В.	
	Сульфосоли месторождений кварца Гора Хрустальная и	
	Светлореченское (окрестности Екатеринбурга)	105
16.	Хиллер В.В., Ерохин Ю.В.	
	Химическое датирование монацита из гранитных пегматитов	
	Семенинской копи (Адуйский массив, Средний Урал)	110
17.	Шабловский Я.О.	
	Минералообразующие реакции в геохимических системах	120
18.	Ширяев П.Б., Вахрушева Н.В.	
	Зональность рудообразующих хромовых шпинелей	
	среднехромистых и глиноземистых хромовых руд Войкаро-	
	Сыньинского массива	134
	ИНФОРМАЦИОННЫЕ СООБЩЕНИЯ	
	Отчет Уральского отделения Российского минералогического	
	общества о проделанной работе за 2019 год	143
	Аннотации	144

2020

УДК 549.651.13+552.48(470.53)

ЦЕЛЬЗИАН ИЗ ГРАНАТОВЫХ АМФИБОЛИТОВ МАССИВА РАЙ-ИЗ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. Р. Богданова

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Цельзиан — $Ba[Al_2Si_2O_8]$ является бариевым полевым шпатом. Впервые минерал был описан в 1895 г. С.А.Х. Сьёгреном в рудах из марганцевой шахты Якобсберг в Швеции. Назван он в честь известного шведского астронома, физика и естествоиспытателя Андерса Цельсия (1701-1744) [10]. Минерал характерен для очень ограниченного числа парагенезисов, и большинство из них приурочено к метаосадочным породам, богатым марганцем и барием. Чистый бариевый полевой шпат является минералогической редкостью [1, 5, 6 и др.].

Находки цельзиана были сделаны в контактово-метасоматическом месторождении в руднике Якобсберг (Филипстад, Швеция), в прослое в глинистых сланцах и песчаниках среди марганцевой руды месторождения в районе Гвинедд (Уэльс, Великобритания), в ассоциации с кнебелитом в марганцевом руднике Казо (Япония) [10], а также в стратиформном свинцово-цинковом месторождении Бурултас (Джамбульский район, Южный Казахстан) в ассоциации с родонитом [6 и др.].

В России цельзиан известен в марганцево-силикатных породах рудных районов Сихотэ-Алиня [11], в стратиформном свинцово-цинковом месторождении минерал встречен внутри оторочек (Ва-К)-полевого шпата [9], в виде включений в альбите из фенитизированных гнейсов массива Озерная Варака (Кольский полуостров) [7] и др.

На Урале минерал был впервые описан среди спессартин-родонитовых агрегатов Малоседельниковского и Бородулинского месторождений [3], позднее встречен в анортитовых биотит-амфиболовых габбро Ильмено-вишневогорского комплекса [8] и там же в скаполит-диопсид-кальцитовой, диопсид-плагиоклазовой породах и кварците [14].

На массиве Рай-Из цельзиан был впервые описан В.А. Поповым с коллегами в корундсодержащих слюдит-плагиоклазитовых телах проявления «Рубиновый Лог» [12].

В данной работе описывается первая находка цельзиана в гранатовых амфиболитах из Центральной зоны метаморфизма (ЦЗМ) массива Рай-Из (Полярный Урал), сделанная при электронно-микроскопических исследованиях.

Исследование химического состава цельзиана выполнено на сканирующем электронном микроскопе JSM 6390LV фирмы Jeol с энергодисперсионной приставкой

2020

Вестник Уральского отделения

№ 17

INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments (аналитик Л.В. Леонова) в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург).

Ультрабазитовый массив Рай-Из входит в число крупнейших на Урале (его площадь составляет 400 кв. км) и расположен в основании корово-мантийного разреза Войкарской палеозойской палеоостроводужной зоны, надвинутой по Главному уральскому разлому на край Восточно-Европейского континента [4]. Массив вмещает месторождения хромовых руд Центральное и Западное и уникален по разнообразию представленных в нем породных метаморфических ассоциаций.

Массив состоит из двух крупных тектонических блоков, выделяемых по геофизическим данным: северного, мощностью 1,0-1,5 км, и южного, мощностью до 6 км, на стыке которых находится, так называемая, Центральная зона метаморфизма (ЦЗМ). Данная часть массива картируется как широкая (до 3,5 км) полоса «вторичных» порфиробластовых ультрабазитов, пересекающая массив в северо-восточном направлении и протягивающаяся в субширотном направлении вдоль р. Левая Макар-Рузь до верховьев р. Енга-Ю [4]. В ходе многолетних работ Н.В. Вахрушевой и других ученых [4] западная часть зоны была прослежена как в истоках руч. Визувшор, так и в борту руч. Кузьтывис и правобережье р. Макар-Рузь.

Большинство исследователей считают, что ЦЗМ (и комплекс слагающих ее пород) трассирует область древнего глубинного разлома [13]. В то же время, ориентировка ЦЗМ совпадает с ориентировкой зоны, в пределах которой локализованы наиболее крупные рудопроявления и месторождения хромовых руд массива, что обуславливает высокую актуальность геологических и минералого-петрологических исследований этих метаморфических ассоциаций.

Амфиболиты, наряду с сагвандитами и энстатит-оливиновыми породами, слагают осевую часть (мощностью 500-800 м) ЦЗМ и обнажаются в стенках каров на левом борту р. Левая Макар-Рузь. Осевая часть симметрично окаймляется «вторичными», идиобластовыми (порфиробластовыми) гарцбургитами, окруженными в разной степени деформированными породами дунит-гарцбургитового комплекса [13].

Гранатовые амфиболиты (рис. 1), в которых была сделана находка цельзиана, образуют линзовидное тело мощностью 100 м и протяженностью предположительно 250-300 м, залегающее среди энстатит-оливиновых пород. В амфиболитах проявлена полосчатость, имеющая северо-восток-восточное простирание, и субвертикальное падение. Для них характерна среднезернистая пойкилобластовая/порфиробластовая структура. Порфиробласты, представленные зернами граната, насыщены многочисленными включениями как породообразующих минералов, так и акцессорных. В породах встречаются зоны мощностью 10-15 см, образованные среднезернистыми гомеобластовыми безгранатовыми пироксеновыми амфиболитами.

Химический состав породообразующих минералов амфиболита был исследован на электронно-зондовом микроанализаторе и опубликован нами ранее [2].

Амфиболит, содержащий цельзиан, сложен преимущественно темно-зеленым до зеленовато-черного амфиболом, который по химическому составу соответствует эдениту, паргаситу и ферропаргаситу (65-70%), округлыми зернами коричневато-красного граната пироп-гроссуляр-альмандинового состава (10-15%), содержание MnO в котором не превышает 5,89 мас.%, и эпидотом (10-15%) фисташково-зеленой окраски.

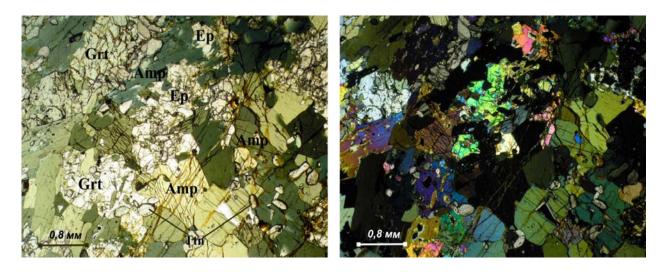


Рис. 1. Гранатовый амфиболит из ЦЗМ массива Рай-Из (Полярный Урал). Слева — фото шлифа без анализатора, справа — фото шлифа с анализатором. Атр — амфибол, Ер — эпидот, Grt — гранат, Ttn — титанит.

Цельзиан (рис. 2) представлен мелкими (5-35 мкм в поперечнике) единичными зернами, погруженными в порфиробласты граната. Встречены как отдельные индивиды с четкими кристаллографическими очертаниями, так и небольшие скопления неправильной формы, ассоциирующие с баритом и хлоритом. Результаты химического анализа минерала хорошо пересчитываются на кристаллохимическую формулу цельзиана (табл. 1). Главными примесями являются FeO, CaO и K₂O, сумма которых в некоторых анализах достигает 6 мас.%.

Рис. 2. Цельзиан в зерне граната. BSE изображение, CЭМ JSM 6390LV. Brt — барит, Chl — хлорит, Cls — цельзиан, Grt — гранат.

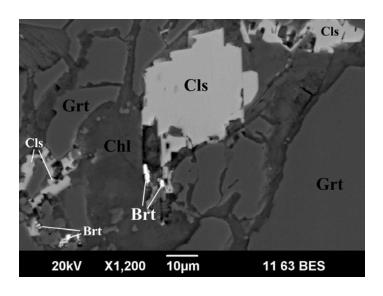


Таблица 1 Химический состав цельзиана из амфиболита массива Рай-Из, мас.%

2020

$N_{\underline{0}}$	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	BaO	K ₂ O	Сумма	Cls, %
1	32,02	26,85	0,65	-	40,47	-	99,99	100
2	31,77	26,74	0,98	-	40,51	-	100,00	100
3	32,86	26,65	1,17	-	39,32	-	100,00	100
4	33,77	25,74	3,62	0,57	36,30	-	100,00	96
5	33,97	25,91	2,72	0,57	36,82	-	99,99	96
6	32,62	25,71	5,10	0,95	35,61	-	99,99	93
7	34,54	25,00	5,06	0,75	34,24	0,41	100,00	91
8	32,57	26,15	1,40	-	39,87	-	99,99	100
9	31,66	26,87	0,82	-	40,65	-	100,00	100
10	31,88	26,88	0,91	-	40,33	-	100,00	100
11	31,93	26,72	0,94	-	40,41	-	100,00	100
12	31,64	27,00	1,03	-	40,33	-	100,00	100
13	31,83	27,00	1,04	-	40,13	-	100,00	100
14	32,01	26,53	0,98	-	40,48	-	100,00	100
			Эмпирі	ические фо	ормулы			
1			Ва	$a_{0.99}(Fe_{0.03}A)$	$Al_{1.98}Si_{2.00}$	O_8		
2			Ва	$a_{0.99}(Fe_{0.05}A)$	Al _{1.97} Si _{1.99})	O_8		
3			Ва	$a_{0.96}(Fe_{0.06}A)$	$Al_{1.95}Si_{2.04}$	O_8		
4			$(Ca_{0.0}$	4Ba _{0.87})(Fe	_{0.18} Al _{1.85} Si ₂	$_{2.06})O_{8}$		
5			$(Ca_{0.0}$	4Ba _{0.88})(Fe	_{0.14} Al _{1.87} Si ₂	$_{2.08})O_{8}$		
6			$(Ca_{0.0}$	₆ Ba _{0.85})(Fe	_{0.26} Al _{1.84} Si ₁	$(0.99)O_8$		
7			$(Ca_{0.0}$	₅ Ba _{0.81})(Fe	_{0.26} Al _{1.78} Si ₂	$_{2.08})O_{8}$		
8			Ва	$a_{0.97}(Fe_{0.07}A)$	$Al_{1.92}Si_{2.03}$	O_8		
9			Ва	$a_{1.00}(Fe_{0.04}A)$	Al _{1.98} Si _{1.98})	O_8		
10			В	$a_{0.99}(Fe_{0.05}A)$	41 _{1.98} Si _{1.99)} (O_8		
11			Ва	$a_{0.99}(Fe_{0.05}A)$	Al _{1.97} Si _{1.99})	Ο ₈		
12			Ва	$a_{0.99}(Fe_{0.05}A)$	41 _{1.99} Si _{1.97})	Ο ₈		
13			Ва	$a_{0.98}(Fe_{0.05}A)$	41 _{1.98} Si _{1.98})	Ο ₈		
14			Ba	$a_{0.99}(Fe_{0.05}A)$	$Al_{1.96}Si_{2.00}$	Ο ₈		

Примечание: Cls, % – цельзиановый компонент. Формулы минерала рассчитаны на 5 катионов.

Помимо цельзиана в изученных гранатовых амфиболитах присутствуют такие второстепенные минералы, как хлорит, плагиоклаз и пироксен. В качестве акцессорных минералов установлены – барит, титанит, рутил и циркон. Кроме того, отмечается сульфидная минерализация в виде пирита.

Многочисленные данные, опубликованные как в отечественных, так и в зарубежных изданиях, свидетельствуют о парагенетической связи цельзиана с марганецсодержащими породами и марганцовыми рудами [3, 6, 11 и др.]. Нами минерал впервые обнаружен в гранатовых амфиболитах Урала.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, № гос. рег. AAAA-A18-118052590032-6.

Литература

- 1. *Бетехтин А.Г.* Курс минералогии. М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1956. 558 с.
- 2. *Богданова А.Р., Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б.* Главные и редкоземельные элементы амфиболитов массива Рай-Из (Полярный Урал) // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2019. № 16. С. 5-13.
- 3. *Брусницын А.И*. Родонитовые месторождения Среднего Урала (минералогия и генезис). СПб.: Изд-во Санкт-Петерб. ун-та, 2000. 200 с.
- 4. Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р. Петрология и хромитоносность ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 265 с.
 - 5. Дэна Э.С. Описательная минералогия (справочник). Л.- М.: ОНТИ, 1937. 423 с.
- 6. *Каюпова М.М., Косяк Е.А., Кузнечевский А.Г., Тойбаева В.Ю.* Родонитоцельзиановая ассоциация на месторождении Бурултас (Западное Прибалхашье) // Записки ВМО, 1977. Ч. 106. Вып. 4. С. 474-475.
- 7. *Козлов Е.Н.* Геохимия фенитов и ассоциирующих с ними пород контактового ореола щелочно-ультраосновного состава массива Озерная Варака. Дисс... канд. геол.-мин. наук. Апатиты, 2016. 278 с.
- 8. *Кориневский В.Г., Кориневский Е.В.* Мафиты и ультрамафиты в Ильменогорском комплексе // Литосфера, 2007. № 2. С. 59-79.
- 9. Котельников П.Е., Плехова К.Р., Бекенова Г.К., Дюсембаева К.Ш., Добровольская Е.А. Цельзиан и (Ва-К)-полевой шпат из свинцово-цинкового месторождения Текели (Жонгарский Алатау) // Известия НАН РК, 2006. Серия геологическая. № 4. С. 40-48.
- 10. *Минералы*: справочник. Каркасные силикаты. Силикаты с разорванными каркасами, полевые шпаты. М.: Наука, 2003. Т. 5. Вып. 1. 583 с.
- 11. *Перевозникова Е.В.* Марганцевосиликатные породы рудных районов Южного Сихотэ-Алиня: минералогия и генезис. Автореферат дисс... канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 2010. 29 с.
- 12. *Попов В.А., Васильев В.М., Блинов И.А., Попова В.И.* К онтогенезу корундовых проявлений в массиве Рай-Из на Полярном Урале // Минералогия, 2019. Т. 5. № 3. С. 47-55.
- 13. *Строение*, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из / Под ред. В.Н. Пучкова и Д.С. Штейнберга. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 228 с.
- 14. Чередниченко С.В., Дубинина Е.В. Бариевые полевые шпаты Ильмено-Вишневогорского комплекса (Южный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2017. № 8 (272). С. 17-22.

2020

УДК 549.514+553.461(470.5)

ЦИРКОНИЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ХРОМИТИТАХ САРАНОВСКОГО УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА

Н. В. Вахрушева^{1,2}, П. Б. Ширяев^{1,2}, Л. В. Леонова¹

 1 Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург 2 Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Интерес к изучению циркониевых минералов, циркона и бадделеита в первую очередь, обусловлен их использованием для изотопного датирования минеральных ассоциаций пород, в которых они обнаружены. Поскольку циркон и бадделеит являются суперакцессориями, то есть содержатся в породах в очень малых количествах, выделение их производится, как правило, из большеобъемных проб горных пород без детального исследования в шлифах и установления парагенезиса минералов, с которыми они ассоциируют. В результате, нередко, полученные изотопные возрастные датировки при интерпретации исследователями являются не достаточно аргументированными [4]. Проблема получения изотопных датировок по цирконам в ультрамафитах и их интерпретации обсуждались в статье К.С. Иванова и Ю.В. Волченко [1].

Нами изучался минеральный состав хромититов из Главного Сарановского месторождения. Как известно, хромовые руды Сарановского ультраосновного массива претерпели интенсивные метаморфические и гидротермальные преобразования, вследствие чего первичных минералов в «нерудной» части хромититов практически не сохранилось. При этом состав и структура рудообразующей хромовой шпинели удивительным образом остались практически в первичном состоянии. Этот факт позволяет пересмотреть магматический генезис хромититов и предложить исследователям иные версии рудообразующего процесса [3].

Изучение минералов и их химического состава в настоящей работе проведено на сканирующем электронном микроскопе в ИГГ УрО РАН, Jeol JSM-6390LV с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 (напыление углеродное).

Бадделеит встречен нами в неравномерно вкрапленной хромовой руде из керна скважины № 40, пробуренной на горизонте +100 метров в Сарановской шахте Рудная, на глубине 63,4-66,3 метров. Минерал установлен при электронно-микроскопическом исследовании в полированном шлифе. Бадделеит встречается в виде единичных микрозерен во флогопите, нарастающем на хромовую шпинель (рис. 1). Состав минерала соответствует формуле: $(Zr_{0.99}Fe_{0.01})_{1.00}O_2$. В интерстициях хромовой шпинели и по флогопиту развиваются антигорит и хлорит, в которых также встречены отдельные зерна

2020

бадделеита, размером 1-2 мкм и менее. Кроме бадделеита в ассоциации отмечаются миллерит и марганцовистый ильменит (содержание MnO в минерале составляет 6,09-6,11 мас.%).

Бадделеит также, как апатит и торит, отмеченные ниже, не вошел в реестр минералов, установленных на Сарановском месторождении хромовых руд, составленный О.К. Ивановым [2]. По-видимому, это наше сообщение о находке минерала в Сарановском ультраосновном массиве является первым.

Рис. 1. Бадделеит во вкрапленном хромитите (BSEизображение) и ЭДС-спектр минерала; *bad* – бадделеит.

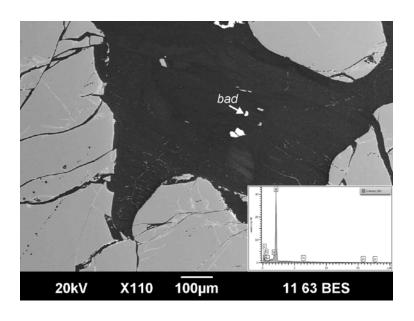
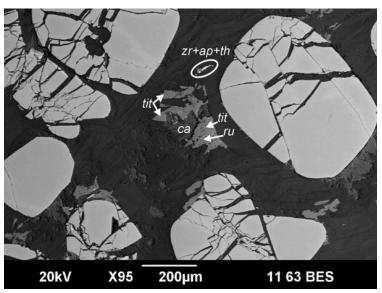


Рис. 2. Акцессорная минерализация во вкрапленном хромитите. BSE-изображение; zr — циркон, ap — апатит, th — торит, tit — титанит, ru — рутил, ca — кальцит.



Циркон обнаружен нами в деформированной средневкрапленной хромовой руде в керне скважины № 21, пробуренной на горизонте +160 метров в Сарановской шахте Рудная, на глубине 118,5-119,5 метров.

«Нерудная часть» в хромитите представлена карбонатом, хлоритом и антигоритом. Основные акцессорные минералы – титанит с содержанием оксида хрома от 0,77 до 1,89

2020

мас.%; рутил, содержащий до 1,09 мас.% V_2O_5 (рис. 2). Титанит и рутил ассоциируют с карбонатом — кальцитом, выполняющим не только интерстиции между зернами рудообразующего шпинелида, но и многочисленные трещины в них. Титанит развивается по рутилу, замещая и обрастая его. На рис. 2 видно, что титанит обрастает и зерно кальцита.

Циркон установлен в срастании с апатитом и торитом (рис. 3). Минералы погружены в микрочешуйчатый хлоритовый агрегат. Как видно на рис. 3, размер зерен составляет 20 мкм по удлинению и около 5 мкм в поперечнике кристаллов. В цирконе из этой ассоциации определена значительная примесь гафния; содержание HfO_2 в минерале составляет 2,26-2,38 мас.%. Кроме того, в минерале установлены 0,83-0,88 мас.% оксида железа и 0,72-0,86 мас.% оксида кальция. Состав минерала соответствует формуле $(Zr_{0.94}Fe_{0.02}Ca_{0.02}Hf_{0.02})_{1.00}[Si_{1.00}O_4]$.

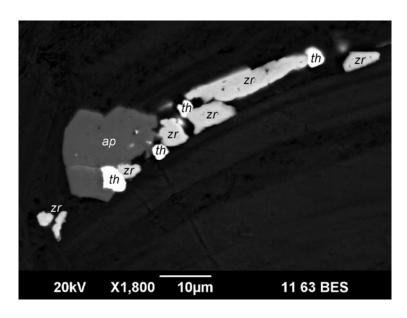


Рис. 3. Циркон в срастании с торитом и апатитом. BSE-изображение. Условные обозначения см. рис. 2.

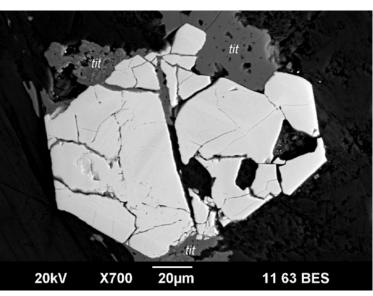


Рис. 4. Циркон, обрастающий титанитом. BSE-изображение. Условные обозначения см. рис. 2.

2020

В этом же шлифе встречен кристалл циркона другой морфологии и состава. Кристалл обрастает титанитом (рис. 4). Минералы погружены в антигорит-хлоритовый микрочешуйчатый агрегат. Анализ циркона, выполненный на ЭДС-приставке, показал полное соответствие минерала формуле и отсутствие каких-либо примесей в его составе.

трех приведенных примеров видно, что циркониевая минерализация сопровождала пострудную историю сарановских хромититов и, по-видимому, формировалась последовательно в результате интенсивных гидротермальных процессов, происходивших в ультрамафитах и хромовых рудах. Образование циркона двух генераций в одной и той же породе исключает возможность достоверной интерпретации изотопного возраста из валовых проб без детального петролого-минералогического исследования и установления определенной последовательности минералообразования.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, № гос. рег. AAAA-A18-118052590032-6.

Литература

- 1. *Иванов К.С., Волченко Ю.А.* О некоторых дискуссионных вопросах изучения геологии Платиноносного Урала // Уральский геологический журнал, 2009. № 3 (69). С. 67-98.
- 2. *Иванов О.К.* Минералогия Сарановского хромитового месторождения, Урал // Минералогический альманах, 2016. Т. 21. Вып. 2. 128 с.
- 3. *Кислов Е.В., Каменецкий В.С.* Хромититы Главного Сарановского месторождения, Пермский край: минералогия и происхождение // XXVI Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа 2020». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. С. 44-46.
- 4. *Краснобаев А.А.*, *Русин А.И.*, *Бушарина С.В.*, *Антонов А.В.* Цирконология дунитов Сарановского хромитоносного ультрамафитового комплекса (Средний Урал) // Доклады АН, 2013. Т. 451. № 1. С. 81-86.

2020

УДК 553.2+552.4

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ЗОЛОТО-ДЖАСПЕРОИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ЫЛЛЫМАХСКОГО РУДНОГО УЗЛА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

Г. П. Дворник

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Ыллымахский рудный узел, расположенный в центральной части Алданского щита $(58^{\circ}14' \text{ с.ш. } \text{и } 126^{\circ}00'\text{в.д.})$, входит в состав Центрально-Алданского рудного района Якутии, в котором он занимает окраинный юго-восточный относительно устойчивый тектонический блок площадью около 100 км^2 .

Границы блока совпадают с долгоживущими глубинными разломами северозападного и северо-восточного простирания, активизированными в мезозое. Наиболее
древними породами рудного узла являются метаморфические сланцы и гнейсы раннего
архея, образующие кристаллический фундамент щита. На этих породах залегают венднижнекембрийские карбонатные отложения платформенного чехла мощностью до 200 м.
Фундамент и чехол нарушены системой глубинных разломов северо-западного и северовосточного простирания, а также субмеридиональными и субширотными разломами. По
ним на этапе мезозойской (поздний триас — ранний мел) тектономагматической
активизации Алданского щита внедрились калиевые щелочные и субщелочные
магматические расплавы, сформировавшие в пределах узла Ыллымахский щелочной
массив и более мелкие штоки, лакколиты и дайки.

Проведенное нами в процессе тематических исследований специализированное картирование и опробование метасоматических пород Ыллымахского рудного узла [9] позволило выявить в нем полигенную и полихронную метасоматическую зональность (рис. 1).

В пределах Ыллымахского рудного узла выделены три рудоносные метасоматические формации (серицит-микроклиновых метасоматитов, кварц-эгиринмикроклиновых метасоматитов, джаспероидная), различающиеся по связи с конкретными магматическими комплексами, относительному геологическому возрасту, составу эдукта, минеральным ассоциациям.

Серицит-микроклиновые метасоматиты с золотопорфировой минерализацией локализованы в центральной зоне рудного узла в штоках нефелиновых и щелочных сиенитов в пределах Ыллымахского щелочного массива. Кварц-эгирин-микроклиновые метасоматиты с медно-серебряной геохимической специализацией пространственно

2020

приурочены к более позднему по времени образования штоку эгириновых гранитов и эруптивных брекчий в юго-восточной зоне узла, содержащих ксенолиты сиенитов и серицит-микроклиновых метасоматитов.

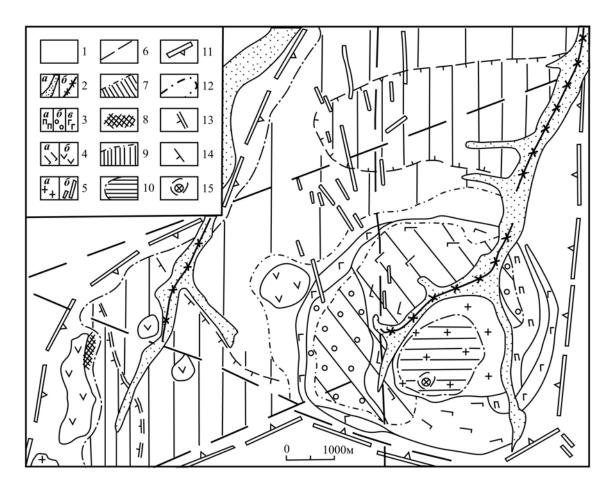


Рис. 1. Схема метасоматической зональности Ыллымахского рудного узла.

Условные обозначения: 1 – платформенный чехол (доломиты юдомской свиты, венд); 2 – четвертичные аллювиальные отложения (а), золотые россыпи (б); 3-5 – мезозойские изверженные породы: 3 – псевдолейцитовые фонолиты и базальтоиды (а), эпилейцитовые фонолиты (б), щелочные габброиды (в); 4 – щелочные и нефелиновые сиениты (а), субщелочные сиениты (б); 5 – щелочные гранитоиды (а) и поздние дайки сиенитпорфиров, бостонитов, сельвсбергитов (б); 6 – глубинные разломы; 7-10 – метасоматические зоны (штриховка): 7 – центральная зона (ареал формации серицитмикроклиновых метасоматитов); 8 – магнезиальные скарны; 9 – северо-западная зона (ареал джаспероидной формации, плотная штриховка – ореол тремолит-тальк-кальцит-кварцевой фации, средняя – ореол тальк-кальцит-кварцевой фации, редкая – ореол кальцит-кварцевой фации джаспероидов); 10 – юго-западная зона (ареал формации кварцэгирин-микроклиновых метасоматитов); 11 – границы рудного узла; 12 – границы ареалов метасоматических формаций; 13-14 – границы фациальных ореолов джаспероидной формации; 15 – кварцевое ядро и зона максимального окварцевания пород формации кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов.

Метасоматиты золото-джаспероидной формации сосредоточены в северо-западной зоне рудного узла за пределами Ыллымахского щелочного массива в осадочных

№ 17

карбонатных породах юдомской свиты венда (рис. 1). Тела золотоносных джаспероидов тесно пространственно ассоциируют со штоками субщелочных сиенитов и поясами раннемеловых даек сиенит-порфиров, бостонитов, секущих породы Ыллымахского щелочного массива. Они нередко замещают слагающие дайки субщелочные и щелочные породы и являются в регионе наиболее поздними метасоматическими образованиями.

Распространенные В карбонатных породах Ыллымахского рудного золоторудные залежи (Сланцевая, Первая) и жилы (Центральная, Западная, Восточная) раннемелового возраста относятся к лебединскому подтипу оруденения золотоджаспероидного геолого-промышленного типа [3]. Золоторудные месторождения лебединского подтипа сосредоточены в карбонатных породах на пересечениях дайковых поясов с центрами магматической активности, обозначенными скоплениями штоков, лакколитов и силлов [1, 2]. В распределении золотого оруденения на месторождениях лебединского подтипа в пределах Лебединского и Колтыконского рудных полей отчетливо проявлена латеральная рудно-метасоматическая зональность относительно палеотепловых центров магматизма, представленных интрузиями субщелочных сиенитов [6, 8, 10]. Элементы такой зональности были установлены нами при картировании рудоносных метасоматитов золото-джаспероидной формации в карбонатных породах северо-западной зоны (рис. 1) Ыллымахского рудного узла [9]. С продвижением в ОТ пределах зоны штоков субщелочных сиенитов, с юга на север более высокотемпературные сульфидно-тремолит-кварцевые руды последовательно сменяются пирит-тальк-кварцевыми, низкотемпературными пирит-кварц-манганокальцитовыми рудами (жилы Центральная, Восточная) и пирит-кварц-кальцитовыми рудами (участок Сланцевый).

Рассмотрим метасоматические процессы, проходившие в карбонатных породах Ыллымахского рудного узла, на примере двух детально метасоматических колонок: 1) по доломитам на участке жилы Центральной (т.н. 15462) в южной части зоны; 2) по доломитам, вскрытым в плотике россыпи золота по р.Сланцевому (т.н. 15439) в северной части зоны. Метасоматиты и золото-джаспероидные руды узла сформировались согласно теории метасоматических процессов [5] в три последовательные стадии: раннюю щелочную, кислотную и позднюю щелочную. В раннюю щелочную стадию в условиях повышенной активности в гидротермальных растворах субщелочных элементов (кальция, магния, железа) и углекислого газа в серых кремнийсодержащих доломитах юдомской свиты венда образовались осветленные слабо кальцитизированные доломиты и ранние кальцитовые метасоматиты при T=620-430°C, P=150 МПа и более поздние доломит-анкеритовые метасоматиты при T=380-340°C, P=100 МПа [3]. Осветленные доломиты слагают протяженные зоны (до 800 м) в юго-западной части рудного узла. Ранние тонкозернистые кальцитовые метасоматиты формируют прожилки и гнезда, нередко с вкрапленностью флюорита, в зонах осветленных доломитов. Они установлены также в крупных (до 10 см) гнездах в коренных доломитах, вскрытых в

2020

2020

плотике россыпи р.Сланцевого. Доломит-анкеритовые метасоматиты распространены в зонах осветленных доломитов на участках развития золоторудных жил (Центральной, Западной, Восточной). Виды карбонатных пород ранней щелочной стадии (кальцитовые, доломитовые, анкеритовые метасоматиты) по минеральному и химическому составу (табл. 1) относятся к отряду основных метасоматических пород (базификатов) [4].

Таблица 1 Химический состав (в мас.%) пород и руд Ыллымахского узла

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	1,74	1,36	11,06	92,92	10,41	69,61
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05
Al ₂ O ₃	0,10	0,10	0,10	0,33	0,10	1,62
Fe ₂ O ₃	0,50	0,40	6,47	0,49	1,58	21,44
FeO	0,10	0,10	0,10	2,29	0,10	0,34
MnO	0,19	0,22	0,87	0,03	0,56	0,13
MgO	21,98	20,85	17,55	0,21	0,50	1,00
CaO	29,49	29,26	24,17	2,03	47,47	0,25
Na ₂ O	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
K ₂ O	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,31
P_2O_5	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07
H ₂ O	1,04	0,91	1,73	0,02	1,10	3,65
CO_2	45,04	45,31	36,49	1,76	37,02	0,10
Сумма	100,44	98,77	98,80	100,34	99,10	98,87
Компоненты	7	8	9	10	11	12
SiO_2	21,10	4,09	1,00	87,54	81,99	0,34
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al_2O_3	0,10	0,10	0,22	0,49	0,10	0,01
Fe_2O_3	6,47	0,53	0,39	0,49	1,05	0,01
FeO	0,10	0,10	0,10	3,34	0,34	0,09
MnO	3,45	0,05	0,01	0,06	0,01	0,01
MgO	1,71	20,79	1,58	1,38	0,34	1,46
CaO	34,70	29,48	51,83	2,04	8,21	51,42
Na ₂ O	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,08
K ₂ O	0,10	0,11	0,17	0,10	0,10	0,04
P_2O_5	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,02
H ₂ O	1,20	0,74	0,38	0,38	0,50	0,08
CO_2	28,80	44,24	42,90	2,78	6,04	44,40
Сумма	97,89	100,39	98,74	98,76	99,34	97,57

Примечание: 1-7 — Центральная жила: 1 — серый доломит; 2 — осветленный доломит; 3 — доломитанкеритовый метасоматит; 4 — монокварцевый джаспероид, 5 — кварц-кальцитовый метасоматит; 6-7 — пирит-тальк-кварцевая (6) и пирит-кварц-манганокальцитовая (7) руды; 8-12 — участок Сланцевый: 8 — доломит; 9 — ранний кальцитовый метасоматит; 10 — кварцевый джаспероид; 11 — перекристаллизованный рудный джаспероид, 12 — поздний кальцитовый метасоматит.

Доломит-анкеритовые метасоматиты отличаются от исходных пород и ранних кальцитовых метасоматитов по плотностным и геохимическим свойствам (табл. 2, 3),

2020

наибольшими значениями общей и открытой пористости, полиметаллического индекса: $[(Pb \times Zn) / (Cu \times Mo)].$

В кислотную стадию в обстановке повышенной подвижности кремния в гидротермальных флюидах карбонатные метасоматиты Ыллымахского рудного узла подверглись джаспероидному окварцеванию с образованием во внутренних зонах метасоматических колонок при Т=450-200°С залежей и жил тремолит-кварцевых, тальк-кварцевых и монокварцевых джаспероидов [3, 9]. При этом часть кремнезема при прохождении «волны» кислотности была мобилизована растворами из горизонтов кремнийсодержащих доломитов.

Таблица 2 Плотностные свойства пород и руд Ыллымахского узла

	Кол-	Плотно	ость, г/см ³	Порист	гость, %	
Типы пород и руд	во	объем-	минерало-	общая	откры-	
	проб	ная	гическая	Къщоо	тая	
Серые доломиты	11	2,79	2,83	2,09	0,66	
Осветленные доломиты	4	2,77	2,85	2,81	0,92	
Ранние кальцитовые метасоматиты	5	2,69	2,73	1,39	0,43	
Доломит-анкеритовые	2.	2,52	2,94	14,07	5,01	
метасоматиты	2	2,32	2,74	14,07	3,01	
Кварцевые джаспероиды	9	2,51	2,06	5,66	1,67	
Перекристаллизованные рудные	2.	2,37	2,70	12,04	3,29	
джаспероиды	2	2,37	2,70	12,04	3,27	
Поздние кальцитовые метасоматиты	2	2,57	2,74	6,15	2,11	
Пирит-тальк-кварцевые руды	2	2,02	2,99	31,65	13,36	
Пирит-кварц-манганокальцитовые	1	2,70	2,92	7,53	2,23	
руды	1	2,70	2,92	1,33	2,23	

Джаспероиды характеризуются мелкозернистой структурой развитием халцедоновидного аллотриоморфнозернистого кварца, высоким содержанием кремнезема (табл. 1). В классификации видов метасоматических пород [4] они относятся к подотряду кремнеземистых метасоматитов. В позднюю щелочную стадию вновь возросла активность субщелочных элементов и углекислого газа в гидротермальных растворах. В этих условиях в зонах окварцевания в карбонатных породах узла происходила перекристаллизация джаспероидного кварца с частичным выносом кремнезема (табл. 1) и развитием гипидиоморфнозернистого и эвгедрального рисовидного кварца. В эту стадию образовались при T=280-130°C и P=80-25 МПа в виде жил, прожилков и гнезд более крупнозернистые кварцевые и кварц-карбонатные метасоматиты, несущие золотопродуктивную сульфидную минерализацию [3, 9].

В пределах Ыллымахского рудного узла в позднюю щелочную стадию сформировались залежи (Сланцевая, Первая) и жилы (Центральная, Западная, Восточная и др.) протяженностью от 50 до 170 м с пирит-тальк-кварцевыми рудами. Среди

2020

образований этой стадии пирит-тальк-кварцевые руды Центральной жилы выделяются наиболее высокими значениями общей и открытой пористости и наименьшим значением полиметаллического индекса (табл. 2, 3) в сравнении с рудными джаспероидами и поздними кальцитовыми метасоматитами с вкрапленностью сульфидов участка Сланцевого при общей сидеро-халькофильной геохимической специализации метасоматитов и руд.

Таблица 3 Геохимическая характеристика (в 10⁻³%) пород и руд Ыллымахского узла

7	1 (22)	2 (10)	2 (6)	4 (10)	<i>E</i> (16)	6 (15)	7 (6)	0 (0)			
Элементы	1 (23)	2 (19)	3 (6)	4 (10)	5 (16)	6 (15)	7 (6)	8 (8)			
	Литофилы										
Барий	13,04	7,89	13,04	87,00	13,44	14,67	44,17	98,0			
Стронций	8,04	8,04	28,33	6,67	8,04	4,98	5,83	8,00			
Бериллий	0,09	0,05	0,04	0,03	0,24	0,05	0,06	0,13			
Цирконий	0,63	0,84	0,63	0,50	1,81	0,80	0,50	4,80			
Молибден	0,22	0,06	0,09	0,13	0,22	1,48	0,38	7,06			
Олово	0,23	0,09	0,68	0,05	0,18	0,24	0,24	0,55			
Вольфрам	0,97	0,43	0,60	0,15	0,53	0,75	0,38	4,44			
			Хал	ькофилы							
Медь	2,17	1,97	8,64	3,10	9,06	4,53	30,33	242,00			
Цинк	1,74	1,74	1,74	1,50	2,03	10,13	67,67	72,00			
Свинец	2,04	1,26	0,68	31,00	21,54	31,29	225,04	85,20			
Серебро	0,22	0,24	0,18	1,60	0,29	1,01	0,59	1,03			
Мышьяк	3,83	2,63	3,00	8,60	5,13	3,67	139,17	14,20			
Сурьма	1,91	1,24	2,17	1,00	1,63	2,00	6,08	2,00			
			Сид	ерофилы							
Марганец	17,17	182,74	12,34	252,83	61,69	150,67	76,67	60,00			
Никель	0,24	0,18	0,19	0,23	1,04	1,65	0,27	0,80			
Кобальт	0,16	0,16	0,14	0,04	0,39	0,28	0,16	1,71			
Ванадий	2,80	0,59	2,25	1,93	13,74	2,54	3,88	51,00			
Титан	33,30	5,71	10,00	36,15	22,94	15,13	13,50	288,00			
Хром	2,00	1,66	2,00	0,50	27,25	26,67	0,50	10,50			
(Pb×Zn) / (Cu×Mo)	7,36	18,28	1,50	119,53	22,49	47,26	1310,72	3,59			

Примечание: 1 — серые доломиты; 2 — осветленные доломиты; 3 — ранние кальцитовые метасоматиты; 4 — доломит-анкеритовые метасоматиты; 5 — монокварцевые джаспероиды; 6 — рудные джаспероиды; 7 — поздние кальцитовые метасоматиты; 8 — пирит-тальк-кварцевые руды. В скобках приведено количество проб.

Разные генерации доломитов, кальцитов и кварца из исходных пород, карбонатных метасоматитов, джаспероидов и руд Ыллымахского узла также различаются между собой по показателям преломления (табл. 4).

Содержание золота в джаспероидных рудах узла варьирует от десятых долей грамм на тонну до 25 г/т, а серебра – от первых грамм на тонну до 104 г/т. Из окисленных пирит-

тальк-кварцевых руд на участке Центральной жилы была отобрана шлиховая проба, из которой выделены частицы самородного золота и проведены исследования их формы, размеров и химического состава, являющихся важными типоморфными признаками золоторудных месторождений различных морфологических типов [7]. Морфометрическая характеристика золотин включала определение их размеров (длины, ширины, толщины), значений показателей их вытянутости и сплюснутости. По величине этих показателей были выделены четыре морфологических типа золотин: 1) изометричные комковидные; 2) вытянутые игольчатые; 3) сплюснутые линзовидные; 4) вытянутые и сплюснутые пластинчатые.

 Таблица 4

 Показатели преломления минералов из пород и руд Ыллымахского узла

Минералы	Показатель преломления				
Минералы	n_g	n_p			
Доломит	1,681	1,500			
Ранний кальцит	1,675	1,500			
Доломит-анкерит	1,684	1,508			
Кварц монокварцевых джаспероидов	1,551	1,542			
Кварц рудных джаспероидов	1,552	1,543			
Поздний кальцит	1,655	1,486			
Манганокальцит	1,658	1,486			

В результате исследований установлено, что преобладающей формой самородного золота в окисленных рудах Центральной жилы являются изометричные комковидные образования (56%) при меньшем распространении игольчатых (16%), линзовидных (22%) и пластинчатых (6%) форм. По гранулометрическому составу (классы, мм: 0.01-0.05 – 44.4%; 0.05-0.1 – 46.7%; 0.1-0.25 – 8.3%; 0.25-0.5 – 0.6%) в изученной выборке (362 зерна) преобладает пылевидное и тонкое золото. По химическому составу изученное самородное золото относительно низкопробное – высокопробное (726-963‰, n=5) с примесью меди (0.02-0.07%).

Литература

- 1. *Бойцов В.Е., Верчеба А.А., Пилипенко Г.Н., Жданов А.В.* Металлогеническое районирование Центрально-Алданского рудного района республики Саха (Якутия) // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 2010. № 5. С. 23-32.
- 2. Ветлужских В.Г., Казанский В.И., Кочетков А.Я., Яновский В.М. Золоторудные месторождения Центрального Алдана // Геология рудных месторождений, 2002. Т. 44. № 6. С. 467-499.
- 3. *Дворник Г.П.* Золоторудные метасоматические формации Центрально-Алданского района // Литосфера, 2012. № 2. С. 90-105.

2020

- 4. Дворник Г.П. Виды метасоматических пород: температурные условия образования, особенности состава, минерагения // Известия УГГУ, 2020. № 1(57). С. 63-72.
- 5. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: изд-во «Наука», 1982. 104 c.
- 6. Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М. Центрально-Алданская золотоурановорудная магматогенная система (Алдано-Становый щит, Россия) // Тихоокеанская геология, 2010. Т. 29. № 2. С. 3-26.
- Николаева Л.А., Яблокова С.В. Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геологоразведочных работах // Руды и металлы, 2007. № 6. С. 41-57.
- 8. Угрюмов A.H., Дворник Г.П., Балахонов В.С. Метасоматическая зональность и оруденение Колтыконского рудного поля (Алданский щит) // Геология метаморфических комплексов. Сборник статей. Екатеринбург: изд-во УГИ, 1991. С. 67-75.
- Угрюмов А.Н., Дворник Г.П., Балахонов В.С. Метасоматическая зональность мезозойского полигенного и полихронного Ыллымахского медно-золоторудного узла (Алданский щит) // Известия УГГГА, 2001. Серия: Геология и геофизика. Вып. 13. С. 114-121.
- Угрюмов А.Н., Угрюмов Ар.Н., Минигулов И.М. Первичная зональность одного из золоторудных месторождений Центрального Алдана // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Сборник статей. Иркутск: изд-во ИГУ, 1979. С. 142-156.

2020

УДК 552.33:550.42

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МОЩНОСТИ И СОДЕРЖАНИЙ ПЕНТОКСИДА НИОБИЯ В РУДНЫХ ТЕЛАХ ВИШНЕВОГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Г. П. Дворник¹, И. Н. Сергиенко², Д. В. Шадрин³

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург ²Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург ³Вишневогорский ГОК, г. Вишневогорск

Вишневогорское месторождение ниобия расположено в северной части Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса, сформировавшегося в период палеозойской тектономагматической активизации широтных структур Уральского складчатого пояса [3, 9]. Его геотектоническая позиция определяется размещением в зоне сочленения Главного Уральского глубинного разлома и широтной Уфимско-Челябинской «теневой» блоковой структуры шириной с юга на север около 200 км, расположенной на стыке Среднего и Южного Урала напротив Уфимского выступа. Эта структура проявляется наличием метаморфических, магматических и метасоматических комплексов платформенного типа и представляет собой в разной мере переработанный реликт древней платформы, служившей барьером между Тагильским и Магнитогорским геосинклинальными трогами [12].

Ильмено-Вишневогорский щелочной комплекс протяженностью около 150 км и шириной до 4-6 км размещается в пределах Сысертско-Ильменогорского срединного массива и контролируется зоной субмеридионального глубинного разлома. Вмещающие породы представлены докембрийскими плагиогнейсами, амфиболитами, кварцитами селянкинской и вишневогорской свит. В составе щелочного комплекса выделяются два крупных интрузивных массива (Вишневогорский и Ильменогорский) нефелиновых, амфиболовых и биотитовых сиенитов позднеордовикского возраста, в промежутке между которыми развиты интрузивные и метасоматические породы Центральной щелочной полосы [12]. Жильная серия пород представлена нефелиновыми и щелочными сиенитнегматитами. Интрузивные массивы щелочных пород окружены контактовыми ореолами пироксеновых, биотитовых и биотит-амфиболовых фенитов, образовавшихся по вмещающим породам (гнейсам, амфиболитам).

Постмагматические метасоматические изменения нефелиновых и щелочных сиенитов Вишневогорского массива выражены в их альбитизации и карбонатизации. На более позднем этапе в результате проявления процессов микроклинизации и серицитизации в зонах поздних субширотных и диагональных тектонических разломов по нефелиновым щелочным сиенитам и сиенит-пегматитам образовались розовые

2020

«либенеритовые» сиениты [10, 12]. В этих зонах измененные микроклинизированные и серицитизированные сиениты распространены на несколько десятков метров по мощности и по простиранию и прослежены буровыми скважинами на глубину более 200 метров [4]. Химические составы интрузивных щелочных пород и метасоматитов Вишневогорского массива приведены в таблице 1.

Таблица 1 Химический состав (в мас.%) пород Вишневогорского массива

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	52,76	58,28	57,28	59,78	57,70	62,80
TiO ₂	0,55	0,61	0,53	1,06	0,31	0,35
Al_2O_3	23,12	20,66	20,18	18,30	22,04	20,45
Fe ₂ O ₃	2,05	2,30	2,87	1,90	0,97	0,58
FeO	1,83	2,26	1,98	3,16	0,91	2,24
MnO	0,10	0,19	0,25	0,16	0,17	0,09
MgO	0,59	0,56	0,70	1,15	0,67	0,41
CaO	0,86	1,44	2,58	1,72	0,95	0,79
Na ₂ O	6,07	4,14	5,05	4,85	5,85	4,13
K ₂ O	9,55	8,81	7,35	6,94	6,45	8,09
P_2O_5	0,09	0,02	0,09	0,53	0,14	0,16
п.п.п.	1,56	0,53	0,92	0,22	0,08	0,09
Сумма	99,13	99,80	99,78	99,77	96,24	100,18
Компоненты	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	58,92	29,10	18,16	65,30	58,36	57,95
TiO ₂	0,01	2,56	0,22	0,02	0,43	0,36
Al_2O_3	21,01	7,98	5,47	19,43	22,68	23,82
Fe ₂ O ₃	4,19	1,36	0,60	0,29	2,72	2,72
FeO	1,11	6,27	4,10	-	-	-
MnO	0,04	1,24	0,98	0,01	0,14	0,12
MgO	0,05	1,09	0,34	0,24	0,71	0,60
CaO	0,21	22,50	36,05	0,68	0,48	0,73
Na ₂ O	8,17	2,41	2,12	4,05	2,94	2,91
K ₂ O	4,60	3,66	1,45	9,27	9,37	8,82
P_2O_5	0,07	0,54	2,32	0,47	0,03	0,03
П.П.П.	0,50	20,34	26,45	0,10	2,10	1,80
Сумма	98,88	99,05	98,26	99,86	99,96	99,86

Примечание: 1-2 — нефелиновые сиениты; 3 — амфиболовый сиенит; 4 — биотитовый сиенит; 5 — нефелиновый сиенит-пегматит; 6 — щелочной сиенит-пегматит; 7- альбитизированный нефелиновый сиенит; 8-9 — биотитовые (8) и пироксеновые (9) кальцитовые карбонатиты Вишневогорского месторождения ниобия (зона 147); 10 — микроклинизированный сиенит-пегматит; 11-12 — микроклинизированные и серицитизированные сиениты. Ан. 1-9 приведены по [1, 5, 12], ан. 10-12 выполнены в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН.

Вишневогорское месторождение ниобия относится к карбонатитовому промышленному типу месторождений. В результате проведенных на месторождении геологоразведочных работ по структурно-геологическому положению и вещественному

2020

составу были выделены три основные типа промышленных рудных тел [5]: 1) наклонные тела кальцитовых карбонатитов в контактовых зонах дробления и расслоения нефелиновых сиенитов (зона 147); 2) пологие штокверковые карбонатитовые тела в надвиговых зонах в миаскитах (зоны 140, 116) (рис. 1); 3) жилы оруденелых нефелиновых и щелочных сиенит-пегматитов, альбитизированных и карбонатизированных (жилы 35, 124, 137, 145).

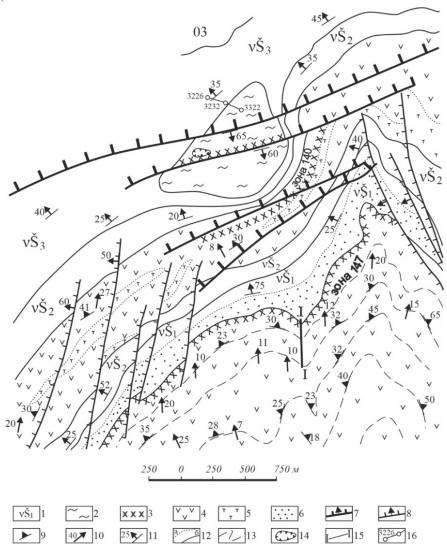


Рис. 1. Схема геологического строения северного замыкания Вишневогорского щелочного массива (по [12]). Условные обозначения: 1 — вишневогорская свита: переслаивание плагиогнейсов, кварцитов, амфиболитов, диопсид-скваполитовых пород, мраморов ($v\ddot{S}_1$ — нижняя; $v\ddot{S}_2$ — средняя; $v\ddot{S}_3$ — верхняя подсвиты); 2 — гипербазиты Булдымского массива; 3 — карбонатиты и ассоциирующие с ними породы; 4 — нефелиновые сиениты Вишневогорского массива; 5 — сиениты; 6 — фениты; 7 — послерудные разломы (стрелка и цифры показывают направление и угол плоскости сместителя); 8 — краевые сдвиги (штрихи направлены в сторону опущенного блока); 9 — элементы залегания полосчатости и сланцеватости; 10 — направление и угол погружения линейных ориентированных структур; 11 — элементы залегания слоистости метаморфитов; 12 — геологические границы: 12 — селогические границы: 12 — фациальные, 12 — интрузивные и стратиграфические; 13 — направление плоскостных ориентированных структур; 14 — карьер; 15 — линия геологического разреза; 16 — линия геологического разреза и разведочные скважины.

К северу от рудной зоны 140 в линзовидном теле метаморфизованных гипербазитов, залегающем в кровле Вишневогорского массива, на Булдымском месторождении ниобия выделено несколько рудных зон в доломит-кальцитовых и доломитовых карбонатитах [3, 7]. Вишневогорское месторождение ниобия по форме рудных тел, изменчивости распределения в них концентраций Nb₂O₅ относится ко второй группе сложности по классификации ГКЗ [6]. Оконтуривание и подсчет балансовых запасов пентоксида ниобия при разведке месторождения проводились на основе кондиций, дифференцированных для открытых и подземных работ [5]: 1) бортовое содержание Nb₂O₅ – 0,05-0,07%; 2) минимальное промышленное содержание Nb₂O₅ в блоке – 0,10-0,19%; 3) минимальная промышленная мощность – 1-2 м; 4) максимальная допустимая мощность прослоев пустых пород – 1-2 м.

Основным рудным минералом карбонатитовых зон и пегматитовых жил Вишневогорского месторождения является пирохлор. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, ильменитом, магнетитом, пирротином, пиритом. По результатам разведки месторождения был произведен подсчет запасов основного компонента (ниобия) и семи попутных компонентов – тантала, циркония, урана, тория, редких земель, гафния, полевых шпатов. Отношение Ta/Nb в рудах месторождения составляет от 1:26 до 1:245. Наибольший удельный вес в структуре промышленных запасов пентоксида ниобия Вишневогорского месторождения составляли первичные руды зоны 147 (55%) и зон 140, 116 (32,8%), в рыхлых окисленных рудах зон 147, 150 было сосредоточено 8% запасов, в пегматитовых жилах – 4,2% запасов Nb₂O₅ [5].

Пирохлорсодержащие руды зоны 140 и пегматитовых жил Вишневогорского месторождения разрабатывались открытым и подземным способами до глубины 500м, а мелковкрапленные руды зоны 147 не отрабатывались по технологическим причинам [8, 11]. В настоящий период на месторождении ОАО «Вишневогорский ГОК» проводит отработку карьером запасов нефелин-полевошпатового сырья.

Для исследования характера распределения мощности и содержаний пентоксида ниобия в рудных телах Вишневогорского месторождения использовались данные геологической документации скважин колонкового бурения и горных выработок, пройденных на стадии разведки месторождения [5]. Оценка изменчивости качества ниобиевого оруденения в подсчетных блоках и рудных телах месторождения включала выделение по содержанию Nb_2O_5 промышленных типов руд [6]: богатых (более 1%), рядовых (0,3-1%) и бедных (0,05-0,3%), определение значений коэффициентов богатства и рудоносности. Для изучения амплитудной изменчивости мощности тел и концентраций в них пентоксида ниобия использовалась вероятностно-статистическая модель, основной характеристикой которой является коэффициент вариации оценочного параметра. С целью выявления частотной изменчивости в распределении содержаний Nb_2O_5 в балансовых и забалансовых рудах проводилось сглаживание исходных данных опробования разведочных выработок с помощью пятичленного интерполяционного

2020

полинома по программе «Аппроксимация» и при преобладании закономерной составляющей изменчивости концентраций пентоксида ниобия в рудах над ее случайной составляющей или их равных соотношениях по геометро-статистической модели [2] определялись значения радиусов геометрической автокорреляции.

 Таблица 2

 Изменчивость мощности в рудных телах Вишневогорского месторождения

D.	Подсчетные блоки	.	M	ощность,	M	** 0/
Рудные тела	(далее – Блоки)	N	max	min	med	V, %
	Блоки I, II	30	20,5	1,0	6,15	66,39
	Блоки III, IV	31	20	3,0	9,94	49,90
	Блоки V, VI	28	19,5	2,3	7,52	56,57
	Блоки VII, VIII	26	21,8	2,3	6,55	70,42
	Блоки IX, X	38	11	1,0	4,5	59,07
	Блоки XI, XIa	46	15,2	0,9	6,77	55,06
2 ava 140 a av	Блок XII	24	7,2	0,95	3,58	48,28
Зона 140-осн	Блок XIII	29	9,15	0,9	3,05	81,00
	Блок XIV	22	8,9	0,6	3,39	67,20
	Блок XV	24	5,65	0,75	2,41	61,35
	Блок XVI	23	6,95	0,85	1,93	74,03
	Блоки XVII, XVIII	34	6,95	0,75	2,85	59,75
	Блоки XIX, XX	28	8	0,85	3,01	67,76
	Блоки XXI, XXII	33	7,85	0,85	2,16	72,32
	Блоки I, Ia	37	18,3	1,35	9,1	48,30
	Блоки II, III	36	19,6	2,7	8,94	39,96
	Блоки IV, V	31	18	2,5	8,38	53,63
Зона 140 – А	Блок VI	31	9,1	0,45	3,46	66,92
	Блоки VII, VIII	26	10,3	0,9	3,31	80,03
	Блоки XI, XII	22	5,8	0,7	1,85	90,32
	Блоки XIII, XIV	26	5	0,9	1,96	72,48
Жила 35-1	35-1	30	9,83	0,6	3,34	63,24
Жила 124	124	48	11,7	0,4	4,85	74,81
Жила 137-осн	137-осн	31	10,39	0,86	2,99	79,05
Жила 137-А	137 – A	23	5,44	0,35	3,41	60,36
Зона 147 (г.Каравай)	Блок I	62	45,24	1,81	13,46	82,79
147-осн (г.Долгая)	Блок I	65	34,40	1,91	12,60	60,81
147 – A (г.Каравай)	Блок I	37	30,00	1,20	9,84	71,43
147 – A (г.Долгая)	Блок III	22	17,70	2,73	8,38	50,38
147-осн (г.Долгая)	Блок V*	22	49,90	1,91	14,65	73,25
Зона 147 – Б			18,00	0,84	7,26	68,53
147 – A (г.Каравай)	Блок II*	27	20,71	0,89	5,46	92,10
	Блок I*	24	32,74	1,75	16,62	48,35
147 – А (г.Долгая)	Блок V*	21	20,21	1,75	7,77	70,39

Примечание: здесь и далее, N — количество определений мощности или проб, V — коэффициент вариации, Блоки без звездочки — балансовые, со звездочкой — забалансовые.

№ 17

Вестник Уральского отделения

Таблица 3

2020

Качественная характеристика руд в зонах и жилах Вишневогорского месторождения

				Тиг	іы руд, ((%)	Коэфф.	Коэфф.
	Кате-	Блоки	N	Бога-	Рядо-	Бед-	богат-	рудо-
Рудные тела	гория			тые	вые	ные	ства	носности
		Блок I	35	0	6	94	1,2	0,89
		Блок II	62	2	9	89	1,5	0,87
		Блок III	46	0	27	73	2	0,86
		Блок IV	74	3	32	65	2,8	0,91
		Блок IV Блок V	42	5	33	62	2,9	0,93
	В	Блок VI	48	0	9	91	1,5	0,9
		Блок VII	64	0	9	91	1,5	0,89
		Блок IX	20	0	8	22	1,1	0,61
		Блок Х	75	0	8	92	1,1	0,84
		Блок XI	126	0	3	97	1	0,79
—	Средн		592	1	14	85	1,6	0,85
Зона 140-осн	Брода	Блок XI-а	28	0	12	88	1,5	0,93
		Блок XII	36	0	13	87	1,3	0,8
		Блок XIII	39	0	12	88	1,5	0,88
		Блок XIV	154	0	10	90	1,3	0,87
	C_1	Блок XV	62	0	19	81	1,9	0,94
		Блок XVI	42	0	13	87	1,5	0,93
		Блок XVII	67	2	9	89	1,4	0,96
		Блок ХХ	66	0	12	88	1,4	0,89
		Блок XXII	42	3	0	97	1,3	0,9
	Средн	ee:	536	0,4	11,1	88,5	1,4	0,9
		Блок II	45	0	15	85	1,5	0,89
	В	Блок III	106	0	11	89	1,4	0,9
	Ь	Блок IV	20	0	13	87	1,6	0,81
		Блок V	90	5	12	83	2,1	0,93
	Средн	ee:	261	2	12	84	1,7	0,88
		Блок І	84	0	14	86	1,3	0,77
Зона 140 – А		Блок І-а	88	2	9	89	1,3	0,77
30na 140 – A		Блок VI	46	0	11	89	1,4	0,8
	C_1	Блок VIII	73	0	12	88	1,2	0,77
		Блок IX	38	0	6	94	1,4	0,85
		Блок XII	30	0	14	86	1,8	0,94
		Блок XIII	26	4	12	84	1,9	0,96
	Cp	еднее:	385	1	11	88	1,5	0,8
	В	Блок I	26	0	23	77	2,4	1,0
Жила 35–1	C_1	С ₁ Блок II		0	13	87	1,7	1,0
	Средн		89	0	16	84	1,8	1,0
	В	Блок I	136	0	8	92	1,4	0,87
Жила 124	C_1	Блок II	31	4	48	48	3,3	0,81
3111111W 120 1	C_2	Блок III	60	4	11	85	1,9	0,89
	Средн	ee:	227	2	14	84	1,8	0,86

Продолжение таблицы 3

2020

				Тиг	іы руд, ((%)	Коэфф.	Коэфф.
	Кате-	Блоки	N	Бога-	Рядо-	Бед-	богат-	рудо-
Рудные тела	гория			тые	вые	ные	ства	носности
	В	Блок I	28	33	41	26		0,96
Жила 137-осн	C_1	Блок II	43	18	38	44	7,2	0,96
жила 13/-осн	•		71	25	39	36		,
	Средно В	Блок I	32	16	65	19	4,8 5,8	0,91
	C_1	Блок II	24	0	62	38	4,2	1
Жила 137 – А	C_1	Блок III	20	5	26	69	2,5	0,95
	Средн		76	8	55	37	2,3 4	0,93
Жила 145 – А	Средно	Блок I	53	2	45	53	3,2	0,91
Жила 145 – Б	C_1	Блок I Блок I	79	0	14	86	1,6	0,91
/Кила 14 <i>3</i> – В	C_1	Блок I Блок I	816	0	1,1	98,9	1,0	0,8
147 (г.Каравай)	C_1	Блок II	35	0	0	100	1,0	1,0
147 (г.Караван)	Средн		851	0	1,1	98,9	1,05	0,98
147-А (г.Каравай)	C_1	Блок I	320	0	0,9	99,1	1,0	0,92
147-осн(г.Долгая)	C_1	Блок I	1156	0	1,9	98,1	1,1	0,92
	C_1	Блок III	226	0	0,4	99,6	1,0	0,96
147-А (г.Долгая)	C_1	Блок IV	138	0	0,7	99,3	1,1	0,94
	Средн	ee:	364	0	0,6	99,4	1,05	0,95
147 (г.Каравай)	C_2	Блок III*	140	0	0,7	99,3	1	0,96
147-А (г.Каравай)	C_1	Блок II*	118	0	1,7	98,3	0,9	0,92
, ,	C_2	Блок II*	65	0	1,5	98,5	0,9	0,89
147	C_1	Блок III*	55	0	0	100	0,9	0,91
147-осн	C_1	Блок IV*	183	0	1,6	98,4	1,2	0,91
(г.Долгая)	C_2	Блок V*	347	0	2,3	97,7	1,0	0,95
	Средн	ee:	650	0	1,8	98,2	1	0,92
	C_1	Блок І*	788	0	1,0	99,0	1,0	0,88
147 – A	C_1	Блок II*	532	0	3,6	96,4	1,1	0,88
(г.Долгая)	C_2	Блок V*	176	0	1,7	98,3	1,0	0,88
	Средн	ee:	1496	0	2,0	98,0	1,03	0,88
147-Б (г.Долгая)	C_1	Блок І*	212	0	3,8	96,2	1,1	0,87

В результате проведенных исследований распределения мощности в карбонатитовых рудных телах Вишневогорского месторождения установлено закономерное уменьшение их мощности с увеличением глубины залегания руд. Так, в пределах рудной зоны 140-основная в подсчетных блоках I-VIII, отрабатывавшихся открытым способом до глубины 100 м, средняя мощность руд составляла от 6,55 до 9,94 м, а в блоках IX-XXII, разрабатывавшихся на более глубоких горизонтах подземным способом, она варьировала от 1,93 до 6,77 м, при равномерном и неравномерном характере ее амплитудной изменчивости, выраженным значениями коэффициентов вариации (табл. 2). На месторождении наименьшей средней мощностью и неравномерной ее изменчивостью выделяются жилы оруденелых нефелиновых и сиенитовых пегматитов (35, 124, 137), а

2020

наибольшей средней мощностью – балансовые и забалансовые первичные и окисленные рыхлые руды зоны 147.

Среди руд Вишневогорского месторождения ниобия наилучшим качеством по соотношению промышленных типов руд, значениям коэффициентов богатства и рудоносности выделяются пегматитовые жилы, а наиболее низким качеством характеризуются балансовые и забалансовые руды с запасами категорий C_1 и C_2 карбонатитовой зоны 147 (табл. 3). В рудных телах зоны 140 более высоким качеством отличаются руды в подсчетных блоках с запасами категории В сравнении с рудами категории C_1 .

Tаблица 4 Амплитудная изменчивость содержаний Nb_2O_5 в рудах зоны 140 и пегматитовых жил Вишневогорского месторождения

	_		Nb ₂ O ₅ ,		Рудные	_		Nb ₂ O ₅ ,	
Тела	Блоки	N	%	V, %	тела	Блоки	N	%	V, %
	Блок I	35	0,12	107,5		Блок II	45	0,15	81,83
	Блок II	62	0,15	102,16		Блок III	106	0,14	75,57
	Блок III	46	0,20	90,07		Блок IV	20	0,16	80,44
	Блок IV	74	0,28	86,16	20220	Блок V	90	0,21	115,20
	Блок V	42	0,29	110,77	Зона 140 – А	Блок VI	46	0,14	97,66
	Блок VI	48	0,15	67,36	140 – A	Блок VIII	73	0,12	88,52
	Блок VII	64	0,15	101,67		Блок IX	38	0,14	101,48
2	Блок IX	20	0,11	80,24		Блок XII	30	0,18	98,48
Зона	Блок Х	75	0,11	102,87		Блок XIII	26	0,19	144,84
140	Блок XI	126	0,10	94,69	Жила	Блок I	26	0,24	62,25
осн.	Блок XI-а	28	0,15	106,83	35 - 1	Блок II	63	0,17	66,46
осн.	Блок XII	36	0,13	106,25	Marino	Блок I	136	0,14	66,76
	Блок XIII	39	0,15	86,14	Жила 124	Блок II	31	0,33	92,77
	Блок XIV	154	0,13	78,69	124	Блок III	69	0,19	121,47
	Блок XV	62	0,19	99,81	Жила	Блок I	28	0,72	82,26
	Блок XVI	42	0,15	84,23	137-осн.	Блок II	43	0,41	113,37
	Блок XVII	67	0,14	92,46	Жила	Блок І	32	0,58	59,35
	Блок ХХ	66	0,14	93,30	Жила 137 – А	Блок II	24	0,42	57,95
	Блок XXII	42	0,13	122,53	13/ – A	Блок III	20	0,25	131,16
Зона 140	Блок I	84	0,13	95,79	Жила 145 – А	Блок I	53	0,32	84,18
140 – A	Блок I-a	88	0,13	147,65	Жила 145 – Б	Блок I	79	0,16	100,90

Распределение содержаний пентоксида ниобия в балансовых рудах Вишневогорского месторождения по амплитудной изменчивости, выраженной значениями коэффициентов вариации, изменяется в пологих телах зоны 140 и пегматитовых жилах от неравномерного до весьма неравномерного, а в наклонных телах зоны 147 в более широких пределах — от весьма равномерного до крайне неравномерного

2020

(табл. 4, 5). А в более бедных забалансовых рудах зоны 147 распределение содержаний Nb_2O_5 варьирует от весьма равномерного до неравномерного.

Таблица 5 Изменчивость содержаний ${
m Nb_2O_5}$ в рудах зоны 147 Вишневогорского месторождения

Рудные тела	Блоки	Выработки	L, м	N	V, %	Изменчивость		D
						3	С	$R_{q,M}$
147 (г.Каравай)	Блок I	C – 434	41	41	54,37	0,29	0,48	-
		C – 455	21	20	107,44	0,39	0,34	1,91
		C – 437	28	28	50,00	0,46	0,29	1,87
		C – 390	52	50	47,78	0,17	0,62	-
		C – 394	22	22	56,79	0,37	0,42	-
		C – 506	40	20	43,53	0,42	0,29	3,64
		C – 574	63	31	35,16	0,19	0,56	-
		P – 3135	23	23	42,22	0,51	0,34	3,29
	Блок II	C – 93	9,95	20	17,69	0,32	0,37	-
		C – 442	31	30	29,41	0,31	0,46	-
		Среднее:						2,68
147 – A	г т	C – 394	22	22	23,46	0,28	0,47	-
(г.Каравай)	Блок I	C – 516	30	30	22,46	0,34	0,42	-
	Блок I	C – 329	31,2	31	100,96	0,25	0,54	-
		C – 347	24,5	24	45,63	0,22	0,65	-
		C – 313	26,11	27	31,25	0,4	0,4	2,9
		C – 312	30	28	65,00	0,19	0,62	-
		C – 315	27,5	27	46,39	0,54	0,24	2,12
		C – 314	33,33	35	37,84	0,30	0,44	-
		C – 282	20	28	59,57	0,31	0,39	-
		C – 317	31,3	34	52,05	0,64	0,18	1,84
147-осн (г.Долгая)		C – 353	26	27	55,04	0,32	0,40	
		C – 357	25	25	75,86	0,81	0,05	2,78
		C – 359	41	41	51,06	0,21	0,59	
		C – 319	22	23	65,49	0,7	0,16	2,44
		C – 274	22	22	42,34	0,55	0,24	2,44
		C – 365	20,2	20	40,57	0,7	0,14	4,04
		C – 362	21	21	183,02	0,25	0,57	-
		C – 374	23,1	23	28,39	0,003	0,01	-
		C – 321	19,4	22	25,77	0,36	0,46	-
		Среднее:						2,65

Примечание: R_q — радиус геометрической автокорреляции количество проб, N — количество проб, L — длина профиля, 3 — закономерная, C — случайная.

Для изучения частотной изменчивости в распределении концентраций пентоксида ниобия в рудах Вишневогорского месторождения использовались данные опробования разведочных скважин и горных выработок (канав, рассечек), пройденных по мощности рудных тел зоны 147 [5]. Для балансовых руд этой зоны свойственно преобладание в большинстве профилей разведочных выработок случайной составляющей изменчивости

2020

содержаний Nb_2O_5 в рудах на ее закономерной составляющей в отличии от забалансовых руд (табл. 5).

Продолжение таблицы 5

Рудные тела	Блоки	Выработки	L, м	N	V, %	Изменчивость		D v
						3	С	$R_{q,M}$
147-А (г.Долгая)	Блок III	C - 367	20	22	47,17	0,34	0,34	1,54
	Блок IV	C - 288	32,65	34	51,51	0,47	0,32	2,51
	Блок І*	P - 3008	33	21	43,75	0,25	0,38	-
		Квершлаг 1	44	22	57,33	0,37	0,45	-
		K – 868	25,35	29	35,63	0,15	0,65	-
		C - 327	22	22	50	0,39	0,36	2,44
		K – 1105	35,1	36	76,22	0,52	0,33	3,19
		K - 883	20,2	37	67,68	0,58	0,27	2,24
		C - 256	33,10	35	42,31	0,53	0,21	3,01
		K – 1106	25	25	37,89	0,37	0,37	2,8
147-А (г.Долгая)	Блок I*	C – 150	20	20	44,44	0,18	0,60	-
		C - 329	26	26	65,67	0,43	0,41	2,00
		Среднее:						2,61
	Блок II*	P – 3041	29,15	23	56,49	0,52	0,19	3,24
		C - 312	20,12	21	41,24	0,39	0,28	2,24
		K - 842	23	20	28,21	0,88	0,09	4,6
		Среднее:						3,36
147-осн (г.Долгая)	Блок III*	C - 301	33,2	31	48,15	0,41	0,38	3,02
	Блок IV*	K – 1121	21	21	57,66	0,33	0,45	-
		K – 1222	23,5	22	44,58	0,16	0,66	
		C – 794	21,6	21	64,6	0,63	0,17	3,09
		C – 358	56	57	62,74	0,69	0,18	2,43
		Среднее:						

Среди рудных тел зоны 147 с балансовыми запасами категорий C_1 и C_2 наибольшей частотной изменчивостью в распределении концентраций пентоксида ниобия в рудах, определявшейся по значениям радиусов геометрической автокорреляции, характеризуются первичные руды зоны 147-А (г. Долгая). А среди забалансовых руд этой зоны наименьшей частотной изменчивостью в распределении содержаний Nb_2O_5 выделяются первичные руды в сравнении с оконтуренными в блоке I окисленными рыхлыми рудами.

Литература

1. Дворник Г.П. Метасоматизм и золотое оруденение калиевых щелочных массивов (на примере Центрально-Алданской щелочной провинции). Екатеринбург: издво УГГУ, 2014. 329 с.

2020

- 2. $\ \ \, \mathcal{L}$ Борник $\ \ \Gamma$.П. Горнопромышленная геология. Учебное пособие. Екатеринбург: изд-во УГГУ, 2018. 234 с.
- 3. Золоев К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю. Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, ОАО УГСЭ, 2004. 336 с.
- 4. *Исаков М.Г.* О метасоматическом изменении миаскитов Вишневых гор // Труды Свердловского горного института. Свердловск, 1956. Вып. XXVI. С. 126-133.
- 5. *Климов Н.Г.*, *Роненсон Б.М*. Отчет по разведке Вишневогорского месторождения. Челябинск-Вишневогорск, 1963. Том 1. 378 с.
- 6. *Минеральное сырье*. Ниобий и тантал / В.С. Кудрин, Ю.С. Кушпаренко, Н.В. Петрова и др. Справочник. М.: ЗАО «Геоинформарк», 1998. 82 с.
- 7. *Недосекова И.Л.* Новые данные по карбонатитам Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторождений, 2007. Т. 49. № 2. С. 146-164.
- 8. *Попова В.И., Никандров С.Н*. Из истории открытия и разработки рудных богатств Вишневых гор на Урале // Минералогия, 2017. № 2. С. 66-74.
- 9. *Проблемы* петрологии и металлогении областей активизации на Урале / К.К. Золоев, В.Я. Левин, А.И. Лисицын и др. // Советская геология, 1986. № 10. С. 75-81.
- 10. Роненсон Б.М. Происхождение миаскитов и связь с ними редкометалльного оруденения. М.: Недра, 1966. 173 с.
- 11. *Шадрин Д.В.*, *Новиков Е.М.*, *Думчев А.М.* Отчет с подсчетом запасов Вишневогорского месторождения нефелин-полевошпатового сырья. Вишневогорск-Челябинск, 2018. Книга 1. 240 с.
- 12. *Щелочно-карбонатитовые* комплексы Урала / В.Я. Левин, Б.М. Роненсон, В.С. Самков и др. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.

2020

УДК 549.66+552.321(571.121)

АКЦЕССОРНАЯ И РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ОЛИВИНОВОМ МОНЦОГАББРО ИЗ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ЯМАЛА

Ю. В. Ерохин, К. С. Иванов, В. В. Хиллер, Н. Н. Фаррахова

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Введение

Исследования геологии Арктики приобрели в последнее время особенную важность, в том числе в связи с потенциальной нефтегазоносностью этой огромной и пока еще недостаточно изученной территории, а также вероятно предстоящим ее разделом между странами. Важнейшим критерием при этом являются, как известно, результаты исследования фундамента осадочных бассейнов Арктики. Полуостров Ямал – главная газовая провинция нашей страны, и одно из немногих мест, где фундамент пусть и с большим трудом, но доступен для непосредственного изучения. Важно и то, что притоки газоконденсата на месторождениях Ямала (Новопортовском и др.) получены, в том числе и из комплексов палеозойского складчатого фундамента региона. Фундаменты нефтегазоносных провинций остаются пока одними из немногих в той или иной мере перспективных, но недостаточно изученных объектов [1, 10, 14 и др.].

Новопортовская нефтегазоразведочная площадь находится в южной части полуострова Ямал, непосредственно в окрестностях известного Новопортовского нефтегазового месторождения (близ села Новый Порт), открытого еще в 1964 году и запущенного в опытно-промышленную эксплуатацию в 2009 году. Считается, что это самое крупное месторождение в пределах Ямало-Ненецкого автономного округа, извлекаемые запасы оцениваются в 250 млн тонн нефти и более 320 млрд кубометров газа. Расположение изучавшейся нами скважины № 215 и ряда других структурных скважин полуострова Ямал, которые добурились до фундамента, приведено на рис. 1.

Геологическое положение объекта исследований

Сводное геологическое строение доюрского фундамента Новопортовской площади приведено по [13]. В разрезе палеозойских отложений выделено три типа комплекса пород: зеленосланцевый, метапесчаниковый и карбонатный. Зеленосланцевый комплекс пород развит на западе Новопортовской площади и сложен разнообразными сланцами (кварц-серицит-хлоритовыми, карбонат-хлоритовыми и др.). Метапесчаниковый комплекс развит в центральной части Новопортовской площади и представлен метаморфизованными песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов и

2020

известняков. Возраст обоих комплексов условно принят как ордовикско-силурийский, их взаимоотношения между собой не выявлены. Карбонатный комплекс проявлен повсеместно, но максимально развит в восточной части Новопортовской площади, он представлен органогенными рифогенными известняками и доломитолитами. Здесь же среди карбонатного комплекса отмечаются базитовые интрузии мощностью от 50 до 300 метров, сложенные авгитовыми габбро с повышенным содержанием рудного компонента. Время внедрения базитовых интрузий предполагается как ранний-средний карбон [13].

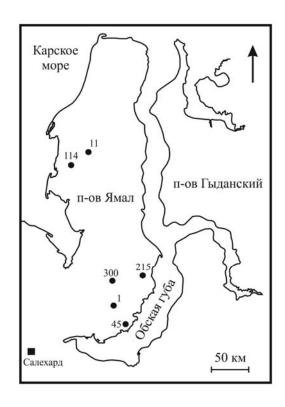


Рис. 1. Схема расположения скважин, вскрывших доюрский фундамент, на полуострове Ямал; номера скважин: 215 — Новопортовская, 300 — Западно-Яротинская, 1 — Верхнереченская, 11 — Восточно-Бованенковская, 45 — Сюнай-Салинская, 114 — Бованенковская.

По другим данным [2] район представляет собой систему куполов, сложенных в ядре древними метаморфитами и окруженных известково-глинистыми сланцами, содержащими конодонты раннего ордовика. Вокруг «ядер» простираются рифогенные водорослевые известняки силура и девона, мощность которых считается до 3-4 км. Местами эти известняки включают в себя базальтоиды островодужного типа (по составу от ультраосновного до основного, но всегда малоглиноземистые). Так, в скважине № 215 вскрыто мощное интрузивное тело — рудное габбро, которое по петрохимическим характеристикам сходно с габбро, пройденное Восточно-Салехардской скважиной 4 и имеющее возраст 348 ± 3 млн лет [3]. Интересно, что в другой работе [11] в районе скважины № 215 упоминаются магматические породы пермь-триасового возраста.

Материалы и метод исследования

Каменный материал, а именно керн габброидов, для изучения был отобран нами на кернохранилище в г. Лабытнанги (ЯНАО) с любезного разрешения руководства ГУ "Недра Ямала".

2020

Анализ химического состава габбро выполнен в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, Россия). Петрогенные компоненты определены на рентгенофлуоресцентном волновом спектрометре XRF-1800 фирмы Shimadzu, который оснащен мощной (4 кВт) рентгеновской трубкой (Rh-анод), кристаллами-анализаторами ТАР, РЕТ, Ge, LiF (200), а также стабилизатором вакуума, проточно-пропорциональным и сцинтилляционным счетчиками (аналитик Н.П. Горбунова). Потери при прокаливании и окисное железо определялись методом мокрой химии (аналитик Г.С. Неупокоева).

Определение химического состава минералов выполнено с полированных шлифов породы в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург) на электронно-зондовом микроанализаторе САМЕСА SX 100 с пятью волновыми спектрометрами (аналитик В.В. Хиллер) и с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-6390LV фирмы Jeol с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments (аналитик Н.Н. Фаррахова). Для калибровки анализов использовались стандартные образцы эталонных минералов – торианит, фторфлогопит, диопсид, ксенотим, синтетические фосфаты РЗЭ.

Полученные результаты и их обсуждение

Нами изучался полный разрез габброидов по скважине № 215 в интервале глубин от 3005 до 3201 м. Причем согласно производственной ведомости, керн является габброамфиболитом (с 3005 по 3046 м) с глубиной переходящим в амфиболит (в интервале 3153-3201 м). Наше исследование показало, что весь разрез по скважине сложен мелкосреднезернистым оливиновым рудным габбро (см. рис. 2). Химический состав пород в изученном интервале глубин 3005-3201 м достаточно устойчивый и по петрохимическим данным (SiO₂ 47-50,5 вес.%; TiO₂ 1,5-2,6 вес.%; Na₂O+K₂O 4,4-5,8 вес.%; п.п.п. 0,5-1,5 вес.%) относится к умеренно-щелочным габбро или монцогаббро.

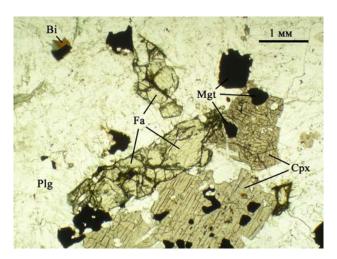


Рис. 2. Фаялит (Fa), авгит (Cpx), плагиоклаз (Plg), магнетит (Mgt) и биотит (Bi) в монцогаббро. Фото полированного шлифа, без анализатора.

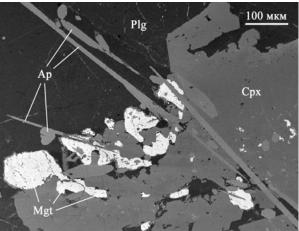


Рис. 3. Кристаллы фторапатита (Ар) в агрегате магнетита (Mgt), авгита (Срх) и плагиоклаза (Plg). BSE-фото, CAMECA SX 100.

№ 17 Вестник Уральского отделения

[4, 5].

Порода плагиоклаз-клинопироксеновым агрегатом с вкраплениями сложена железистого биотита, апатита и рудных минералов (ильменита оливина, титаномагнетита). Плагиоклаз представлен андезином, причем на глубине 3005 м в монцогаббро отмечается более кислые разности минерала с содержанием анортитовой молекулы 34-37%, а на глубине 3198 м встречается тот же андезин, но уже более основной, с 45-46% минала анортита. У индивидов плагиоклаза часто отмечаются каймы анортоклаза. Клинопироксен является авгитом и по скважине в нем так же наблюдается смена химизма. Так, с глубиной по разрезу скважины в клинопироксене падает железистость и нарастает магнезиальность с глиноземистостью, т.е. химизм авгита изменяется с En₃₁Wo₄₅Fs₂₄ до En₃₅Wo₄₅Fs₂₀. Оливин является свежим, без каких-либо вторичных изменений, по химическому составу отвечает фаялиту. С глубиной оливин становится всё более магнезиальным, на отметке 3005 м он соответствует феррогортонолиту, а уже на глубине 3198 м – гортонолиту. Вторичные изменения развиты крайне слабо и обычно приурочены к гидротермальным прожилкам различного состава (карбонатные, цоизитовые и др.). Никакой амфиболитизации в монцогаббро не отмечается

В настоящей работе приводятся результаты изучения акцессорной и рудной минерализации субщелочных оливиновых габбро, выбуренных в доюрском фундаменте Новопортовской нефтегазоразведочной площади (юго-восточная часть полуострова Ямал). Ниже дано описание каждого минерала в отдельности.

Титаномагнетит представлен в породе зернами квадратного и прямоугольного сечения (октаэдрические индивиды), размером до 3-4 мм (рис. 2-3). Часто содержит пластинки ильменита и с периферии обрастает каймой биотита. По данным микрозондового анализа содержит до 25-28 мас.% TiO₂ (табл. 1, ан. 1-3, 6-8) и относится к ульвошпинели. К примеру, кристаллохимический пересчет одного из анализов (табл. 1, ан. 2) показывает следующий минальный состав шпинелида: ульвошпинель (78%), магнетит (14%), якобсит (4%), герцинит (2,5%) и кулсонит (1,5%). Интересно, что титаномагнетит так же, как и силикаты, с глубиной по скважине меняется по химическому составу, становится более магнезиальным и глиноземистым, но менее марганцовистым.

Ильменим образует тонкие пластинки, как в матрице титаномагнетита, так и в срастании с ним, часто встречается отдельно в матрице породы. Размер пластинок не более 2-3 мм в длину. По химическому составу (табл. 1, ан. 4-5, 9-10) ильменит чистый и характеризуется небольшими примесями магния, марганца и ванадия. С глубиной так же, как и титаномагнетит, становится более магнезиальным, количество минала гейкилита возрастает с 2% до 6%. В целом, учитывая обилие рудных минералов (до 10 об.%), а также присутствие фаялита, можно уверенно утверждать, что порода относится к феррогаббро.

Фторапатит слагает обильные игольчатые включения во всех породообразующих минералах (рис. 3-5), размер его кристаллов достигает 3-4 мм по удлинению. Никаких включений в индивидах апатита не наблюдается. По данным микрозондового анализа

2020

минерал отличается слабо вариабельным содержанием фтора от 2,7 до 3,5 мас.% (см. табл. 2), а количество хлора не превышает 0,07 мас.%, что позволяет определять фосфат как гидроксилсодержащий фторапатит.

Tаблица 1 Химический состав титаномагнетита и ильменита (в мас.%) из монцогаббро

№	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Cr ₂ O ₃	V_2O_3	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Сумма	
		<u> </u>			3005 1						
1	0,06	28,19	1,60	0,17	1,37	10,59	55,76	1,43	0,04	99,21	
2	0,03	27,68	0,98	0,09	1,49	12,57	55,39	1,34	-	99,57	
3	0,05	26,02	1,08	0,04	1,26	15,67	53,88	1,27	-	99,27	
4	-	52,75	0,10	0,03	0,12	-	44,69	0,89	0,34	98,92	
5	0,02	52,18	0,09	-	0,14	0,52	46,06	0,61	0,47	100,09	
3198 м											
6	0,07	25,48	1,75	0,26	1,56	16,37	52,99	1,03	0,68	100,19	
7	0,02	26,36	1,59	0,21	1,41	14,51	53,75	1,08	0,47	99,40	
8	0,07	26,00	1,69	0,12	1,63	15,30	53,70	0,93	0,55	99,98	
9	0,03	52,08	0,13	0,04	0,08	1,46	45,22	0,68	1,22	100,94	
10	-	52,04	0,13	0,01	0,15	1,05	44,67	0,61	1,47	100,13	
				Форм	ульные	единиць	I				
1	-	0,80	0,07	0,01	0,03	0,30	1,75	0,04	-	3,00	
2	-	0,78	0,05	-	0,03	0,36	1,74	0,04	-	3,00	
3	-	0,74	0,05	-	0,03	0,44	1,70	0,04	-	3,00	
4	-	1,01	-	-	ı	-	0,96	0,02	0,01	2,00	
5	-	0,99	-	-	ı	0,01	0,97	0,01	0,02	2,00	
6	-	0,71	0,08	0,01	0,03	0,46	1,64	0,03	0,04	3,00	
7	-	0,74	0,07	0,01	0,03	0,41	1,68	0,03	0,03	3,00	
8	-	0,73	0,07	-	0,04	0,43	1,67	0,03	0,03	3,00	
9	-	0,97	1	-	-	0,03	0,94	0,01	0,05	2,00	
10	1	0,98	-	-	-	0,02	0,93	0,01	0,06	2,00	

Примечание: Здесь и далее, анализы выполнены на микроанализаторе CAMECA SX 100 в ИГГ УрО РАН; прочерк означает, что элемент не обнаружен.

По результатам кристаллохимического пересчета количество минала гидроксилапатита в фосфате варьирует от 5 до 26%, а содержание минала хлорапатита не превышает 1%. Кроме того, в фторапатите отмечаются небольшие примеси железа (FeO до 0,4 мас.%), кремнезема (SiO₂ до 0,3 мас.%), марганца (MnO до 0,2 мас.%) и магния (MgO до 0,1 мас.%).

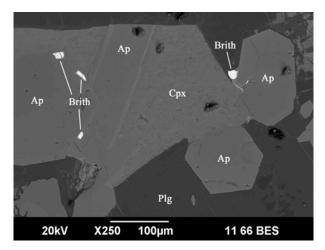
Бритолит образует короткопризматические индивиды на контакте с кристаллами фторапатита. Судя по взаимоотношениям минералов, бритолит формировался сразу после апатита. Некоторые зерна бритолита характеризуются кристаллографической огранкой и сложены простой комбинацией гексагональной призмы и дипирамиды (рис. 4-6). Размер зерен достигает 30-40 мкм по удлинению. По данным микрозондового анализа они отличаются сложным составом с высоким содержанием редких земель, кальция, фосфора,

2020

кремнезема и фтора (см. табл. 3). Кристаллохимический пересчет полученных составов позволяет относить их к фторкальциобритолиту и фторбритолиту-(Се) [7]. Из примесей в бритолитах можно отметить присутствие иттрия, железа и тория.

Таблица 2 **Химический состав (в мас.%) фторапатита из монцогаббро**

$N_{\underline{0}}$	P_2O_5	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	F	Cl	-O≡F ₂	-O≡Cl ₂	Сумма
1	42,37	0,14	0,35	0,11	0,08	54,52	0,02	3,52	0,07	-1,48	-0,02	99,68
2	42,31	0,20	0,27	0,15	0,04	55,45	-	3,00	0,05	-1,26	-0,01	100,20
3	42,27	0,25	0,23	0,10	0,06	55,35	0,04	2,82	0,06	-1,19	-0,01	99,98
4	42,14	0,20	0,44	0,12	0,07	54,59	0,02	2,77	0,07	-1,17	-0,02	99,24
5	42,55	0,28	0,24	0,13	0,04	54,85	-	2,74	0,06	-1,15	-0,01	99,73
	-	Криста.	плохим	ически	е форм	улы в р	асчете	на 13 а	томов	кислоро	ода	
1		((Ca _{4.92} F	$e_{0.02}Mn$	0.01)4.95	$(P_{3.02}Si$	0.01)3.03	$O_{12}](F_{0.9})$	4OH _{0.05}	$Cl_{0.01})_{1.}$	00	
2			$(Ca_{5.00}F$	$e_{0.02}Mn$	0.01)5.03	$(P_{3.01}Si$	0.02)3.03($O_{12}](F_{0.8})$	₀ OH _{0.19}	$Cl_{0.01})_{1.}$	00	
3												
4												
5			(Ca _{4.96} F	$e_{0.02}Mn$	0.01)4.99	(P _{3.04} Si	$(0.02)_{3.06}$	$O_{12}](F_{0.7})$	3OH _{0.26}	$Cl_{0.01})_{1.}$	00	



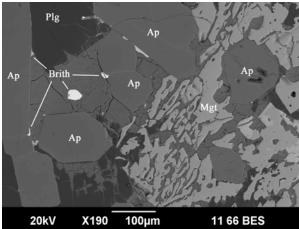


Рис. 4. Зерна бритолита (Brith) на периферии кристаллов фторапатита (Ap) в агрегате авгита (Cpx) и плагиоклаза (Plg). BSE-фото, CAMECA SX 100.

Рис. 5. Зерна бритолита (Brith) на периферии кристаллов фторапатита (Ap) в агрегате магнетита (Mgt) и плагиоклаза (Plg). BSE-фото, CAMECA SX 100.

В целом, бритолиты являются типоморфными акцессорными минералами щелочных или кислых магматических пород [8, 15, 16] и в габброидах они обычно не отмечаются. Недавно бритолит-(Се) был установлен в щелочных габброидах плато Декан (штат Телингана, Индия) в ассоциации с алланитом-(Се) и синхизитом-(Се) [18]. Авторы этой находки связали данную редкоземельную минерализацию с постмагматическим гидротермальным изменением акцессорного апатита и вторичного эпидота при участии обогащенной РЗЭ метеорно-гидротермальных растворов. В нашем случае очевидно, что монцогаббро не несет признаков вторичного изменения и бритолиты относятся к первичной минеральной (магматической) ассоциации. Кроме того, можно уверенно

2020

говорить, что наша находка фтористых бритолитов (фторбритолита-(Ce) и фторкальциобритолита) является первой для габброидов, т.к. на плато Декан в щелочных габброидах был обнаружен бритолит-(Ce), не содержащий фтора.

Таблица 3 Химический состав (в мас.%) фторкальциобритолита и фторбритолита-(Ce)

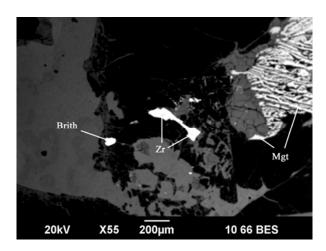
NC-	1	2	3	4	5	6					
№		фторкальці	иобритолит		фторбрит	голит-(Се)					
P_2O_5	6,95	11,32	7,39	6,90	3,95	4,93					
SiO ₂	19,11	16,53	18,64	19,41	20,74	20,55					
ThO_2	0,98	1,06	1,33	0,86	1,27	1,23					
CaO	20,14	22,81	19,82	19,79	16,24	17,10					
FeO	1,43	1,98	1,78	1,73	1,44	2,01					
Y_2O_3	7,41	5,76	8,04	7,82	9,94	9,80					
Ce_2O_3	18,49	17,51	18,40	18,50	19,86	19,24					
La ₂ O ₃	8,33	8,03	8,74	8,97	10,85	11,16					
Pr ₂ O ₃	2,34	2,62	2,07	2,85	2,93	3,18					
Nd_2O_3	7,27	6,80	6,94	7,37	7,24	7,21					
Sm_2O_3	1,32	1,29	1,48	1,52	1,38	1,14					
Gd_2O_3	0,67	0,73	0,54	0,67	0,61	0,55					
Dy ₂ O ₃	1,23	1,05	0,91	1,01	1,08	1,19					
F	2,28	2,08	2,37	2,39	2,25	2,41					
Сумма	97,95	99,57	98,45	99,79	99,78	100,70					
-O≡F ₂	-0,96	-0,88	-1,00	-1,01	-0,95	-1,01					
Сумма	96,99	98,69	97,45	98,78	98,83	99,69					
	Кристаллохи	имические фо	ормулы, расс	читанные на	а 13 атомов С)+F					
1	$(Ca_{2.62}$	Ce _{0.82} Y _{0.47} La ₀	0.37Nd 0.31 Fe 0.11	$_{5}Pr_{0.10}Sm_{0.06}D$	$y_{0.05}Gd_{0.03}Th$	$_{0.03})_{\Sigma 5.01}$					
1	$[(Si_{2.32}P_{0.71})_{\Sigma 3.03}O_{12}](F_{0.87}OH_{0.13})_{\Sigma 1.00}$										
2	$(Ca_{2.83}$	$Ce_{0.74}Y_{0.35}La_{0.35}$	0.35Nd 0.28 Fe 0.19	$_{9}\text{Pr}_{0.11}\text{Sm}_{0.05}\Gamma$	$0y_{0.04}Gd_{0.03}Th$	$0.03)_{\Sigma 5.00}$					
2	$[(Si_{1.92}P_{1.11})_{\Sigma 3.03}O_{12}](F_{0.76}OH_{0.24})_{\Sigma 1.00}$										
3	$(Ca_{2.57}$	$Ce_{0.81}Y_{0.51}La_{0.51}$	0.39Nd 0.30 Fe 0.11	$_{8}\text{Pr}_{0.09}\text{Sm}_{0.06}\Gamma$	$Oy_{0.04}Th_{0.04}Gd$	$0.02)_{\Sigma 5.01}$					
J		[(Si ₂	2.25 P _{0.76}) $\Sigma 3.01$ O	$_{12}](F_{0.91}OH_{0.0}$	9) Σ1.00						
4	$(Ca_{2.54}$	$Ce_{0.81}Y_{0.49}La_{0.49}$	$0.40 \text{Nd}_{0.32} \text{Fe}_{0.1}$	$_{7}Pr_{0.12}Sm_{0.06}D$	$0y_{0.04}Gd_{0.03}Th$	$0.02)_{\Sigma 5.00}$					
7		[(Si ₂	$_{2.32}P_{0.70})_{\Sigma3.02}O$	$_{12}](F_{0.90}OH_{0.1}$	$0)_{\Sigma 1.00}$						
5	$(Ca_{2.17}$	$Ce_{0.91}Y_{0.65}\overline{La_0}$	$_{0.50}$ Nd $_{0.32}$ F $\overline{e_{0.11}}$	$_{5}\text{Pr}_{0.13}\text{Sm}_{0.06}\overline{\text{L}}$	$0y_{0.04}Th_{0.04}Gd$	$_{0.03})_{\Sigma 5.00}$					
3	,		$_{2.58}P_{0.42})_{\Sigma3.00}O$		-						
((Ca _{2.23}				$y_{0.05}Th_{0.03}Gd$	0.02) Σ4.98					
6	\ <u>.</u>		$_{2.50}P_{0.51})_{\Sigma 3.01}O$		=						

Циркон образует крайне редкие ксеноморфные индивиды, размером до 300 мкм, в матрице породы (см. рис. 6). Минерал тяготеет к скоплениям бритолита и титаномагнетита. По химическому составу вполне удовлетворительно пересчитывается на циркон, из примесей отмечается только гафний (HfO₂ до 1,9 мас.%).

Бадделеит встречается гораздо чаще циркона и образует ксеноморфные индивиды, размером до 50 мкм, на границе зерен плагиоклаза с клинопироксеном или авгита с

2020

ильменитом (см. рис. 7-8). Не тяготеет к какому-либо минералу, даже к циркону. По химическому составу вполне соответствует бадделеиту, из примесей в нем отмечаются гафний (HfO_2 до 2,2 мас.%), железо (FeO до 1,3 мас.%) и титан (TiO_2 до 0,9 мас.%).



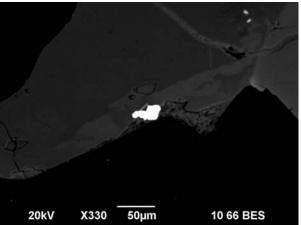


Рис. 6. Зерно циркона (Zr) в ассоциации с бритолитом (Brith) и титаномагнетитом (Mgt). BSE-фото, CЭM JSM-6390LV.

Рис. 7. Ксеноморфное зерно бадделеита (белый) в матрице породы. BSE-фото, CЭM JSM-6390LV.

Сульфиды в габбро представлены несколькими минералами – пирротином, кубанитом, халькопиритом и галенитом.

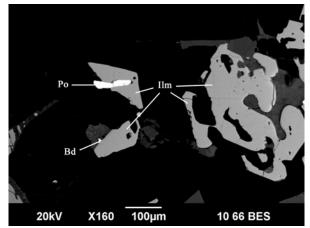
Пирротии является главным сульфидным минералом породы (слагает до 90% от всего объема сульфидов) и образует мелкие ксеноморфные индивиды, размером до 20-30 мкм, рассеянные по всей матрице породы (см. рис. 8-9). Обычно тяготеет к рудным минералам – ульвошпинели и ильмениту. По данным микрозондового анализа (см. табл. 4, ан. 1-3) сульфид вполне уверенно определяется как клинопирротин, т.к. в нем наблюдается повышенное содержание серы с явным дефицитом железа. Подобные пирротины характерны для магматических образований, в частности, встречаются в Норильских рудоносных базитах [9]. В сульфиде изредка отмечается небольшая примесь кобальта (до 0,7 мас.%).

Кубанит образует мелкие изометричные зерна (до 10-20 мкм) в ассоциации с халькопиритом в матрице породы. Причем тяготеет к участкам серпентинизированного оливина. По данным микрозондового анализа (см. табл. 4, ан. 4-6) сульфид вполне уверенно определяется как соединение с кристаллохимической формулой — $CuFe_2S_3$, т.е. является либо кубанитом (ромбический), либо изокубанитом (кубический). Состав сульфида близок к стехиометричному, что позволяет относить его именно к низкотемпературному кубаниту [17]. Из примесей отмечается только цинк (до 1,9 мас.%).

Халькопирит. Встречается в ассоциации с кубанитом и слагает мелкие округлые зерна, размером до 30 мкм, обычно в серпентинизированных каймах фаялита. Зерна халькопирита имеют устойчивый химический состав (см. табл. 4, ан. 7-8), без каких-либо

2020

примесей. Кстати, образование кубанита в ассоциации с халькопиритом происходит при температуре 200-210°С [12], что хорошо соотносится с серпентинизацией оливина.



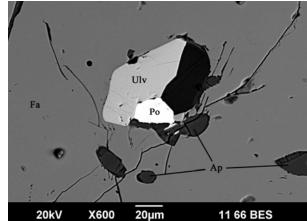


Рис. 8. Пирротин (Ро) и бадделеит (Bd) с ильменитом (Ilm) в матрице породы. BSE-фото, CЭМ JSM-6390LV.

Рис. 9. Ульвошпинель (Ulv), фторапатит (Ap) и пирротин (Po) в зерне фаялита. BSE-фото, CЭM JSM-6390LV.

Таблица 4 Составы пирротина, кубанита, халькопирита и галенита из габброида (в мас.%)

No	Fe	Co	Cu	Zn	Pb	S	Сумма					
			пир	ротин								
1	60,47	-	-	-	-	39,53	100					
2	60,66	-	-	-	-	39,34	100					
3	60,14	0,74	-	-	-	39,12	100					
	дигенит											
4	41,34	-	23,33	-	-	35,33	100					
5	41,27	-	22,56	0,97	-	35,20	100					
6	41,36	-	21,69	1,93	-	35,02	100					
			хальк	сопирит								
7	30,62	-	34,64	-	-	34,74	100					
8	30,70	-	34,41	-	-	34,89	100					
	галенит											
9	-	-	-	-	85,86	14,14	100					
10	1,31	-	-	4,18	81,25	13,26	100					

Примечание: анализы сделаны на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390LV.

Галенит. Образует мелкие включения (до 5 мкм) по всей матрице породы, не тяготея к какому-либо сульфиду. В ВЅЕ-изображении легко узнаваем по более яркой окраске в сравнении с другими сульфидами. По химическому составу (см. табл. 4, ан. 9-10) вполне надежно определяется как галенит. В редких случаях зерна галенита обогащены железом (до 1,3 мас.%) и цинком (до 4,2 мас.%).

Интересно, что описанная нами сульфидная ассоциация достаточно сильно отличается от сульфидной минерализации из габбро Сюнай-Салинской скважины № 45,

№ 17

2020

которая расположена немного южнее (см. рис. 1). Габброиды Сюнай-Салинской площади претерпели метаморфизм в условиях низов зеленосланцевой фации и сульфидная минерализация в них представлена обильным пиритом, более редким халькопиритом, а также совсем редко встречающимися пирротином, пентландитом, кубанитом, саманиитом и галенитом [6]. Сульфидная вкрапленность в сюнай-салинских габброидах по данным разных минералов-индикаторов формировалась при температуре около 200°C. При этом сульфиды Новопортовского монцогаббро, по всей видимости, кристаллизовались при разных температурах. Так, клинопирротин формировался близко или одновременно с титаномагнетитом, т.е. в магматических условиях, а кубанит и халькопирит (и вероятно галенит) образовались при температуре 200-210°C в постмагматическую стадию.

Заключение

В результате проведенного исследования в монцогаббро (субщелочном габбро) из доюрского фундамента Новопортовской нефтегазоразведочной площади (юго-восточная часть полуострова Ямал) нами изучена разнообразная акцессорная, рудная и сульфидная минерализация. К первичной минеральной (магматической) ассоциации относятся циркон, фторапатит, фторкальциобритолит, фторбритолит-(Се), ульвошпинель, ильменит и пирротин. К постмагматической ассоциации, по всей видимости, относятся кубанит, халькопирит и галенит.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (проект № 18-05-70016).

Литература

- Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л., Зао Н., Попов О.К., Поспелов В.В., Шан Н.Т., Шнип О.А. Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: Нефть и газ, 1997. 288 с.
- Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Лукомская К.Г. Складчатый фундамент полуострова Ямал // Горные ведомости, 2010. № 8 (75). С. 6-35.
- Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П., Салтыкова А.К., Ларионов А.Н. Первые определения абсолютного возраста палеозойских пород фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Горные ведомости, 2004. № 6. С. 46-50.
- Ерохин Ю.В., Иванов К.С. Фаялит из габбро доюрского фундамента Новопортовской площади (Южный Ямал, Арктика) // Ежегодник-2014. Труды ИГГ УрО РАН, 2015. Вып. 162. С. 159-162.
- Ерохин Ю.В., Иванов К.С. Минералогия фаялитового габбро из доюрского фундамента Новопортовской площади (Южный Ямал, Арктика) // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. № 13. С. 43-51.
- Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Бочкарев В.С., Пономарев В.С., Захаров А.В. Габброиды доюрского основания Арктики и их сульфидная минерализация (Сюнай-Салинская площадь, полуостров Ямал) // Минералогия, 2019. Т. 5. № 3. С. 38-46.

2020

- Ерохин Ю.В., Коротеев В.А., Иванов К.С., Хиллер В.В., Фаррахова Н.Н. Первая 7. минералов ряда фторкальциобритолит-фторбритолит-(Се) в габброидах // Доклады РАН. Науки о Земле, 2020. Т. 491. № 1. С. 42-46.
- Зозуля Д.Р., Лялина Л.М., Савченко Е.Э. Бритолитовые руды Zr-Y-REE 8. месторождения Сахарйок (Кольский полуостров): геохимия, минералогия и стадийность образования // Геохимия, 2015. № 10. С. 913-924.
- Золотухин В.В. Базитовые пегматоиды норильских рудоносных интрузивов и проблема генезиса платиноидно-медно-никелевого оруденения норильского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 88 с.
- 10. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С., Федоров Ю.Н., Кормильцев В.В., Клец А.Г., Сажнова И.А. Гранитоидные комплексы фундамента Западной Сибири // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Тюмень: ФГУП «ЗапСибНИИГГ», 2007. С. 49-56.
- 11. Киченко В.Е., Истратов И.В., Карнаухов С.М. Современные данные о нефтегазоносности палеозойских отложений севера ЯНАО // Научно-технический сборник «Вести газовой науки», 2011. № 3 (8). С. 44-58.
- 12. Костов И., Минчева-Стефанова Й. Сульфидные минералы. Кристаллохимия, парагенезис, систематика. М.: Изд-во "Мир", 1984. 281 с.
- 13. Скоробогатов В.А., Строганов Л.В., Копеев В.Д. Геологическое строение и газонефтеносность Ямала. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2003. 352 с.
- Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Садыков М.Р., Печеркин М.Ф., Криночкин В.Г., Захаров С.Г., Краснобаев А.А., Ерохин Ю.В. Строение и перспективы нефтегазоносности доюрского комплекса территории ХМАО: новые подходы и методы // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск, 2004. Т. 1. С. 79-90.
- 15. Della Ventura G., Williams C.T., Cabella R., Oberti R., Caprilli E., Bellatreccia F. Britholite-hellandite intergrowths and associated REE minerals from the alkali-syenitic ejecta of the Vico volcanic complex (Latium, Italy): petrological implications bearing on REE mobility in volcanic systems // European Journal of Mineralogy, 1999. Vol. 11. P. 843-855.
- 16. Macdonald R., Bagiński B., Dzierżanowski P., Jokubauskas P. Apatite-supergroup minerals in UK Palaeogene granites: composition and relationship to host-rock composition // European Journal of Mineralogy, 2013. Vol. 25. P. 461-471.
- 17. Nenasheva S.N., Kravchenko T.A. Composition features of isocubanite and polymorphous modifications of CuFe₂S₃ compound // Geology of Ore Deposits, 2015. Vol. 57. P. 626-633.
- 18. Randive K.R., Vijaya Kumar J., Korakoppa M., Sahu M.K. Occurrence of REE mineralization in the layered gabbros of Phenai Mata igneous complex, Gujarat, India // Current Science, 2017. Vol. 112. № 2. P. 231-235.

2020

УДК 549.612(470.5)

О ПОЛИХРОМНЫХ ТУРМАЛИНАХ С «ЧЕРНИЛЬНЫМИ ШАПОЧКАМИ» ИЗ ЛИПОВСКОГО ЖИЛЬНОГО ПОЛЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

А. В. Захаров, В. В. Хиллер

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Гранитные пегматиты Липовского жильного поля находятся на восточном склоне Среднего Урала (в 70 км северо-восточнее г. Екатеринбурга и в 5 км западнее села Липовское). С ними связано всемирно известное и уже отработанное месторождение розовых турмалинов (рубеллитов). Пегматиты приурочены к пологой синклинальной структуре, зажатой между тремя крупными гранитными массивами — Мурзинским (с северо-запада), Адуйским (с юго-запада) и Соколовским (с востока). Сама синклиналь сложена метаморфическими породами протерозойского возраста, в составе которой преобладают различные гнейсы, сланцы и амфиболиты [4, 8 и др.]. Здесь же отмечаются отдельные тела серпентинитов и мраморов, которые обычно тектонически перемежаются друг с другом в зоне меланжа. С закарстованными мраморами и корами выветривания серпентинитов связано известное и уже отработанное Липовское месторождение силикатно-никелевых руд. Гранитные пегматиты широко распространены в пределах Липовского жильного поля и обычно представлены внутригранитными, литиеносными и десилицированными типами.

Несмотря на широкое распространение литиеносных жил в данном районе и относительно неплохую их минералогическую изученность [8 и др.], оказалось, что акцессорная минерализация контаминированных пегматитов изучена не полностью. В частности, это касается и самих цветных турмалинов, «главного» коллекционного и драгоценного сырья Липовского жильного поля. Так, недавно на этом объекте нами был обнаружен фтор-эльбаит [6, 12, 17], ранее здесь не описанный, т.к. был открыт совсем недавно [13]. При этом фтор-эльбаит слагает значимую долю от всех цветных турмалинов Липовки (по нашим оценкам до 30-35%). На данный момент известно, что цветные турмалины Липовки в основном представлены эльбаитом и фтор-эльбаитом (окрашенные разности) и редко россманитом (бесцветные и розоватые разности). Первые данные по составу цветных турмалинов были приведены сравнительно недавно [10], а в последнее время опубликованы разнообразные работы по химизму и зональности литиевых боросиликатов [2, 5, 7, 8 и др.].

Цветовая характеристика и зональность липовских турмалинов была впервые описана в работах П.Л. Драверта [3] и В.И. Воробьева [1]. Суммируя их данные, А.Е.

№ 17 2020

Ферсман выделил следующие типы полихромных турмалинов Липовки (зональность дана от ядра кристалла к периферии, а для типа 5, очевидно, вдоль кристалла): 1) темно-бурый \rightarrow зеленовато-желтый \rightarrow розовый \rightarrow зеленовато-желтый; 2) темный зеленовато-бурый \rightarrow светлый зеленовато-бурый \to буроватый \to розовый; 3) коричневый \to розовый \to желтый \rightarrow розовый; 4) желтый \rightarrow розовый \rightarrow желтый; 5) розовый \rightarrow зеленый \rightarrow синий [8]. По словам А.Е. Ферсмана: – «Кристаллы Липовских копей поражают своей чистотой, прозрачностью и разнообразием окраски. Здесь встречаются разные турмалины: розовый, карминово-красный, красно-фиолетовый, малиновый, синевато-фиолетовый (наиболее редкий тип), оливково-зеленый, золотисто-зеленый, светло-коричневатый, черный, бесцветный...» [11]. Воробьев В.И. отмечал, что «... кроме розовых здесь находят розовато-бурые, розовато-желтые кристаллы, а иногда и напоминающие «Mohrenköpfe» с о. Эльбы, именно, один полюс розового или желто-розового кристалла окрашен в темнофиолетовый тон...» [1]. Есть на Липовке знаменитые «арбузные» кристаллы, розовые с тонкой каймой зеленого цвета. При этом «визитной карточкой» Липовки можно считать кристаллы эльбаита с «чернильными шапочками», обусловленными темным синим до фиолетово-синего окрашиванием пирамидальных или пирамидально-моноэдрических головок на аналогичном конце (обычно именно им кристаллы турмалина направлены от стенок в полость) [8].

Первые данные по химическому составу полихромного турмалина с «чернильными шапочками» были приведены в работах И.В. Пекова и Л.Р. Меметовой [7, 8]. Изучив два кристалла (1 — розовое ядро \rightarrow бледно-зеленая «рубашка» \rightarrow чернильно-синяя головка; 2 желто-зеленая зона \rightarrow розовая зона \rightarrow зеленоватая зона \rightarrow чернильно-синяя головка) они пришли к выводу, что оба кристалла нацело сложены эльбаитом. Немного позже мы так же исследовали индивид полихромного турмалина с «чернильной шапочкой», но не стали пересчитывать полученные микрозондовые данные, т.к. повторять вполне очевидные результаты И.В. Пекова и Л.Р. Меметовой не хотелось. Пока в 2019 г. не вышла работа Т.А. Гвозденко с коллегами [2], где полихромный кристалл турмалина был определен как эльбаит (зеленая зона) с оленитом (черная головка). Такое сильное расхождение по составу турмалина в двух разных публикациях заставило и нас провести детальное изучение полихромного кристалла с «чернильной шапочкой».

В нашем распоряжении было три кристалла, каждый размером до 1 см, полихромного турмалина с «чернильной шапочкой» из литиеносных пегматитов Липовского жильного поля. Два индивида имеют схожий облик и следующую поперечноконцентрическую зональность (терминология по [9]): зеленоватое ядро и промежуточная зона \rightarrow розовая зона и кайма \rightarrow чернильно-синяя головка (см. рис. 1a). Третий кристалл имеет поперечную зональность: зеленоватая зона \rightarrow розоватая зона \rightarrow чернильно-синяя головка (см. рис. 1б). Все индивиды огранены моноэдром и двумя пирамидами, причем моноэдр является доминирующей формой. Именно моноэдр и пирамиды окрашены в черные тона. Сечение кристаллов треугольное с развитием двух тригональных призм, их

2020

совместный рост привел к образованию, типичной для индивидов турмалина, продольной комбинационной штриховки.

Из двух одинаковых кристаллов со сложной зональностью мы выбрали один для изучения, остальные остались для эталонной коллекции. Из индивида был сделан полированный шлиф — срез вдоль удлинения кристалла, который и изучался электронно-зондовым методом на пятиволновом микроанализаторе CAMECA SX 100. Продольный срез кристалла и расположение точек микрозондовых анализов представлено на рис. 2.





Рис. 1. Полихромные эльбаиты с «чернильными шапочками». Кристаллы имеют размер до 1 см в длину. Липовка, фото А.В. Захарова.

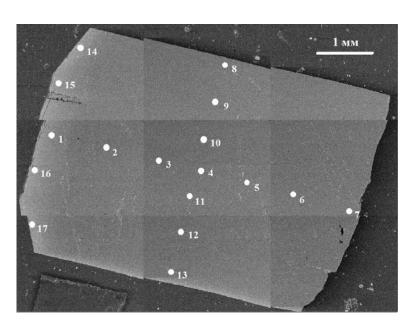


Рис. 2. Продольный срез кристалла, длина около 8 мм. Снимок BSE, CAMECA SX 100. Анализы 1, 14-17 – чернильно-синяя зона, ан. 2, 3, 8, 13 – розовая зона, ан. 4-7, 9-12 – зеленоватая зона.

По данным микрозондового профилирования можно говорить, что визуальная окраска турмалина хорошо согласуется с изменениями в химическом составе. На срезе кристалла нами было сделано три профиля: 1 – вдоль чернильно-синей зоны, 2 – поперек

Вестник Уральского отделения

кристалла (по центру) и 3 – вдоль кристалла (по центру). Всего сделано 17 точек анализа (см. табл. 1).

Таблица 1 Химический состав (в мас.%) полихромного турмалина

$N_{\underline{0}}$	1	2	3	4	5	6	7	8			
SiO ₂	37,76	37,41	37,46	36,91	37,09	36,83	36,98	36,74			
TiO ₂	-	0,02	0,05	0,07	0,13	0,12	0,09	0,03			
Al_2O_3	39,68	40,13	39,77	39,64	39,95	40,17	40,90	38,50			
Cr_2O_3	-	0,05	0,14	0,03	-	-	-	0,02			
FeO	3,79	0,11	0,21	0,44	0,36	0,38	0,11	0,17			
MnO	0,69	2,59	3,03	2,36	2,18	1,99	1,89	3,39			
MgO	0,24										
CaO	1	0,03	0,04	0,08	0,06	0,07	0,05	0,17			
Na ₂ O	1,51	2,08	2,21	2,10	2,04	2,12	2,01	2,29			
Li ₂ O*	1,50	1,74	1,68	1,64	1,70	1,53	1,52	1,65			
F	0,11	0,64	0,86	0,89	0,78	0,83	0,83	1,02			
O≡F ₂	-0,05	-0,27	-0,36	-0,38	-0,33	-0,35	-0,35	-0,43			
Сумма	85,23	84,53	85,08	83,79	83,98	83,70	84,03	83,57			
		K	ристаллох	кимически	е формулі	Ы					
1	$(\Box_0$.54Na _{0.46}) ₁ (A	l _{1.43} Li _{0.96} Fe ₀	0.50 $Mn_{0.09}$ Mg	$g_{0.06})_{3.04}Al_6[S_{0.06}]$	$Si_6O_{18}](BO_3$	$)_{3}(OH_{3.94}F_{0.1})_{3}$	06)4			
2	$(Na_{0.6}$	$_{55}\square_{0.34}\mathrm{Ca}_{0.01})$	$_{1}(Al_{1.59}Li_{1.12})$	$_{2}Mn_{0.35}Fe_{0.01}$	$Cr_{0.01})_{3.08}Al$	$_{6}[Si_{6}O_{18}](B$	O_3)3(OH3.68)	$F_{0.32})_4$			
3	$(Na_{0.69}\square$	$_{0.30}$ Ca $_{0.01}$) ₁ (A	$Al_{1.51}Li_{1.08}M$	$n_{0.41} Fe_{0.03} C_1$	$(i_{0.02}Ti_{0.01})_{3.06}$	$Al_6[Si_6O_{18}]$	$(BO_3)_3(OH_3)$	1.56 $F_{0.44})_4$			
4	$(Na_{0.6}$	$_{56}\square_{0.33}\mathrm{Ca}_{0.01}$	$l_1(Al_{1.60}Li_{1.00})$	$_{7}Mn_{0.33}Fe_{0.06}$	$_{5}\mathrm{Ti}_{0.01})_{3.07}\mathrm{Al}$	₆ [Si ₆ O ₁₈](B	$O_3)_3(OH_{3.54}I$	$F_{0.46})_4$			
5	$(Na_{0.6}$	$_{54}\square_{0.35} Ca_{0.01}$	$_{1}(Al_{1.62}Li_{1.1})$	$_{1}Mn_{0.30}Fe_{0.03}$	$_{5}\mathrm{Ti}_{0.02})_{3.10}\mathrm{Al}$	₆ [Si ₆ O ₁₈](B	$O_3)_3(OH_{3.60}I$	$F_{0.40})_4$			
6	$(Na_{0.6}$	$_{57}\square_{0.32}\mathrm{Ca}_{0.01}$	$l_1(Al_{1.72}Li_{1.00})$	$_{0}Mn_{0.27}Fe_{0.02}$	$_{5}\mathrm{Ti}_{0.01})_{3.05}\mathrm{Al}$	₆ [Si ₆ O ₁₈](B	$O_3)_3(OH_{3.57}I$	$F_{0.43})_4$			
7	$(Na_{0.6}$	$_{53}\square_{0.36} Ca_{0.01}$	$l_1(Al_{1.83}Li_{0.99})$	$_{9}Mn_{0.26}Fe_{0.0}$	$_{1}\mathrm{Ti}_{0.01})_{3.10}\mathrm{Al}$	₆ [Si ₆ O ₁₈](B	$O_3)_3(OH_{3.57}I$	$F_{0.43})_4$			
8	(Na _{0.72}	$_{2}\square_{0.25}\mathrm{Ca}_{0.03})_{2}$	$_{1}(Al_{1.41}Li_{1.08})$	$Mn_{0.47}Fe_{0.02}$	$Mg_{0.01})_{2.99}A$	$l_6[Si_6O_{18}](B$	3O ₃) ₃ (OH _{3.47}	$(F_{0.53})_4$			

Примечание: ИГГ УрО РАН, микроанализатор CAMECA SX 100, аналитик В.В. Хиллер; * – литий рассчитан по стехиометрии кристаллохимической формулы. Ан. 1, 15, 16 – россманит, ан. 8, 13 – фтор-эльбаит, ан. 2-7, 9-12, 14, 17 – эльбаит.

Оказалось, что три точки (ан. 1, 15, 16) расположенные в чернильно-синей зоне и попавшие в область развития моноэдра пересчитываются как россманит (здесь и далее турмалин определяется согласно современной номенклатуре [14, 15]). Для них характерно заниженное содержание натрия (Na₂O до 1,55 мас.%), марганца (MnO до 1,15 мас.%), фтора (F до 0,11 мас.%) и повышенное количество железа (FeO до 4,16 мас.%). При этом две точки (ан. 14, 17) расположенные в этой же чернильно-синей зоне, но попавшие в область развития пирамид пересчитываются как эльбаит с высоким содержанием россманитового минала. В сравнении с россманитом для них характерно чуть более повышенное содержание натрия (Na₂O до 2,04 мас.%), фтора (F до 0,26 мас.%) и слегка пониженное количество марганца (MnO до 0,58 мас.%), железа (FeO до 2,38 мас.%).

Еще две точки (ан. 8, 13) расположенные в розовой зоне в самой краевой части призматического кольца пересчитываются как фтор-эльбаит. Для них характерно еще

№ 17

2020

более повышенное содержание натрия (Na₂O до 2,31 мас.%), марганца (MnO до 3,67 мас.%), фтора (F до 1,03 мас.%) и низкое количество железа (FeO до 0,21 мас.%). В кайме фтор-эльбаита постоянно присутствует заметная примесь кальция (CaO до 0,17 мас.%), которая в остальных зонах турмалина либо отсутствует, либо отмечается на пределе чувствительности анализа. Остальные точки (ан. 2-7, 9-12) расположенные в розовой и зеленоватой зонах уверенно пересчитываются на обычный эльбаит. Для них характерно повышенное содержание натрия (Na₂O до 2,21 мас.%), марганца (MnO до 3,03 мас.%), фтора (F до 0,93 мас.%) и пониженное количество железа (FeO до 0,50 мас.%). При этом одна точка (ан. 7) расположенная у основания кристалла дает соотношение близкое к недавно открытому турмалину – дарреллгенрииту [16]. Точно утверждать мы не можем, т.к. необходимо отдельно промерить кислород.

Продолжение таблицы 1

No॒	9	10	11	12	13	14	15	16	17			
SiO ₂	37,12	37,65	36,99	37,09	37,46	37,76	37,30	37,94	37,43			
TiO ₂	0,10	0,10	0,09	0,11	0,08	, ,	0,01	-	0,02			
Al ₂ O ₃	39,66	40,12	39,46	39,44	38,85	40,29	39,17	39,84	41,16			
Cr ₂ O ₃	0,01	0,10	ı	0,08	ı	ı	0,15	0,05	-			
FeO	0,50	0,46	0,37	0,49	0,21	2,38	4,16	3,51	1,80			
MnO	2,35	2,46	2,55	2,63	3,67	0,53	0,78	1,15	0,58			
MgO	0,01											
CaO	0,07											
Na ₂ O	2,12											
Li ₂ O*	1,70	1,75	1,67	1,65	1,74	1,70	1,35	1,50	1,53			
F	0,90	0,93	0,90	0,84	1,03	0,26	0,09	0,09	0,25			
O≡F ₂	-0,38	-0,39	-0,38	-0,35	-0,43	-0,11	-0,04	-0,04	-0,11			
Сумма	84,16	85,35	83,92	84,20	85,09	85,04	84,67	85,74	84,86			
			Кристал	ілохимич	еские фо	рмулы						
9	(Na	4 _{0.66} □ _{0.33} Ca ₀	$(Al_{1.56})$	$Li_{1.11}Mn_{0.32}$	Fe _{0.07} Ti _{0.01}) _{3.07} Al ₆ [Si	$_{6}O_{18}](BO_{3})$	$_{3}(OH_{3.54}F_{0}$.46)4			
10	(Na _{0.66}	$_{5}\square_{0.33}Ca_{0.01}$	$_{1}(Al_{1.54}Li_{1}$	_{.12} Mn _{0.33} Fe	e _{0.06} Ti _{0.01} Cr	$^{\circ}_{0.01})_{3.07} Al_{6}$	$[Si_6O_{18}](B0)$	$O_3)_3(OH_{3.55})_3$	$_{3}F_{0.47})_{4}$			
11	(Na	4 _{0.69} □ _{0.30} Ca ₀	$(Al_{1.55})$	Li _{1.09} Mn _{0.33}	5Fe _{0.05} Ti _{0.01}) _{3.05} Al ₆ [Si	$_{6}O_{18}](BO_{3})$	$_{3}(OH_{3.54}F_{0}$.46)4			
12	(Na _{0.67}	$_{7}\square_{0.32}\mathrm{Ca}_{0.01}$	$_{1}(Al_{1.53}Li_{1}$	_{.07} Mn _{0.36} Fe	e _{0.07} Ti _{0.01} Cr	$(0.01)_{3.05}$ Al ₆	Si ₆ O ₁₈](Bo	$O_3)_3(OH_{3.5})_3$	$_{7}F_{0.43})_{4}$			
13	$(Na_{0.72} \square_{0.25} Ca_{0.03})_1 (Al_{1.34} Li_{1.12} Mn_{0.50} Fe_{0.03} Ti_{0.01})_3 Al_6 [Si_6O_{18}] (BO_3)_3 (OH_{3.48} F_{0.52})_4$											
14	1)	$Na_{0.62}\square_{0.38}$	$_{1}(Al_{1.55}Li_{1.6}$	$_{09}Fe_{0.32}Mn_{0}$	0.07Mg _{0.05}) _{3.07}	_{.08} Al ₆ [Si ₆ O	₁₈](BO ₃) ₃ ($OH_{3.87}F_{0.13}$)4			
15	(□ _{0.55} N	$a_{0.44}Ca_{0.01}$	$_{1}(Al_{1.43}Li_{0.}$	₈₇ Fe _{0.56} Mn ₆	$_{0.11}Mg_{0.06}C$	$r_{0.02})_{3.05} \overline{Al_6}$	$[Si_6O_{18}](B$	$O_3)_3(OH_{3.9})_3$	$_{0.5}F_{0.05})_4$			
16	(□0.5	$_{53}$ Na _{0.47}) ₁ (A	l _{1.42} Li _{0.95} F	$e_{0.46}Mn_{0.15}$	$Mg_{0.03}Cr_{0.0}$	$_{1})_{3.02}Al_{6}\overline{[Si]}$	$_{6}O_{18}](BO_{3}$	$)_{3}(OH_{3.95}F_{0})$	0.05)4			
17	1)	$Na_{0.63}\square_{0.37}$	(Al _{1.77} Li _{0.9}	₉₉ Fe _{0.24} Mn ₀	0.08 Mg $_{0.03}$) _{3.08}	$_{11}Al_{6}[Si_{6}O$	₁₈](BO ₃) ₃ ($OH_{3.87}F_{0.13}$)4			

Изучение сложно зонального полихромного турмалина с «чернильной шапочкой» показало, что ядро и промежуточная зона кристалла сложена эльбаитом, кайма — фторэльбаитом, а чернильно-синяя головка — россманитом и эльбаитом (первый слагает зону роста моноэдра, а второй — пирамид). Это отличается от ранее опубликованных данных [2, 8]. И если данные И.В. Пекова с Л.Р. Меметовой, что подобные кристаллы сложены исключительно эльбаитом, вполне допустимы, то данные Т.А. Гвозденко с коллегами [2] о

том, что черная головка полихромного кристалла сложена оленитом несколько удивляют. Рассмотрев более детально опубликованную статью и приведенный в ней анализ якобы оленита, мы с удивлением обнаружили, что он пересчитан на следующую формулу – $(\Box_{0.52}Na_{0.47}Ca_{0.01})_1(Al_{1.41}Li_{0.67}Fe_{0.52}Mg_{0.28}Mn_{0.13})_{3.01}Al_6[Si_6O_{18}](BO_3)_3(OH_{3.77}O_{0.23})_4$ (ан. 8, стр. 221), т.е. по факту этот турмалин является россманитом, а вовсе не оленитом. Из этого мы можем сделать вывод, что чернильно-синие головки у полихромных турмалинов Липовки сложены либо эльбаитом, либо россманитом. Темно-синяя окраска вызвана, по всей видимости, высоким содержанием железа.

Таким образом, мы изучили сложно зональный полихромный турмалин с «чернильной шапочкой» из литиеносных гранитных пегматитов Липовского жильного поля. Установлено, что ядро и промежуточная зона кристалла сложена эльбаитом, кайма — фтор-эльбаитом, а чернильно-синяя головка — россманитом и эльбаитом (первый слагает зону роста моноэдра, а второй — пирамид). По всей видимости, все «чернильные шапочки» в полихромных турмалинах Липовки сложены либо эльбаитом, либо россманитом.

Авторы благодарят к.г.-м.н. Ю.В. Ерохина и к.г.-м.н. Н.В. Вахрушеву за помощь в проведенных исследованиях.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, № гос. рег. AAAA-A18-118052590032-6.

Литература

- 1. *Воробьев В.И.* Кристаллогрфические исследования турмалина с Цейлона и некоторых других месторождений // Записки Императорского минералогического общества, 1901. Вторая серия. Т. 39. С. 35-328.
- 2. *Гвозденко Т.А., Герасимова Е.И., Бакшеев И.А.* Новые данные о турмалине Мурзинских самоцветных копей, Средний Урал // VM-Novitates: Новости из геологического музея им. В.И. Вернадского. М.: ГГМ РАН, 2019. Т. 16. С. 214-226.
- 3. Драверт П.Л. Отчет об экскурсии на Средний Урал, 1900 // Протоколы Казанского общества естествоиспытателей, 1904. Приложение № 215. С. 2-5.
- 4. *Емлин Э.Ф., Вахрушева Н.В., Кайнов В.И.* Самоцветная полоса Урала: Режевской государственный природно-минералогический заказник. Путеводитель. Екатеринбург-Реж, 2002. 156 с.
- 5. *Ерохин Ю.В., Захаров А.В.* Полихромные турмалины и лепидолит из редкометальных гранитных пегматитов Липовского жильного поля (Средний Урал) // Ежегодник-2010. Труды ИГГ УрО РАН, 2011. Вып. 158. С. 135-139.
- 6. Захаров А.В., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В. Новые фторсодержащие минералы из литиеносных гранитных пегматитов Липовки (Средний Урал) // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. № 15. С. 72-79.
- 7. *Меметова Л.Р., Пеков И.В., Брызгалов И.А.* Химический состав и зональность турмалинов в редкометалльно-самоцветных пегматитах Липовки, Средний Урал //

Вестник Уральского отделения

Материалы 5 Международного симпозиума «Минералогические музеи». Тезисы докладов. СПбГУ, 2005. С. 151-153.

- 8. *Пеков И.В., Меметова Л.Р.* Минералы гранитных пегматитов Липовки, Средний Урал // В мире минералов. Минералогический альманах. М.: ТОО «Альтум», 2008. № 13. С. 7-44.
- 9. *Пшеничный М.И.* Полихромность минералов группы турмалина // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал), 2010. № 2. С. 269-274.
- 10. *Сердюченко Д.П., Большакова Т.Н., Черепивская Г.Е.* Турмалины из пегматитов и гранитов Липовки на Урале // Записки ВМО, 1984. Ч. 113. Вып. 4. С. 478-485.
- 11. *Ферсман А.Е.* Избранные труды. Т. VII. Драгоценные и цветные камни СССР. М.: изд-во АН СССР, 1962. 592 с.
- 12. *Хиллер В.В., Захаров А.В.* О находке фтор-эльбаита в пегматитах Липовского жильного поля (Средний Урал) // VII Чтения памяти член-корр. РАН С.Н. Иванова. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. С. 196-198.
- 13. Bosi F., Andreozzi G.B., Skogby H., Lussier A.J., Abdu Y.A., Hawthorne F.C. Fluorelbaite, Na(Li_{1.5}Al_{1.5})Al₆(Si₆O₁₈)(BO₃)₃(OH)₃F, a new mineral species of the tourmaline supergroup // American Mineralogist, 2013. Vol. 98. P. 297-303.
- 14. *Henry D.J., Dutrow B.L.* Tourmaline studies through time: contributions to scientific advancements // Journal of Geosciences, 2018. Vol. 63. № 2. P. 77-98.
- 15. Henry D.J., Novák M., Hawthorne F.C., Ertl A., Dutrow B.L., Uher P., Pezzotta F. Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals // American Mineralogist, 2011. Vol. 96. P. 895-913.
- 16. Novák M., Ertl A., Povondra P., Galiová M.V., Rossman G.R., Pristacz H., Prem M., Giester G., Gadas P., Škoda R. Darrellhenryite, Na(LiAl₂)Al₆(BO₃)₃Si₆O₁₈(OH)₃O, a new mineral from the tourmaline supergroup // American Mineralogist, 2013. Vol. 98. P. 1886-1892.
- 17. Zakharov A.V. Fluor-elbaite, fluoronatro-microlite and fluorcalcio-microlite from lithium-bearing granite pegmatites of Lipovka (Middle Ural) // Известия УГГУ, 2019. № 4 (56). С. 21-26.

2020

УДК 549.613+552.16

О ВЗАИМООТНОШЕНИИ ПОЛИМОРФОВ Al₂SiO₅ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ БЛАСТОМИЛОНИТОВ (СЕВЕРО-ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

П. С. Козлов

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Енисейский кряж является одним из наиболее интересных в геодинамическом аспекте регионов Сибири. Его северный сегмент – Северо-Енисейский кряж (Приангарско-Заангарский) представлен разрезами докембрия от палеопротерозоя до венда включительно. Важнейшей особенностью метаморфических комплексов региона является широкое развитие в метапелитах Тейского метакомплекса полиморфов Al_2SiO_5 и неоднородность метаморфизма по режиму давления, выраженная в проявлении регионального метаморфизма двух фациальных серий: андалузит-силлиманитовой (низких давлений, LP/HT) и кианит-силлиманитовой (умеренных давлений, MP/LT) [4]. Метаморфизм умеренных давлений следует за метаморфизмом низких давлений и проявляется локально вблизи надвигов, в результате чего происходит прогрессивное замещение андалузита кианитом и образование новых минеральных ассоциаций и деформационных структур [5, 7]. Зафиксированные замещения андалузита кианитом на примере Маяконского опорного участка на дислокационном (позднем) метаморфизма являются редкостью, представляют минералогический и петрологический интерес, поскольку стационарная континентальная геотерма обычно не пересекает линию равновесия андалузит-кианит [16].

Цель статьи — на примере Маяконского опорного участка показать особенности структурно-тектонической позиции, метаморфической зональности и минеральных ассоциаций гранат-кианит-ставролитовых бластомилонитов, образующихся по андалузитсодержащим породам регионального метаморфизма и составить перечень геолого-минералогических и петрологических критериев дислокационного метаморфизма, важных при картировании докембрийских и палеозойских полиметаморфических комплексов.

Маяконский участок изучен в районе одноимённого рудопроявления высокоглинозёмистых сланцев, находится в бассейнах рек Еруда, Чиримба и Панимба. Это первый из ключевых участков, где были закартированы [3], а затем детально исследованы [6 и др.] ранне-мезопротерозойские (1350-1250 млн лет; [13 и др.]) осадочные породы кординской свиты нижнего рифея, испытавшие два этапа метаморфизма: низких и умеренных давлений (рис. 1). В пределах участка закартированы

2020

два крупных, приуроченных к водоразделам, неправильных по форме тела чёрных графитистых андалузитовых сланцев, в которых андалузит (хиастолит) образует призматические порфиробласты величиной от 5×5 мм до 15×15 мм в поперечнике и до 3-7см по удлинению. Метапелиты здесь слагают полосу (зону) полиметаморфизма северозападного простирания шириной от 2 до 7 км и протяжённостью свыше 30 км, ограниченную с востока Панимбинским надвигом северо-западного простирания, за которым (северо-восточнее) развиты палеопротерозойские метакарбонаты (мраморы, скарноиды, метаалевролиты) пенченгинской свиты.

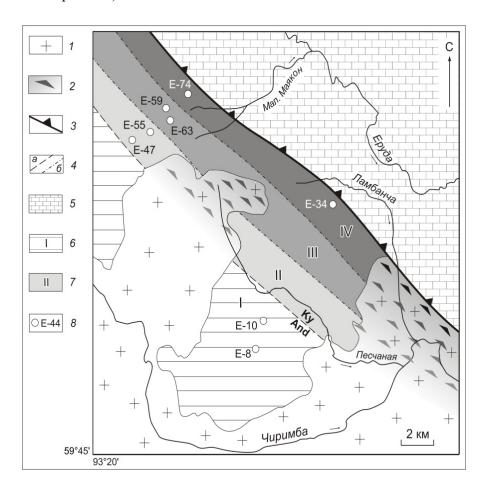


Рис. 1. Схематическая карта метаморфизма междуречья рр. Еруда и Чиримба (Маяконский участок), Северо-Енисейский кряж [3, 5]. Условные обозначения: 1 – граниты катаклазиты массива; апогранитные Ерудинского 2 И бластокатаклазиты нерасчлененные; 3 – шов Панимбинского надвига с зубцами в направлении падения; 4 – And-Ky изограда (a) и границы между зонами метапелитов (б); 5 – метаавлеролиты и метакарбонаты пенченгинской свиты; 6 - метапелиты кординской свиты And-Sil типа метаморфизма; 7 – зоны метапелитов Ky-Sil типа метаморфизма; 8 – точки отбора образцов пород.

В направлении, поперечном к простиранию 30НЫ, выявлена структурнометаморфическая зональность, выраженная в степени структурного и вещественного преобразования метапелитов андалузит-силлиманитовой фациальной серии, представленной минеральными ассоциациями - Qtz+Ms+Bt+Grt±Pl, Qtz+Ms+Bt+St,

2020

Мs+Chl+Bt+Cld+And+Qtz+Ilm±Crd, **Qtz+Ms+Bt+And+Grph** (здесь и далее сокращения минералов по [17]). Последняя минеральная ассоциация имеет важное значение для понимания развития динамометаморфических бластомилонитов по исходным породам регионального метаморфизма, аналогичных андалузитовым рудам Панимбинского месторождения (рис. 2), расположенного к юго-западу от Маяконского участка и описанного в работе [2].





Рис. 2. Хиастолитовые углеродистые сланцы кординской свиты из внешней зоны регионального метаморфизма низких давлений андалузит-силлиманитового типа. Текстура порфиробластов (6×6 мм) план-параллельная. Район Панимбинского месторождения андалузита. Тейский метакомплекс. Участок Панимбинский. Левый берег р. Панимбы в среднем течении. Образец справа приполированный.





Рис. 3. Синтектонические псевдоморфозы кварц-кианит-мусковит-ставролитового состава по порфиробластам хиастолита (6×6 мм до 15×15 мм) в графит-мусковит-биотитовых сланцах кординской свиты как результат наложения дислокационного (коллизионного) метаморфизма на метапелиты низких давлений (см. рис. 1) в районе Панимбинского надвига. Тейский метакомплекс. Участок Маяконский. Средняя зона. Образец справа приполированный.

Параллельно шву в направлении к Панимбинскому надвигу выделены три метаморфические зоны «наложенного» кианит-силлиманитового метаморфизма и структурно-вещественного преобразования андалузитсодержащих пород (с запада на

№ 17

восток), различающиеся соотношением реликтовых и новообразованных минералов и степенью деформации пород (рис. 1): переходная I, внешняя II, средняя III и внутренняя IV.

Переходная зона I (видимая мощность не превышает 20 м) от андалузитовых сланцев к кианит-силлиманитовым бластомилонитам характеризуется деструкцией метапелитов с явлениями катаклаза порфиробластов андалузита. При их дроблении образуются будинаж-структуры, промежутки между обломками кристаллов выполнены тенями давления кварца. Основная гранолепидобластовая ткань сланцев также подвержена изменениям с образованием кинк-структур по порфиробластам биотита. Положение западной границы предположительное, так как склон горы Ламбанча покрыт крупно-плитчатым делювием.

Внешняя зона II представлена продуктами деструкции сланцев с начальной стадией перекристаллизации андалузита с псевдоморфным замещением андалузита кианитом в парагенезисе с мусковитом и кварцем. Призматическая форма кристаллов остаётся прежней, сохраняется внутреннее строение хиастолитового «креста» и секториальное строения типа «песочных часов» за счёт включений углеродистого вещества. Часто кристаллы катаклазированы, промежутки между обломками выполнены тенями давления мелко гранулированного кварца с ориентировкой линз вдоль направления деформаций. Визуально замещение андалузита кианитом ранее не устанавливалось, поэтому этот очень важный факт присутствия барического полиморфа долго не учитывался. Под микроскопом в псевдоморфозах кианита по андалузиту устанавливается его преобладание над мусковитом (до 1-3%). Мощность этих преобразований не превышает первых десятков метров. Близкие по описанию псвдоморфозы кианита по хиастолитовому андалузиту приводится в работе [1] в свите Кейв нижнего протерозоя.

Средняя III и внутренняя зоны IV (общая мощность около 5 км), прилегающие к Панимбинскому надвигу, резко отличаются от предыдущих глубоким структурновещественным преобразованием андалузитовых метапелитов с новообразованием минеральных образований повышенных давлений. Метапелиты представлены блестящими светлыми линзовидно-узловатыми кристаллическим сланцами с ярко выраженной кристаллизационной сланцеватостью за счёт мусковита основной матрицы. Типоморфные минеральные ассоциации тектонитов представлены – Qtz+Ms+Grt+St+ Ky+Chl, Qtz+Ms+Grt+St+Ky, Qtz+Ms+Grt+St+Ky+Pl+Ilm, Qtz+Ms+Bt+Grt+St+Ky±Grph, ближе к надвигу – Qtz+Ms+Grt+St+Ky+Sil. В результате усиливающихся деформаций псевдоморфозы (Ky+Ms+Qtz±And) превращены в линзы, ориентированные длинной осью вдоль сланцеватости. Они выполнены агрегатом преобладающего сноповидного кианита в парагенезисе с кварцем, мусковитом и ставролитом (рис. 3), в редких случаях в них отмечаются реликты андалузита. По обрамлению псевдоморфоз в лепидогранобластовой ткани фиксируются субмикроскопические кристаллики ставролита в парагенезисе с гранатом. Гранат ИЗ ЭТИХ тектонитов, в отличие от хорошо оформленных

2020

2020

ромбододекаэдров из метапелитов регионального метаморфизма вне зон дислокаций, имеет присущую только ему форму сплюснутых дисковидных одиночных и «цепочек» порфиробластов с зональным строением (см. табл. 1) в окружении слюдяной (мусковит+биотит) «рубашки». Деформации граната свидетельствуют о влиянии стресса во время их роста. Появление фибролита вблизи надвига указывает на увеличение температуры в процессе пластических деформаций. Дополнительно на это указывают отмеченная выше линзовидно-узловатая текстура тектонитов и жилы гранулированного кварца (мощностью первые метры), залегающие в них полосе деформаций согласно с простиранием надвига.

Таблица 1 Параметры составов минералов метапелитов кординской свиты Маяконского участка (Северо-Енисейский кряж, по [5, 6])

		G	rt		Bt	N	1s	P	21				
№ обр.	X_{Grs}	X_{Prp}	X_{Alm}	X_{Sps}	X_{Ann}	X_{Phl}	X_{Ms}	X_{Pl}	X_{An}				
	Метапелиты Ку-Sil типа (внутренняя зона)												
34	0,109	0,138	0,740	0,013	0,361	0,499	0,766	0,138	0,334				
34 ядро	0,059	0,153	0,766	0,022					0,420				
32	0,113	0,126	0,743	0,019	0,368	0,449	0,798	0,090	0,389				
33	0,042	0,074	0,831	0,052	0,503	0,300	0,769	0,850	0,122				
74	0,043	0,077	0,833	0,047	0,505	0,269	0,795	0,207	0,121				
74 ядро	0,025	0,074	0,830	0,071									
	Метапелиты Ку-Sil типа (средняя зона)												
59	0,031	0,077	0,844	0,048	0,500	0,295	0,798	0,084	0,116				
63	0,032	0,077	0,842	0,049	0,507	0,297	0,789	0,089	0,124				
44	0,032	0,079	0,840	0,049	0,501	0,306	0,805	0,068	0,121				
44 ядро	0,024	0,075	0,830	0,071									
61	0,032	0,078	0,843	0,047	0,499	0,298	0,792	0,081	0,122				
61 ядро	0,024	0,075	0,828	0,072									
		N	Летапелит	гы Ky-Sil	типа (вне	ног ккиш	ıa)						
55	0,025	0,077	0,850	0,047	0,503	0,292	0,788	0,086	0,119				
47	0,024	0,077	0,851	0,048	0,504	0,300	0,679	0,232	0,121				
51	0,025	0,075	0,848	0,051	0,506	0,295	0,734	0,165	0,119				
			Me	тапелиты	And-Sil	гипа							
8	0,607	0,392	0,869	0,130	0,690	0,309	0,808	0,083	0,058				
10	0,609	0,390			0,695	0,304	0,843	0,078	0,096				

Примечание: использованы следующие формулы для вычисления мольных долей компонентов (в формульных коэффициентах): $X_{Alm}=Fe/(Fe+Mg+Ca+Mn); X_{Prp}=Mg/(Fe+Mg+Ca+Mn); X_{Grs}=Ca/(Fe+Mg+Ca+Mn); X_{Sps}=Mn/(Fe+Mg+Ca+Mn); X_{Ann}=Fe/(Fe+Mg+Mn+Ti+Al^{VI}); X_{Phl}=Mg/(Fe+Mg+Mn+Ti+Al^{VI}); X_{Ms}=(X_K)\times(X_{Al}^{VI})^2; X_{Pl}=(X_{Na})\times(X_{Al}^{VI})^2; X_{An}=Ca/(Ca+Na+K). Составы центральных частей зональных минералов обозначены как ядра, остальные составы характеризуют края зерен.$

Таким образом, проведённые исследования позволяют заключить о том, что регионально метаморфизованные андалузитовые метапелиты на Маяконском участке

претерпели дислокационный метаморфизм и хрупко-пластические деформации по схеме: катаклазиты — бластокатаклазиты — бластомилониты ПО мере приближения Панимбинскому надвигу. При этом полезные концентрации андалузита в зоне I, достигающие значений около 15% (Маяконское рудопроявление) по данным минералогического анализа, частично или полностью уничтожаются процессами дислокационного метаморфизма в средней и внутренней зонах, где его содержание мало или вообще отсутствует. В тоже время, содержание кианита в этих зонах не превышает 3,5%, что объясняется процессами новообразований алюмосиликатов (ставролит, гранат, слюды, плагиоклаз) практически вдвое (см. табл. 1, 2).

Таблииа 2 Оценки РТ-условий метапелитов кординской свиты, участок Маяконский (по [5, 6])

No				,	T,°C				Р, кбар				
JN⊡	(7)	(10)	(8)	(9)	(2)	(3)	(4)	(13,14)	(11)	(12)	(5)	(6)	(13,14)
	Метапелиты And-Sil типа												
8					542	549	551				$3,9\pm0,1$	3,7±0,2	
10							562	553±22			3,7	3,6	$3,3\pm0,7$
	Метапелиты Ку-Sil типа (внешняя зона)												
47	538	560	561	568					4,63	4,54			
51	537	561	559	573					4,83	4,66			
55	547	562	566	570				572±13	5,05	4,85			$4,6\pm0,2$
	Метапелиты Ку-Sil типа (средняя зона)												
63	552	567	566	582				568±18	5,65	5,73			4,8±1,0
61	580	578	577	604				571±14	5,80	5,73			5,2±0,3
44	578	577	596	601					5,90	5,77			
59	549	565	568	580				567±16	5,75	5,92			4,6±0,9
				Me	тапел	иты І	Ky-Sil	типа (вн	утренн	яя зог	на)		
33	544	564	569	572					6,22	6,20			
32	550	567	570						6,30	6,29			
34	540	573	570					632±40	6,38	6,42			7,6±1,2
74	563	572	570	589				572±16	6,68	6,70			5,4±0,9

Примечание: номера геотермобарометров в скобках соответствуют номерам геотермобарометров в цитированной литературе (по [5, 6]). Номер образца соответствует рис. 1.

Результаты геотермобарометрии (табл. 2) свидетельствуют о постепенном повышении давления при приближении к Панимбинскому надвигу (рис. 1):

От 3,5-4 кбар в метапелитах регионального метаморфизма, 4,5-5 кбар во внешней зоне, до 5,5-6 кбар в средней зоне и до 6,2-6,7 кбар во внутренней зоне вблизи надвига без значительного повышения температуры (от 550°C до 580°C). Вычисленные P-T тренды эволюции подтверждают постепенное увеличение давления в метапелитах кординской свиты при приближении к надвигу на величину от 1 до 2,2 кбар без значительного повышения температуры (не более чем на 20±15°C), что может свидетельствовать о почти

изотермическом погружении толщи пород при весьма низком геотермическом градиенте – не более 5-7°С/км. Возрастание давления к надвигу связывается с тектоническими движениями западной вергентности со стороны Сибирского кратона около 850 млн лет назад, датированные аргон-аргоновым методом по биотиту [8].

Таким образом, районе исследования В метапелиты низких давлений, представленные Ms+Chl+Bt+Cld+And+Qtz+Ilm±Crd генеральной минеральной ассоциацией, образовались в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Породы умеренных давлений, Ms+Chl+Bt+Qtz+Ky+St+Grt+Ilm+Pl характеризующиеся ассоциацией присутствием силлиманита (фибролита), реликтами андалузита редким метаморфизованы в условиях фации кианитовых сланцев [14, 15].

Для объяснения наблюдаемой метаморфической эволюции была предложена тектоническая модель [6] и сделаны необходимые теплофизические расчеты, учитывающие реальные физические параметры метапелитов и метакарбонатов, а именно радиоактивное тепловыделение и коэффициенты теплопроводности. Постепенное увеличение давления было обосновано тектоническим утолщением земной коры в зоне Панимбинского надвига, в результате чего метапелиты кординской свиты оказались перекрыты метакарбонатами пенченгинской свиты мощностью 5-7 км. Отсутствие заметного увеличения температуры при надвиге объяснено особенностями поведения стационарных геотерм для различных типов пород с контрастными теплогенерирующими и теплофизическими свойствами [6].

В Северо-Енисейском кряже типизация Тейского тектоно-метаморфического комплекса основана на *геотермическом градиенте* (dT/dH° С/км), показывающем изменение значений температуры регионального метаморфизма андалузит-силлиманитового типа по глубине (dT/dH om $20-30^{\circ}$ С/км) и коллизионного кианит-силлиманитового (dT/dH om 2.5 до 12° С/км) – по латерали [9].

Маяконском участке комплексные Проведённые на исследования позднее подтверждены на Тейском, Чапском и Гарёвский Полкан участках в пределах Ишимбинско-Татарской региональной сдвиговой зоны в Центральном поднятии [10, 11]. Полученные результаты позволяют выделить для Северо-Енисейского кряжа следующие геологические критерии и индикаторные петрологические признаки дислокационного (коллизионного) метаморфизма кианит-силлиманитового типа при наложении его на регионально-метаморфизованные породы низких давлений андалузит-силлиманитового типа: а) фиксирование в процессе прямых полевых наблюдений изменений текстурноструктурных особенностей пород, минерального состава бластомилонитов с выделением внешней, средней (центральной, промежуточной) и внутренней зон по мере повышения дислокационного метаморфизма и приближения к надвигам; б) асимметричное строение зональности зон бластомилонитов, ограниченное надвигами в отличие от зональных комплексов регионального метаморфизма симметричного строения; в) локальное проявление зон хрупко-пластических деформаций и образование бластомилонитов

(мощность зон до 5-7 км) пространственно и генетически связанное с региональными разломами; г) микроструктурные особенности строения бластомилонитов, характерные для «shiar-zone» (разлинзование и разрыв сплошности минералов, их деформация, тени давления перекристаллизованного кварца, замещение андалузита агрегатом кианита, мусковита, кварца и ставролита (псевдоморфозы) и линзовидное строение псевдоморфоз, «S»-образные и структуры «снежного кома» гранатов, «кинк»-структуры биотита и др.); д) повышение основности плагиоклаза и увеличение гроссулярового компонента в краях гранатов в направлении к надвигам; е) низкий геотермический градиент (dT/dH om 2,5 ∂o $12^{\circ}C/\kappa M$), свидетельствующий о почти изотермическом метаморфизме пород при росте давления по направлению к надвигам; ж) Р-Т условия образования бластомилонитов средней и внутренней зон дислокаций соответствуют кианит-ставролитовой субфации фации дистеновых сланцев повышенных давлений [15] с локальным развитием температуры (фибролит); з) дислокационный (коллизионный) метаморфизм вызван дислокациями (надвигами) кристаллических блоков западной и восточной вергентности; и) дискретность и расхождение по времени образования поздних бластомилонитов умеренных давлений, наложенных на низкобарические метаморфиты регионального метаморфизма [5, 6, 7, 9 и др.].

Таким образом, геолого-минералогические, петрологические изотопногеохронологические результаты исследования полиметаморфизма на Маяконском и других участках Северо-Енисейского кряжа свидетельствуют о том, что в неопротерозое, на рубеже тония и криогения в регионе происходила инверсия тектонического режима с низких давлений на умеренно барические, по времени проявления связанные с завершающей стадией гренвильской орогении [12].

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, № гос. рег. AAAA-A18-118052590032-6.

Литература

- Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв (геологическое строение, кристаллические сланцы и кианитовые руды). М.-Л.: изд-во АН СССР, 1963. 327 с.
- 2. Козлов П.С. Проблемы петрологии и петрохимии андалузитовых сланцев Заангарья Енисейского кряжа (на примере Панимбинского месторождения) // Проблемы геологии и металлогении Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1989. С. 89-100.
- Козлов П.С. Петрология и петрохимия метапелитов Заангарья енисейского кряжа. Автореф. дисс... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГГИМ, 1994. 20 с.
- Козлов П.С., Лепезин Г.Г. Петрология, петрохимия и метаморфизм пород Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1995. Т. 36. № 5. С. 3-22.
- Лиханов И.И., Полянский О.П., Козлов П.С., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е., Кребс М., Мемми И. Замещение андалузита кианитом при росте давления и низком

2020

геотермическом градиенте в метапелитах Енисейского кряжа // Доклады АН, 2000. Т. 375. № 4. С. 509-513.

- 6. Лиханов И.И., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е., Кребс М., Мемми И. Метаморфическая эволюция высокоглиноземистых метапелитов вблизи Панимбинского надвига (Енисейский кряж): минеральные ассоциации, Р-Т параметры и тектоническая модель // Геология и геофизика, 2001. Т. 42. № 8. С. 1205-1220.
- 7. Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Коллизионный метаморфизм как результат надвигов в Заангарской части Енисейского кряжа // Доклады АН, 2006. Т. 411. № 2. С. 235-239.
- 8. Лиханов И.И., Козлов П.С., Полянский О.П., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Травин А.В., Вершинин А.Е. Неопротерозойский возраст коллизионного метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа (по 40 Ar- 39 Ar данным) // Доклады АН, 2007. Т. 412. № 6. С. 799-803.
- 9. *Лиханов И.И.*, *Ревердатто В.В.*, *Козлов П.С.*, *Попов Н.В.* Коллизионный метаморфизм докембрийских комплексов в Заангарской части Енисейского кряжа // Петрология, 2008. Т. 16. № 2. С. 148-173.
- 10. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е. Тейский полиметаморфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // Доклады АН, 2011. Т. 436. № 4. С. 509-514.
- 11. *Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С.* Коллизионные метаморфические комплексы Енисейского кряжа: особенности эволюции, возрастные рубежи и скорость эксгумации // Геология и геофизика, 2011. Т. 52. № 10. С. 1593-1611.
- 12. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника, 2014. № 5. С. 32-53.
- 13. *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А.* Радиоактивные и редкоземельные элементы в метапелитах как индикаторы состава и эволюции докембрийской континентальной коры юго-западной окраины Сибирского кратона // Доклады РАН, 2003. Т. 390. № 6. С. 813-817.
- 14. *Фации* регионального метаморфизма умеренных давлений. Под ред. акад. В.С. Соболева. М.: Недра, 1972. 288 с.
- 15. *Фации* регионального метаморфизма высоких давлений. Под ред. акад. В.С. Соболева. М.: Недра, 1974. 328 с.
- 16. *Kerrick D.M.* The Al₂SiO₅ polymorphs // Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy, 1990. Vol. 22. 406 p.
- 17. *Whiney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rocks-forming minerals // American Mineralogist, 2010. Vol. 95. P. 185-187.

2020

УДК 56.012+553.2(470.5)

ПРИЗНАКИ МИКРОБИАЛЬНОЙ АКТИВНОСТИ В ПРИДОННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ФАЦИИ ПОРОД САФЬЯНОВСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Л. В. Леонова, Е. И. Сорока, М. Ю. Притчин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Колчеданные месторождения Урала, как правило, имеют сложное геологическое строение. Поэтому изучение генезиса руд требует детального литологического описания пород с выделением фациальных разновидностей. О наиболее раннем накоплении рудного вещества свидетельствуют придонные и донные гидротермальные фации Уральского палеобассейна, установленные на ряде колчеданных месторождений [5]. В таких условиях, кроме кластического стратифицированного рудного материала, могут сохраняться минерализованные остатки макро- и микробиоты. Однако влияние наложенных гидротермальных процессов может привести к стиранию признаков, характерных для фоссилий, перекристаллизации, в результате чего распознать и корректно интерпретировать генезис первичных отложений бывает сложно.

В данной работе на примере изучения пород Сафьяновского Cu-Zn-колчеданного месторождения уделяется внимание образованиям, сформированным в результате биохемогенной микробиальной жизнедеятельности, а также изменениям их морфологии под влиянием наложенных вторичных процессов.

Сафьяновское месторождение расположено в 10 км к северо-востоку от г. Реж в пределах Восточно-Уральского поднятия, в Восточно-Уральской мегазоне Среднего Урала. В породах месторождения пригидротермально-биогенные фации были выделены благодаря находкам фоссилий специфичной бентосной макрофауны (черви полихеты), маркирующей экосистемы типа «черных курильщиков» [5]. Фаунистические остатки были обнаружены В.В. Масленниковым [5] на одном из верхних уступов Сафьяновского карьера, которым отрабатывалось месторождение. Там же нами было найдено пиритовое обособление (конкреция) (см. рис. 1), которое трактуется как биохемогенное образование.

Известно, что микробиальные сообщества, в состав которых входят элементоотлагающие прокариоты, в процессе жизнедеятельности могут формировать морфологически обособленные образования [2], способные сохраняться в осадке, а затем и в породе. Для формирования сульфидных обособлений необходима активность сообществ серобактерий (тиобактерии) — весьма разнородной группы прокариотных организмов, извлекающих энергию при окислении серы из сероводорода, тиосульфата,

2020

самородной серы и других неорганических соединений [6, 7]. Находки локальных скоплений сульфидных конкреций в осадочных отложениях могут также служить своеобразным маркером зон разгрузки флюидов, содержащих соединения серы [3].

Рис. 1. Пиритовое обособление (конкреция) из пород, вскрытых на верхних уступах Сафьяновского месторождения.



В настоящее время, когда глубина карьера достигла 200 м, месторождение отрабатывается шахтным способом. На одном из образцов (Саф 7/18), отобранном в шахте с глубины примерно 270 м от поверхности (горизонт – 60 м, счет от забоя карьера), обнаружены трубчатые образования, интерпретируемые как трубки червей вестиментифер (рис. 26). В этом же образце присутствуют кристаллы зелёного флюорита (рис. 2а), что свидетельствует о наложенных гидротермальных процессах.

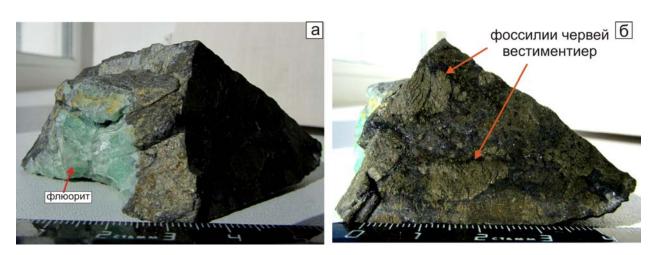


Рис. 2. Фото образца из шахты (Саф 7/18): а – кристаллический флюорит зелёного цвета; б – трубчатые образования, интерпретируемые нами как трубки червей вестиментифер.

Сделанные из штуфа полированные шлифы изучались методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) (JSM-6390LV JEOL) с ЭДС-спектрометром INCA Energy 450 X-max 80 (лаборатория ФХМИ, Институт геологии и геохимии УрО РАН, напыление углеродом). Результаты микроскопического исследования показали, что в породе присутствуют микроконкреции (рис. 3а), имеющие концентрическую слоистость с сохранившейся волокнистой (нитчатой) структурой внутри слойков (рис. 3а врезка). Участками эта структура выделяется благодаря присутствию галенита (рис. 3б).

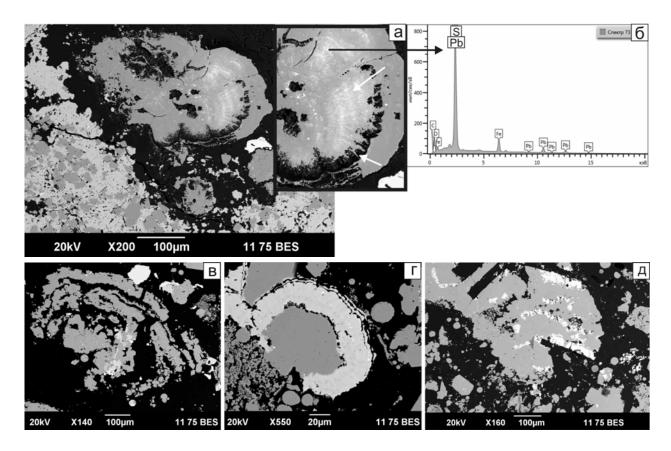
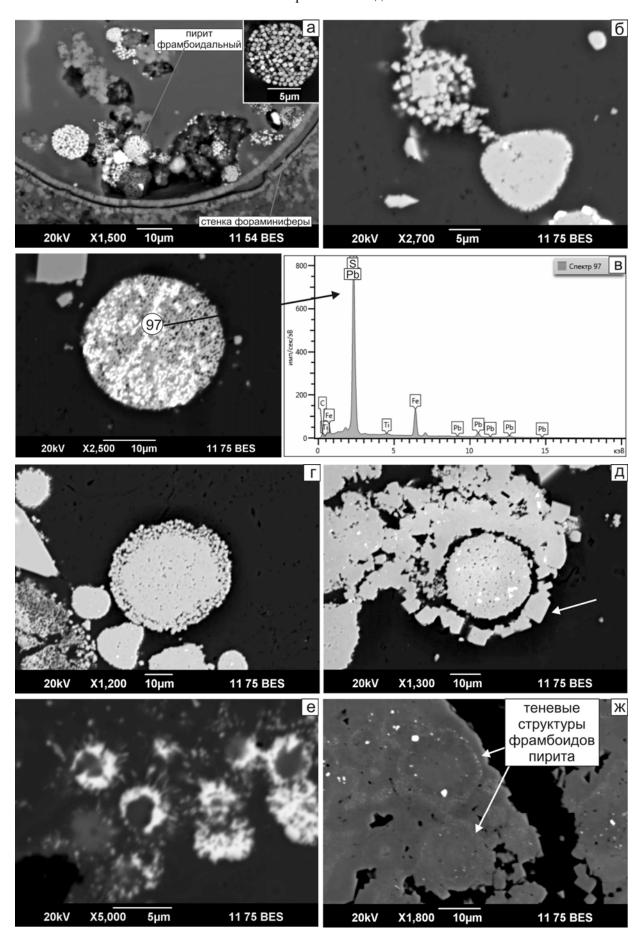


Рис. 3. СЭМ фото и ЭДС спектры микробиотических остатков из руд Сафьяновского месторождения, полированные шлифы (обр. Саф 7/18): а — микроконкреция с сохранившейся волокнистой (нитчатой) структурой внутри слойков (показана на врезке); б — конкреционная структура выделяется благодаря присутствию галенита; в — микроконкреция с ещё различимыми концентрическими слоями, но уже без отчетливой микроструктуры внутри слойков; г — микроконкреция со слоистостью в краевой части; д — микроконкреция с существенно изменённой морфологией, которую можно принять за хемогенное образование.

Однако, степень сохранности этих образований не всегда одинакова. Встречаются микроконкреции с видимыми концентрическими слоями, но без отчетливой микроструктуры внутри слойков (рис. 3в). Со слоистостью, едва заметной в краевой части микроконкреции (рис. 3г), или настолько изменённой, что её вполне возможно принять за хемогенное образование (рис. 3д).



2020

Рис. 4. Фрамбоидальный пирит в пирит-сфалеритовых рудах Сафьяновского месторождения (обр. Саф 7/18): а — фрамбоидальный пирит во внутренней полости раковины фораминиферы (кремнисто-углеродистая порода [8]); б — фрамбоиды с отчётливой микроструктурой; в — галенит в обособлении фрамбоидального пирита; г — фрамбоидальный пирит, распознаваемый по сохранившейся микроструктуре в краевой части; д — фрамбоидальный пирит с перекристаллизованной внешней частью; е — структуры фрамбоидального пирита, распознаваемые благодаря первичной ассоциации с галенитом; ж — наиболее интенсивно изменённый первично фрамбоидальный пирит.

Кроме конкреций, как результат жизнедеятельности микробиальных сообществ мы рассматриваем находки фрамбоидального пирита, часто встречающегося в исследуемых породах. Хотя о его происхождении ведутся дискуссии, однако в пользу микробиально-биохемогенного генезиса [1, 9] свидетельствует ассоциация фрамбоидального пирита с фаунистическими остатками. Ранее мы находили такой пирит во внутренней полости раковины фораминиферы (рис. 4а) из кремнисто-углеродистой породы Сафьяновского месторождения [8]. Аналогичные находки известны и другим авторам, например, в фоссилиях радиолярий Камчатки [4].

В полированных шлифах, сделанных из образца Саф 7/18, на BSE фотографиях наблюдаются фрамбоиды с отчётливой типичной микроструктурой (рис. 4б). Так же, как и в микроконкрециях, в них может присутствовать галенит (рис. 4в). В результате вторичных изменений эти образования, либо частично утратили специфичную (рис. центральной фрамбоидальную структуру В части 4Γ), либо перекристаллизованной внешняя часть (рис. 4д), но при этом ещё сохранилась шарообразная форма. Также фрамбоидальный пирит может идентифицироваться благодаря ассоциации с галенитом (рис. 4е). Отмечаются ещё более интенсивные изменения, при которых остались едва заметные следы первичного облика (рис. 4ж). Такие «теневые» структуры трудно распознать и интерпретировать как биотические остатки, но, считая их первично хемогенными образованиями, можно неверно интерпретировать генезис изучаемых пород.

Поэтому при изучении пород, которые предположительно относятся к придонногидротермальной фации, необходимо найти достоверные признаки биогенной активности, для чего требуются не только петрографические, но и литологические и палеонтологические методы изучения, в том числе, большое количество изготавливаемых шлифов.

Авторы благодарны главному геологу ОАО «Сафьяновская медь» Н.В. Лещёву за помощь в организации полевых исследований.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГГ УрО РАН (гос. регистрации № АААА-A18-118052590028-9 и № АААА-A18-118052590032-6).

Литература

с структура и

2020

- 1. *Астафьева М.М., Розанов А.Ю., Хувер Р.* Фрамбоиды: их структура и происхождение // Палеонтологический журнал, 2005. № 5. С. 3-9.
- 2. *Заварзин Г.А.* Развитие микробных сообществ в истории земли. Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1993. С. 212-222.
- 3. *Николаева В.М., Королев Э.А.* Аутигенная пиритовая минерализация в юрских отложениях Среднерусского моря как признак придонных просачиваний глубинных флюидов // Материалы XVI молодежной научной школы «Металлогения древних и современных океанов 2010. Рудоносность рифтовых и островодужных структур». Миасс: ИМин УрО РАН, 2010. С. 279-282.
- 4. *Савельева О.Л., Савельев Д.П., Чубаров В.М.* Фрамбоиды пирита в углеродистых породах смагинской ассоциации п-ова Камчатский Мыс // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2013. Вып. 22. № 2. С. 144-151.
- 5. *Сафина Н.П., Масленников В.В.* Рудокластиты колчеданных месторождений Яман-Касы и Сафьяновское (Урал). Миасс: УрО РАН, 2009. 260 с.
- 6. *Современная* микробиология. Прокариоты. В 2-х томах. Под ред. Й. Ленглера, Г. Древса, Г. Шлегеля. М.: Мир, 2005. 1150 с.
- 7. *Соколова Г.А., Каравайко Г.И.* Физиология и геохимическая деятельность тионовых бактерий. М.: Наука, 1964. 336 с.
- 8. Сорока Е.И, Леонова Л.В., Анфимов А.Л. Апатит в стенках раковин девонских фораминифер в породах Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. № 14. С. 131-138.
- 9. *Butler I.B., Rickard D.* Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulfide by hydrogen sulfide // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2000. Vol. 64. Is. 15. P. 2665-2672.

2020

УДК 549.0+550.4

МОРФОЛОГИЯ, ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ВОЗМОЖНЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПЕРЕРАБОТКИ ПИРИТНЫХ ОГАРКОВ (НА ПРИМЕРЕ ОТВАЛОВ КИРОВГРАДСКОГО МЕДЕПЛАВИЛЬНОГО КОМБИНАТА)

А. Б. Макаров¹, М. С. Глухов², М. А. Паньшин¹, Г. Г. Хасанова¹

¹Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург ²Казанский федеральный университет, г. Казань

В последние годы большое внимание уделяется изучению и переработке техногенных месторождений, представляющих собой дополнительный источник минерального сырья [4, 7, 9]. Пиритные огарки являются отходами сернокислотного производства, использующего технологию обжига пиритных концентратов. По оценке [1] в настоящее время только в четырёх наиболее крупных хранилищах (ООО «Аммофос», ОАО «Минудобрение», «Кировградский медеплавильный комбинат» и «Приаргунское производственное горно-химическое объединение») находится более 25 млн тонн пиритных огарков. Они представляют собой ценное техногенное сырье, однако традиционные методы обогащения – гравитационный, флотационный, электромагнитной сепарации, для их переработки оказываются неэффективными [6].

Объектом исследования являлись пиритные огарки Кировградского медеплавильного комбината (ныне — «Производства полиметаллов» АО «Уралэлектромедь»), размещенные на территории города Кировграда Свердловской области, которые находятся в двух отвалах, при этом сначала был сформирован отвал № 1, позднее — № 2. В отвал № 1 размерами в плане 500×180 м размещение огарков проводилось в 1932-1955 гг., их количество составило 780 тыс. тонн. В отвале № 2 за период 1956-1996 гг. складировано 3775 тыс. тонн пиритных огарков, отвал в плане имеет каплевидную форму (рис. 1), размер отвала — 1000×500 м, мощность отвалов достигает 12-15 м [2,3].

Пиритные огарки представляют собой тонкодисперсный буроватый, красноватобурый порошок, плотность частиц 3,73 г/см³, влажность 0,28. В гранулометрическом составе преобладают тонкодисперсные частицы (0,05-2мм – 56,5%; 0,05-0,005 – 37,8%; <0,005 – 1,8%). По результатам рентгенофазового анализа в минеральном составе огарков преобладает гематит, кроме того, присутствуют магнетит, кварц, сульфат кальция и бария, олигоклаз, пирит и халькопирит [3]. Химический состав пиритных огарков приведен в таблице 1.

В химическом составе пиритных огарков преобладают оксиды железа, а также глинозем и кремнезем, что определяется в первую очередь составом используемых

2020

пиритных концентратов местных колчеданных месторождений Кировградского рудного района. Содержания основных оксидов в отвалах в целом не меняются, небольшое повышение наблюдается по Fe_2O_3 в старом отвале.



Рис. 1. Отвалы пиритных огарков Кировградского медеплавильного комбината (источник – Google Карты).

Таблица 1 Химический состав (в мас.%) пиритных огарков Кировградского комбината

Объект	Отвал	ı № 1	Отвал	л № 2
No	1	2	3	4
SiO ₂	8,57	6,74	8,07	8,68
TiO ₂	0,30	0,19	0,26	0,20
Al_2O_3	18,41	17,50	16,45	14,50
Fe ₂ O ₃	53,83	58,21	60,74	59,11
FeO	0,40	0,45	0,59	0,71
MgO	1,20	1,20	0,89	1,10
CaO	2,78	2,44	0,74	1,37
MnO	0,04	0,03	0,03	0,04
K ₂ O	0,46	0,32	0,49	0,42
Na ₂ O	0,27	0,14	0,22	0,17
P_2O_5	0,14	0,04	0,18	0,09
SO_3	2,11	1,49	4,48	5,41
П.п.п.	1,60	1,22	7,12	8,70
Сумма	100,11	99,97	100,00	100,51

Примечание: анализы выполнены в лаборатории физико-химических методов анализа УНЦ факультета геологии и геофизики УГГУ.

Наиболее существенные отличия связаны с миграцией серы: в отвале № 1 содержания SO_3 составляют 1,49-2,11, а в отвале № 2 ее концентрация существенно выше -4,48-5,41 мас.%, что, вероятно, определяется окислением остаточного пирита и выносом серы из отвала. По результатам ранее выполненных исследований [3] в пиритных огарках отвала № 2 выявлены следующие элементы-примеси (мг/кг): медь -1000-1500, цинк -5000-7000, свинец -1000-1500, сурьма -30-70, никель -20-50, кобальт -20, висмут -4, серебро -15-30.

Изучение морфологии огарков проводилось путем фотографирования поверхности микрочастиц из отвалов с применением электронного микроскопа Phillips XL-30, оснащенного энергодисперсионным спектрометром (ЭДС), при ускоряющем напряжении 20 кэВ и рабочем отрезке 8,9-15 мм, глубине зондирования 1,0-1,5 мкм и точности измерения 0,1%. Перед съемкой все образцы напылялись углеродом. Всего изучено 15 микрочастиц (6 – из «нового» и 9 – из «старого» отвалов). ЭДС анализ проведен для 10 объектов (для 5 частиц из каждого отвала).

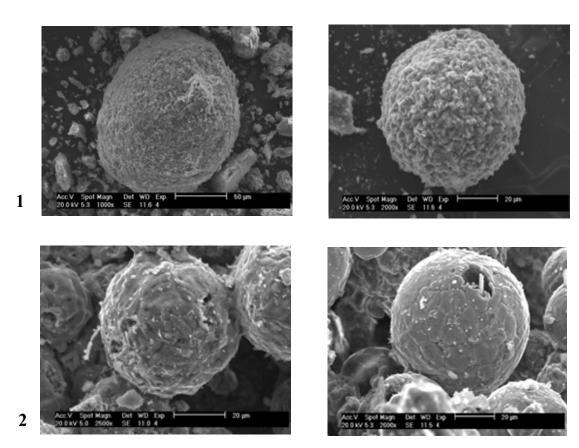


Рис. 2. Форма глобулей в пиритных огарках (1 – новый отвал, 2 – старый отвал).

Внешне образцы представляют собой микрочастицы размером от 40 мкм до 2 мм, в виде глобулей. На поверхности микрочастиц обнаруживаются микросферулы с трещиноватой текстурой (при этом некоторые изученные частицы сами представляют собой микросферулы) и не идеальной сферичной формой (рис. 2). Формирование подобных образований, вероятно, происходит при кристаллизации тонко распыленных,

№ 17

2020

образующихся при сжигании пирита дисперсных фаз, т.е. формирующейся коллоидной системы, в пределах которой происходит их конденсирование в виде отдельных глобулей – мелких округлых стяжений без какой-либо внутренней структуры.

Для переработки пиритных огарков предложено несколько технологий [1, 6, 8]. Так, для пиритных огарков ОАО «Минудобрение» институтом «ВНИИсинтезбелок» предложена технология переработки с использованием биопродукта — клеточных оболочек дрожжей, образующих биологические комплексы с золотом и серебром. ОАО «Атомредметзолото» разработана технология автоклавно-сорбционной комплексной переработки, позволяющая извлечь из них золото, серебро, медь, цинк и использовать переработанные огарки в качестве сырья для изготовления железосодержащих окатышей; ВНИИХТом — комплексная переработка без автоклавной технологии с использованием цианирования. Применение бактерий в процессе переработки пиритных огарков позволяет получать золото, цветные металлы и высококачественные пигменты без вредных примесей, а сами огарки после бактериального выщелачивания являются сырьём, пригодным для восстановительного обжига. Бесхлоридная технология комплексной переработки пиритных огарков предложена Институтом металлургии УрО РАН.

Наиболее рациональным представляется способ, основанный на восстановительной плавке пиритных огарков с выделением металлического железа или сплава на его основе, аккумулирующего медь и благородные металлы. Формирование при этом шлаков системы $Al_2O_3-CaO-SiO_2-FeO$ позволит эффективно использовать оксидную составляющую сырья, например, в качестве плавленых глинозёмистых цементов. Для реализации технологии рекомендована схема, включающая окомкование огарка совместно с восстановителем и смесью Al_2O_3 и CaO содержащих материалов, нагрев окатышей до $1100-1150^{\circ}C$ и последующую их плавку при температурах $1450-1500^{\circ}C$. В качестве флюсов предложены некондиционные CaO и Al_2O_3- содержащие материалы, например отвальные бокситовые породы, некондиционные алюмо-карбонатное сырье или низкокачественный боксит. Основные технологические параметры процесса, включающие расходы восстановителя (25-30%), CaO и Al_2O_3- содержащих материалов (40-100% от массы огарка), обеспечивающие извлечение: 91,5-93% цинка и 90-92% свинца — в возгоны; а так же 94-96% золота, 93-94% серебра и 90-95% меди — в сплав на основе железа [1].

Учитывая полученные результаты исследований, в частности — морфоструктурную характеристику материала огарков, очевидно, что для их комплексной переработки можно выбрать целый ряд технологий.

Литература

1. Гуляева Р.И., Шин С.Н., Чумарёв В.М., Селиванов Е.Н. Технология комплексной переработки пиритных огарков // Труды Конгресса с международным участием и конференции молодых учёных «Фундаментальные исследования прикладные

2020

разработки процессов переработки и утилизации техногенных образований». Екатеринбург: УрО РАН, 2017. С. 272-274.

- 2. *Макаров А.Б.* Главные типы техногенно-минеральных месторождений Урала. Екатеринбург: УГГУ, 2006. 206 с.
- 3. *Макаров А.Б., Гуман О.М., Антонова И.А., Захаров А.В.* Техногенно-минеральные месторождения пиритных огарков их влияние на природную окружающую среду // Известия УГГУ, 2012. № 27-28. С. 38-45.
- 4. *Макаров А.Б., Хасанова Г.Г., Талалай А.Г.* Техногенные месторождения и особенности исследования // Известия УГГУ, 2019. № 3(55). С. 58-62.
- 5. *Техногенные* месторождения Среднего Урала и оценка их воздействия на окружающую среду / Мормиль С.И., Сальников В.Л., Амосов Л.А., Хасанова Г.Г. и др. Екатеринбург, 2002. 206 с.
- 6. *Фаткуллин И.Р.* Пиритные огарки ОАО «Минудобрения» (г. Мелеуз) ценное техногенное сырьё // Реновация: отходы технологии доходы. Всероссийская научнопрактическая конференция. Уфа, 2004. С. 237-241.
- 7. *Хасанова Г.Г.* Методические принципы кадастровой оценки техногенно-минеральных образований Среднего Урала. Автореферат дисс... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2003. 174 с.
- 8. *Шин С.Н., Чумарёв В.М., Гуляева Р.И.* Усовершенствованный вариант бесхлоридной технологии комплексной переработки пиритных огарков // Экологические проблемы промышленных регионов. Материалы Всероссийской конференции. Екатеринбург, 2004. С. 324-325.
- 9. Якушина О.А., Ожогина Е.Г., Хозяйков М.С. Микротомография техногенного минерального сырья // Вестник ИГКоми НЦ УрО РАН, 2015. № 11. С.38-43.

№ 17

Вестник Уральского отделения

2020

УДК 930.24

УРАЛЬСКИЙ КООРДИНАЦИОННЫЙ СОВЕТ ПО ГЕОЛОГИИ И НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ (1995 – 2001 гг.)

Ю. А. Поленов

Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Первое десятилетие после распада СССР было очень тяжелым экономическими и политическими годами для нашей страны — России. Система централизованного управления гигантской по масштабам и объему полнопрофильной промышленности СССР была разрушена, а новой создано не было. Сложные условия работы предприятий в эти годы потребовало от их руководителей собранности и активного поиска выхода из сложившейся тяжелой ситуации. Это в наибольшей мере относилось к горной и геологоразведочной отраслям. Некомпетентность пришедших к управлению страной чиновников, считавших Россию обеспеченной всеми видами полезных ископаемых на десятки лет вперед, лишило эти отрасли централизованного финансирования, что в свою очередь вызвала полный застой в горной и геологоразведочной отраслях.

В таких сложных условиях большая ответственность легла на плечи руководителей горных и геологоразведочных предприятий, учебных заведений, научных учреждений, администраций горняцких городов и областей. На Урале такая сплоченность привела к организации общественной организации — Уральские горнопромышленные съезды. Учредительный съезд прошел в июне 1991 года в г. Свердловске [1]. Инициатором возрождения съездов горнопромышленников стал Свердловский горный институт, директором которого являлся профессор И. В. Дементьев.

«Съезд обращается к геологам, горнякам, металлургам, машиностроителям, всем, кому не безразлична судьба горно-металлургического комплекса Урала, с призывом сохранить его мощь как важнейшую предпосылку и гарантию достойного материального положения и нормальных условий жизни населения региона и процветания Уральского края» (Второй Уральский горнопромышленный съезд, июнь 1993 г.).

В середине 1995 года по инициативе председателей геолкомов Уральского региона начала функционировать общественная организация — Уральский координационный совет по геологии и недропользованию. Первое годичное совещание УКСОГЕН прошло в г. Екатеринбурге на базе Уралгеолкома. Председателем организации был избран председатель Уралгеолкома Лещиков Владимир Иосифович.

Успешная работа УКСОГЕН в период с 1995 по 2001 гг. велась благодаря активнейшей организационной работе, проводившейся ее учредителями: бессменным

2020

ученым секретарем М.С. Рапопортом; председателем Комитета природных ресурсов по Оренбургской области М.В. Кирсановым; министром Минприроды Республики Коми А.П. Боровинским; начальником «Севказнедра» Б.И. Бекмагампетовым; председателем Комитета природных ресурсов по Челябинской области В.В. Карагановым; председателем Госкомгео Республики Башкортостан Б.Д. Магадеевым; начальника Управления по недропользованию по Республике Башкортостан Р.А. Хамитовым; председателем Ямалгеолкома С.Н. Поповым; генеральным директором Горнопромышленной ассоциации Урала А.А. Ястребковым; проректором УГГГА В.П. Алексеевым; директором Уральского геологического музея Ю.А. Поленовым; директором ИГГ УрО РАН В.А. Коротеевым; директором Института геофизики УрО РАН Б.П. Рыжим и многими другими активными участниками годичных совещаний УКСОГЕН (см. рис. 1).



Рис. 1. После выездного заседания УКСОГЕН (Уральского координационного совета по геологии и недропользованию) в г. Сыктывкаре, 1996 г. Первый ряд. Слева направо: второй – В.И. Лещиков, четвертый – Б.М. Алешин; второй ряд: С.Н. Попов, Б.П. Рыжий, М.С. Рапопорт, пятый – В.П. Алексеев.

За время активной работы было проведено 7 годичных совещаний:

Первое совещание проведено в 1995 году в г. Екатеринбурге на базе Уралгеолкома. Второе совещание проведено в 1996 году в г. Сыктывкаре на базе Минприроды Республики Коми. Третье совещание проведено в 1997 году в г. Уфе на базе Минприроды Республики Башкортостан. Четвертое совещание проведено в 1998 году в г. Оренбурге на базе Комитета природных ресурсов по Оренбургской области. Пятое совещание проведено в 1999 году в г. Кургане на базе Курганской ГРП Уралгеолкома (рис. 2).

2020

Шестое совещание проведено в 2000 году в г. Верхний Уфалей на базе Уралгеолкома. Седьмое совещание проведено в 2001 году в г. Костанай на базе «Севказнедра».



Рис. 2. Делегация Екатеринбурга по дороге в г. Курган. Слева направо: И.Г. Сковородников, О.Н. Грязнов, С.Н. Попов, В.П. Алексеев, В.С. Дружинин, В.А. Серков, В.И. Бондарев, В.Н. Сазонов.

Работа УКСОГЕН была приостановлена в связи с уходом из жизни по болезни М.С. Рапопорта и, в скором времени, В.И. Лещикова. Дальнейшая деятельность УКСОГЕН стала невозможна из-за проведенных Мингео РФ организационных реформ, ограничившая самостоятельность региональных геологических управлений и резкого сокращения государственного финансирования геологоразведочных работ.

Каждое совещание УКСОГЕН в обязательном порядке оформлялось документально. Приведу несколько примеров оформления документов.

Программа

годичного совещания УКСОГЕН в г. Сыктывкаре 15-16 октября 1996 г.

15 октября

Открытие совещания – Министр природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Коми А.П. Коровинских.

Приветственное слово – Заместитель Главы Республики Коми В.С. Бибиков.

О работе совещания – Председатель УКСОГЕН – В.И. Лещиков (Уралгеолком, г. Екатеринбург).

Отчет о работе УКСОГЕН за 1995 г. и 9 месяцев 1996 г. В.А. Лещиков.

План работы УКСОГЕН на 1997 г. и первую половину 1998 г. М.С. Рапопорт (Уралгеолком, г. Екатеринбург).

О подготовке к 300-летию горно-геологической службы России. В.И. Лещиков.

Доклады

- 1. Глубинное строение Урала по геолого-геофизическим данным и его сейсмичность. Б.П. Рыжий (Ин-т геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург).
- 2. Новые данные о геологии и глубинном строении и металлоносности Урала. М.С. Рапопорт.
- 3. Об опыте работы геологических органов Северного Казахстана с недропользователями. А.А. Алексеев (Северо-Казахстанское геологическое управление, г. Кустанай).
- 4. Докембрий Тимано-Североуральского региона: состояние изученности и проблемы. А.М. Пыстин (Ин-т геологии КНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар).
- 5. Хром и платина Полярного Урала. А.Б. Макеев (Ин-т геологии КНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар).
- 6. Золоторудная минерализация западного склона севера Урала. С.К. Кузнецов, М.Б. Тарбаев (Ин-т геологии КНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Минпромтранс РК)

16 октября

- 1. Проблемы и перспективы развития горнорудной промышленности Республики Коми. И.Б. Гранович, А.Э. Граудинь (Администрация программы развития экономики РК, Минпромтранс РК).
- 2. О результатах деятельности ОАО "Полярноуралгеология" в 1996 году. Н.Н. Герасимов (ОАО "Полярноуралгеология", г. Воркута).
- 3. Прогноз оруденения по параметрам аномальных геофизических полей. Р.И. Лутков (ИМГРЭ, г. Москва).
- 4. Метод АНГОР при поиске нефти и газа. Результаты работ 1995-96 года в Оренбургской области. С.Л. Арутюнов (Оренбурггеолком, г. Оренбург).
- 5. К выбору направлений поисков коренных источников алмазов на Урале. М.С. Рапопорт (Уралгеолком, г. Екатеринбург).
- 6. Решение проблемы хозяйственно-питьевого водоснабжения населения Курганской области за счет подземных вод на основе геофизических данных. В.И. Лещиков (Уралгеолком, г. Екатеринбург).
- 7. О практике лицензирования недропользования в Оренбургской области. М.В. Кирсанов (Оренбурггеолком, г. Оренбург).

Принятие решений.

Программа годичного совещания Уксоген в г. Оренбурге 28.09-01.10.1998 г.

29 сентября

1. Открытие совещания. Вступительное слово председателя УКСОГЕН – В.И.

2020

Лещикова, председателя КПР по Оренбургской области М.В. Кирсанова.

- 2. Приветствие от администрации Оренбургской области.
- 3. О работе УКСОГЕНа за отчетный период. Ученый секретарь УКСОГЕН М.С. Рапопорт (см. рис. 3).
- 4. Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы Оренбургской области. Сообщения В.А. Маренина и Д.В. Плугина.
- 5. Основные результаты геологоразведочных работ в республиках, областях и национальных округах Большого Урала за 1997-1998 гг.: Ямало-Ненецкий округ, Республика Коми, Пермская область, Свердловская область, Республика Башкортостан, Челябинская область, Курганская область, Северо-Казахстанское геологическое управление (г. Кустанай).
- 6. Некоторые проблемы региональной геологии и минералогии Урала (к укреплению связей науки с производством) В.А. Коротеев, В.Н. Анфилогов, М.С. Рапопорт, Б.М. Алешин, К.К. Золоев.
- 7. Достижения и задачи развития региональных геофизических работ на Урале С.К. Кашубин, Б.П. Рыжий.



Рис. 3. На берегу р. Урал во время заседания УКСОГЕН в г. Оренбурге (1998 год). Слева направо: М.С. Рапопорт, В.П. Алексеев, Ю.А. Поленов.

30 сентября

- 1. О состоянии и перспективах развития высшего горно-геологического образования на Урале В.П. Алексеев.
- 2. Музеи, заповедники и заказники геологического профиля на Урале Ю.А. Поленов.

- 2020
- 3. Госгеолкарта-200 новой серии Урала: перспективы завершения и разработка скорректированной программы дальнейших региональных работ КПР Челябинской области.
- 4. Граница перми и триаса как основной репер при геокартировании, ее палеонтологическое обоснование и фациальное выражение (на примере западного Оренбуржья) В.П. Твердохлебов, В.А. Ефремов.
- 5. О находке пепловых туфов в сокской свите верхнеказанского подъяруса западного Оренбуржья В.Б. Болдырев.
- 6. Возможности расширения сырьевой базы редких земель, ванадия и золота в пределах Оренбургского Урала П.В. Лядский.
- 7. Поиск и оценка альтернативных сырьевых баз высокодефицитного металлургического сырья (хромовые и марганцевые руды) на Урале КПР Челябинской области.
- 8. Изучение нефтегазоносности нетрадиционных территорий с целью выявления местных сырьевых баз углеводородного сырья КПР Челябинской области.
- 9. Значение детальных исследований геотектонических процессов на юговосточной окраине Русской платформы для прогноза перспектив нефтегазоносности региона И.А. Денцкевич.
- 10. О ходе структурной перестройки органов управления недрами в уральских субъектах Российской Федерации (обмен опытом).

Дискуссия. Принятие решения.

Материал к совещанию «Севказнедра» и Уральского координационного Совета по геологии и недропользованию (УКСОГЕН). г. Костанай, 30-31 августа, 2001 г.

Складывающихся новых политических и социально-экономических условиях возникает необходимость разработки новых подходов к выбору долгосрочной стратегии изучения недр, их оценки, использования минерального сырья и его воспроизводства, переход от отраслевого к региональному уровню решения этих проблем в рыночных отношениях с учетом социальных и экологических факторов.

В связи с вышесказанным предлагается несколько направлений, позволяющих в какойто мере стабилизировать существующую ситуацию, основываясь на наличии, изучении и использовании минерально-сырьевой базы Урала. Эти направления следующие:

- проведение мониторинга минерально-сырьевой базы (наличие, использование, воспроизводство минерального сырья) по топливно-энергетическим ресурсам, медным и цветным металлам, неметаллам, подземным пресным и минеральным водам;
- переоценка минерально-сырьевой базы исходя из новых экономических условий: переход от сугубо традиционных производственных отраслевых подходов к социально ориентированному территориальному производственному принципу с учетом экологических условий. Вовлечение в эксплуатацию месторождений полезных ископаемых должно осуществляться не по существующему технико-экономическому обоснованию, а по социально-экономическому обоснованию на основе системной оценки

2020

минерального сырья;

- составление обзора экологического состояния территории, который позволит определить основные направления развития и размещения производительных сил на базе освоения минеральных ресурсов с учетом состояния природы;
- исследование институциональных преобразований в горнопромышленном комплексе и их влияния на механизм рационального освоения минеральных ресурсов (собственность в недропользовании, регулирующая роль государства в освоении недр, транссационные и трансформационные издержки предприятий; процесса интеграции горных, металлургических и машиностроительных предприятий, ценообразование, налогообложение и др.).

Предлагается следующая стратегия прогнозно-металлогенических исследований и поисков месторождений полезных ископаемых на Урале. Это:

- выделение рудных узлов и месторождений полезных ископаемых объектов мантийной, мантийно-коровой (нелинейной) коровой (линейной) металлогении с разными условиями формирования и закономерностями размещения;
- отказ от односторонней ориентации только на одну из альтернативных тектонических концепций;
- применение новейших отечественных и зарубежных новаций в области металлогении и прогнозирования, особенно прогнозирования месторождений полезных ископаемых нетрадиционных рудно-формационных и геолого-промышленных типов;
- расширение поисковых работ на Урале на нетрадиционные промышленные типы месторождений полезных ископаемых;
- золоторудные, типа «Карлин» в аргиллизитах и джаспероидах, в рудоносных корах выветривания, золото-порфирового типа, минерализованных зон смятия и др.;
- платиновометалльного и золото-платиновометалльного оруденения в углеродистых (черносланцевых) толщах широкого возрастного диапазона;
 - редкоземельного оруденения иттриевой группы в корах выветривания;
- кореных алмазов «некимберлитового» типа и различного, в том числе мезокайнозойского возраста;
 - флюорит-селлаитового в рифеидах западного склона Урала;
- промышленных концентраций скандия, рения и других редких и рассеянных элементов, извлекаемых попутно при добыче и переработке комплексных руд;
- промышленных концентраций стронциевой минерализации в Предуральском прогибе и на восточном краю Русской плиты;
 - поднадвиговой нефти на западном склоне Урала и нефти в гранитоидах.

Дальнейшему укреплению и расширению минерально-сырьевой базы Урала, по нашему мнению, должны способствовать составление долгосрочной и краткосрочной программ исследования недр Урала с учетом проведения мониторинга состояния, использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы, обзора экологической и

социальной ситуации на территории, а также существующей конъюнктуры на полезные ископаемые.

Освоение недр требует к себе разумного подхода не только при добыче полезных ископаемых, но и сохранение или восполнение других природных ресурсов (лес, земля, воды и т.д.). Существующие законы по природных ресурсам, во многом противоречивы и требуют кропотливой работы по их гармонизации. Необходимо создание единого «Закона по природных ресурсам», который даст возможность сбалансировать имеющиеся в законах по отдельным ресурсам противоречия и даст общие подходы по использованию, исследованию, воспроизводству ресурсного блока как с точки зрения полноты использования и сохранения, так и с точки зрения экономической безопасности.

Лицензирование участка природы должно проводиться на все природные ресурсы с указанием их использования, сохранности, воспроизводства. Только комплексный (геологический, социально-экономический, правовой) подход к геологическому изучению, оценке и освоению природных богатств Урала позволит существенно укрепить его минерально-ресурсный потенциал. На сопредельных территориях России (Департамент природных ресурсов по Уральскому региону) и Республики Казахстан («Севказнедра») рекомендуется:

- Составление схем корреляции магматизма смежных районов Южного Зауралья (РФ) и Северного Казахстана.
- Уточнение стратиграфических схем докембрия, палеозоя и мезозоя пограничных областей.
- Одновременная подготовка из разных источников финансирования (РФ и РК) геологических основ масштаба 1:200000 и 1:500000 на площади номенклатурных листов, охватывающих приграничные районы Тюменской, Челябинской, Оренбургской, Курганской областей и Республики Казахстан.
- Составление тектонической и металлогенической мелкомасштабных карт приграничной территории.
- Одновременное проведение прогнозно-поисковых работ в пределах перспективных зон и поясов приграничных районов.

Продолжение проведенных в 1995 году полевых сейсмических исследований на профиле «URSEIS-95» по программе Европроба с целью построения сейсмического разреза земной коры и верхней мантии до глубины 120 км, который позволит достаточно четко читать основные структуры Уральского складчатого пояса и зон его сочленения с Восточно-Европейской платформой и Казахстанской складчатой областью.

Литература

1. Уральские горно-промышленные съезды (1991 – 2000 гг.). Екатеринбург: изд-во УГГГА, 2000. 58 с.

2020

УДК 553.07(470.55)

ГЕНЕЗИС РОССЫПЕЙ СВЕТЛИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЬЕЗОКВАРЦА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Ю. А. Поленов, В. Н. Огородников, А. Ю. Кисин

Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

История открытия Светлинского месторождения пьезокварца

Со времен глубокой древности известны кристаллы горного хрусталя на Урале. Уже на заре своей сознательной деятельности первобытные уральские племена применяли горный хрусталь сначала в виде своеобразных каменных орудий, а затем в качестве украшений.

Первые сведения о хрусталях Южного Урала относятся к 1750 году. Именно в этом году казаки и драгуны открыли ряд месторождении хрусталя в верховьях реки Санарки, Белой, у Кундравов, а также и в ряде других мест Южного Урала. Не исключено, что среди них было и известное в наше время Светлинское месторождение горного хрусталя [1].

В первый месяц полевых работ (май 1939 года) на территории деятельности Светлинского смотрительства Кочкарского приискового управления треста "Кочкарьзолото" сотрудниками Кочкарьского отряда Уральской скупочной конторы была открыта хрусталеносно-золотоносная россыпь Анненская. На базе этой россыпи был организован первый эксплуатационный участок по добыче пьезокварца.

Одновременно с добычей в 1940 году на территории Светлинского смотрительства проводились поисково-разведочные работы на пьезокварц отрядом по проверке заявок во главе с геологом П.Г. Шармановым. Этим отрядом был обнаружен россыпной объект пьезокварца и золота – "Лог Хрустальный", который начали успешно отрабатывать.

Горный хрусталь Светлинского месторождения, названого по имени ближайшего поселка Светлый, с самого начала эксплуатации был признан весьма пригодным для пьезооптических изделий. По качеству он быстро занял одно из первых мест в Союзе и со стороны заводов потребителей на него возник повышенный спрос [1].

Светлинские хрусталеносные россыпи

С начала 1950-х годов начался период интенсивного планомерного освоения Восточно-Уральской хрусталеностной провинции. В эти годы много внимания уделяется вопросам правильного определения генезиса хрусталеносных коренных и россыпных объектов, от чего в немалой степени зависит правильность применяемой методики

№ 17

2020

поисков и разведки. Светлинское месторождение было одним из основных объектов, на котором решался вопрос об образовании хрусталеносных россыпей, поскольку единого представления об их формирования не было. Генезис типичных для Урала промышленных хрусталеностнных россыпей разными геологами вначале определялся, как элювиальный, делювиальный, пролювиальный, аллювиальный и даже, как остаточный. Признание россыпей аллювиальными и остаточными в начале 1950-х годов привело к выработке методики поисков и разведки, в результате применения которой перспективные участки Южного Урала разбуривались скважинами по сетке с целью выявления почти не перемещенных развалов хрусталеноетных кварцевых жил. При этом ни с какими логами в древнем (третичном) рельефе подобные развалы не связывались. Полученные отрицательные результаты при разведке таких россыпей горными выработками заставили пересмотреть взгляды на генезис и на методику поисково-разведочных работ [2].

Тематической группой партии № 1 экспедиции № 101 в эти годы был проведен анализ геологических материалов по разведке и отработке в предыдущие годы хрусталеностнных россыпей Светлинского месторождения. При увязке продуктивного слоя хрусталеносных россыпей с логами в древнем рельефе был доказан их делювиальноаллювиальный генезис, то есть, доказана прямая зависимость формирования россыпей от деятельности временных водных потоков. Согласно методике, основанной на таком генезисе, бурением начали искать лога в древнем рельефе, заполненные третичными отложениями и последние опробовать шурфами с рассечками. В результате проведения ревизионных разведочных работ по многим таким россыпям на месторождении были подсчитаны балансовые запасы пьезооптического кварца. По мере завершения разведки, а в некоторых случаях и не дожидаясь ее окончания, большая часть россыпей с заново подсчитанными запасами была отработана [2].

Светлинское хрусталеносное месторождение расположено на восточном склоне Южного Урала в пределах Кочкарского антиклинория. Месторождение расположено в западном экзоконтакте Борисовского массива микроклиновых гранитов и приурочено к Светлинской купольной структуре позднепалеозойского возраста, сложенной разнообразными кристаллическими сланцами. Необходимо обратить внимание на следующие особенности геологического строения месторождения. Западное крыло сложено ставролитбрахиантиклинальной структуры И кордиеритсодержащими биотит-серицитовыми биотитовыми, И серицитовыми сланцами, широко распространенными в них кварцевыми жилами. Восточное структуры месторождения слагается в основном амфибол-кварц-полевошпатовыми породами с телами гранит-аплитов, габбро-амфиболитов и серпентинитов [3].

В юрско-меловой период на площади месторождения, также как и на территории всего Южного Урала, происходило формирование площадной коры выветривания мощностью до 30-50 м. Преобразования палеозойских пород, выходящих на площади месторождения, на стадии выветривания не закончились. В последующее время они

2020

явились основой для формирования третичных отложений. Породы палеозойского фундамента перекрыты третичными отложениями, приуроченными к погребенным ложбинам стока, получившим на Урале название «древних логов» и образующим на месторождении густую сложно ветвящуюся систему (рис. 1). На месторождении площадью 134 кв. км выявлено 22 основных древних лога и 163 их притоков, общая площадь которых равна 54 кв. км (Ланецкий, Поленов и др., 1970).

Выполнены лога серо-желтой разнозернистой песчаной и галечно-песчаной продуктивной толщей мощностью до 1,5 м. Перекрыт ложковый аллювий пестроцветными и бурыми глинистыми и суглинистыми отложениями мощностью 5-15 м. Продуктивная толща местами обогащена обломками кристаллов кварца. Отсюда большой интерес к генезису древних ложбин и механизму формирования заключенных в них россыпей.

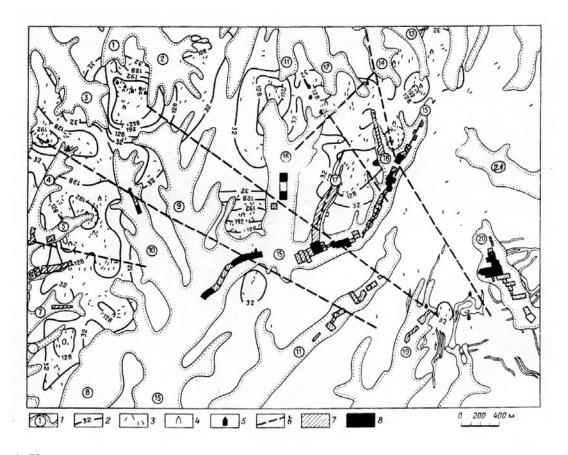


Рис. 1. Карта размещения россыпей, кварцевых жил и зон хрусталеносной минерализации на площади Светлинского месторождения, по [2]. Условные обозначения: 1 — контуры хрусталеносных логов (1 — Ягодный, 2 — Вороненский, 3 — Отрадный, 4 — І-ый Хрустальный, 5 — Безымянный, 6 — Анненский, 7 — ІІ-ой Хрустальгный, 8 — Калиновый, 9 — Водораздельный, 10 — Широкий, 11 — № 98, 12 — № 97, 13 — № 96, 14 — № 95, 15 — Косаревский, 16 — Граневой, 17 — Надежный, 18 — Александровский, 19 — № 7, 20 — Восточный, «21 — Санарский»); 2 — изолинии концентрации кварцевых жил; 3 — кварцевые жилы; 4 — некондиционные кристаллы горного хрусталя; 5 — кондиционные кристаллы горного хрусталя; 6 — предполагаемые разрывные нарушения; 7 — богатые блоки в россыпях горного хрусталя; 8 — весьма богатые блоки в россыпях горного хрусталя.

2020

Генезис хрусталеносных россыпей Светлинского месторождения

Существует две принципиально разные точки зрения на образование россыпей месторождения. Первая опирается на возможность переноса обломочного материала на большие расстояния, вторая — на отсутствие значительного переноса. При проведении детальных разведочных работ на россыпи Санарского лога одному из авторов представилась возможность собрать представительный материал, который позволил уяснить формирование россыпей в древних логах.

Россыпь Санарского лога, одного из крупнейших логов месторождения, расположенного в восточной части месторождения, была опробована шурфами с рассечками по пяти разведочным линиям, пройденным через 400 м.

Из всех разновидностей горных пород в шурфах и рассечках были отобраны и проанализированы пробы глин и песков на гранулометрический анализ (табл. 1).

Таблица 1 Результаты гранулометрического анализа проб

Mo				Bı	ыход фр	акции,	%				Γ.,
№	+10	+7	+5	+3	+2	+1	+0,5	+0,25	+1,01	+0,05	Г.к.
461/1	0,5	0,8	0,4	0,4	0,2	0,6	0,8	1,5	2,4	2,4	90,0
447/1	2,3	0,2	0,1	0,3	0,2	0,6	0,8	2,0	3,1	2,3	88,0
446/1	1,1	-	1	0,1	0,1	0,2	0,7	2,3	4,0	2,9	88,6
452/1	1	1	4,0	0,1	0,4	1,8	2,5	5,7	8,8	9,8	70,9
453/2	1	-	0,1	0,1	0,1	0,3	0,4	1,1	1,8	2,4	93,8
461/2	1	-	0,1	0,1	0,1	0,5	0,8	2,7	5,1	5,5	85,1
447/2	3,1	0,8	0,7	1,1	1,2	4,3	4,6	7,8	7,8	3,8	64,8
446/2	1	0,1	0,1	0,6	0,7	1,4	1,0	2,2	4,1	3,6	86,2
452/3	4,0	1,3	1,0	1,0	0,9	2,3	6,4	8,3	-	9,3	65,5
453/3	ı	-	ı	ı	0,1	0,8	1,7	4,5	7,5	9,8	75,6
461/3	3,4	1,8	2,5	3,9	3,1	6,7	7,9	19,5	12,8	6,3	32,1
447/3	10,5	3,2	2,3	4,7	4,6	11,5	7,5	9,5	5,6	7,2	33,4
453/4	26,4	8,9	7,0	8,7	6,5	9,5	5,1	4,0	2,8	2,8	18,3
452/2	3,1	2,0	2,1	4,2	5,7	20,1	16,6	17,5	7,0	2,0	19,7

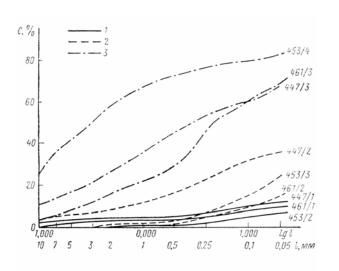
Примечание: пробы 461/1, 447/1, 446/1, 452/1, 453/2 — бурая глина, пробы 461/2, 447/2, 446/2, 452/3, 453/3 — пестроцветная глина, пробы 461/3, 447/3, 453/4, 452/2 — песок; Γ .к. — глинистый класс. Сумма каждого анализа 100%, объем каждой пробы около 1 кг.

По кумулятивным кривым на рис. 2, построенным по методике Л.Б. Рухина [5], видно: сортированность песков увеличивается от верховья к низовью лога; пестроцветных глин – ниже в средней части лога и выше в верховье; бурых глин – ниже в средней части и выше в низовье лога. Кумулятивные кривые на рис. 3 позволяют выявить другие закономерности: сортированность бурых и пестроцветных глин в средней части лога на борту выше, чем в тальвиге лога; в низовье лога на борту ниже, чем в тальвиге лога; сортированность песков в тальвиге выше, чем на бортах.

2020

Приведенные кумулятивные кривые свидетельствуют о существовании водных потоков при формировании рыхлых отложений месторождения. В то же время анализ этих кривых показывает, что роль потоков в образовании песков и глин существенно различна. Песчаные отложения формировались при значительной силе водных потоков, а бурые и пестроцветные глины – в условиях слабого водного режима.

Пробы глин и песков на спектральный и минералогический анализы были отобраны из трех логов, один из которых расположен в восточной части месторождения, а два – в западной. Как показали минералогические анализы, составы фракций различных классов одной пробы тождественны, поэтому выводы, сделанные по минералогическим анализам одной фракции, будут справедливы для всей пробы в целом. Из табл. 2 следует, что рыхлые отложения логов восточной части месторождения обогащены силлиманитом, мусковитом, полевым шпатом и продуктами выветривания амфиболов; в западной части месторождения они отличаются большим содержанием ставролита. Данные спектральных анализов согласуются, с отмеченным минеральным своеобразием рыхлых отложений. Так, в отложениях восточной части месторождения отмечается повышенное содержание хрома, никеля и некоторых других элементов.



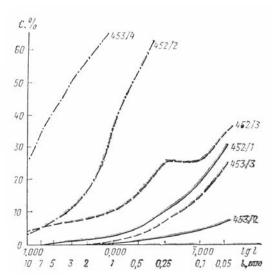


Рис. 2. Кумулятивные кривые гранулометрических анализов проб, отобранных по простиранию древнего лога; 1, 2, 3 – соответственно анализы бурых, пестроцветных глин и песков.

Рис. 3. Кумулятивные кривые гранулометрических анализов проб, отобранных в крест простирания древнего лога. Наименование линий по породам приведено на рис. 2.

Таким образом, несмотря на значительную роль водных потоков в образовании продуктивной толщи россыпей, геохимическая специфика и минеральный состав рыхлых отложений с учетом геологии месторождения позволяют говорить о формировании песков и глин из «местного» материала при его незначительном переносе.

часть), что объясняет отличия окраски, формы и строения кристаллов в различных

№ 17

россыпях месторождения.

Наличие в продуктивной толще россыпей в восточной части месторождения танталит-колумбита, берилла, появление топаза, турмалина и других минералов указывает на то, что обогащение россыпей полезными компонентами происходило за счет разрушения расположенных здесь же аплит-пегматитовых тел, содержащих тот же парагенезис минералов. Кристаллы кварца поступали в россыпи при разрушении кварцевых жил (западная часть) или кварцевых жил и аплит-пегматитовых тел (восточная

2020

							, %	состав	ьный	нерал	Ми										
Порода, из которой получен шли	Обломки по- род с глини- сто-железис- тым цементом	Лимонит	Продукты вы- ветривания амфибола	Марганцевый минерал	Ильменит 🗓	Биотит	Рутил	Кальцит	Каолинит	Кианит	Гидрослюда	П оле вой шпат	Мусковит	Вес проед Крари Ставролят	Номер пробы						
€ 2					ения	ожде	естор	ть ме	час	очная	Восто										
Бурая глина Пестроцветная глина Песок # Бурая глина Пестроцветная глина Песок Биотит-кварцевый сланец Бурая глина Пестроцветная глина Песок Габбро-амфиболит	20 23 7 8 15 40 23 22 15 50 25 3	12 3 + 3 7	++++++	+ 1 1 20 3 + +	+	+	+	54 15	3 + +	3 + + +		+ + 12 + +	+ +2 +++++ +1	5 + + 2 + 2 + + 3 +	$ \begin{array}{c} 12 \\ + \\ + \\ 3 \\ 5 \\ + \\ 8 \end{array} $		63 64 35 57 77 50 25 73 61 50 62 88	27,22 2,89 2,85 2,69 43,7 74,6 30,97 7,10 70,3 9,47 10,7 2,19	275,0 96,0 50,0 49,0 360,0 434,0 388,0 119,0 281,0 138,0 43,0	825 640 1300 800 1023 650 1055 810 1245 1380 1340 810	461/1 461/2 461/3 447/1 447/2 447/3 447/4 452/1 452/2 452/3 452/5
					вин	жде	сторо	ь ме	част	дная	Запа										
Бурая глина Пестроцветная глина Песок Белая глина Биотитовый сланец Песок Пестроцветная глина Бурая глина Песок	12 13 10 + 5 4	+ + 2 2 15		4				15 15	+	+ + 3 +	4	3		+	39 + 27 45 45	70 65 62 40 82	30 17 25 35 88 67 43 40 13 45	3 7,15 56,12 23,7 4,45 81,15 11,67 20,35 141,8 20,5	50,0 103,0 402,0 337,0 70,0 381 209 182 462 180	1365 1780 1370 1680 1125 1730 1465 1040 2080 1335	473/1 473/2 473/3 473/4 473/5 1/33 2/33 3/33 4/33 5/33

Выводы

Приведенные данные подтверждают точку зрения об отсутствии длительного переноса обломочного материала при формировании россыпей при формировании древних логов. Собранный материал хорошо согласуется с материалами С.А. Лясика [4], проводившего работы по другим россыпям месторождения.

На основании выявленного механизма формирования россыпей в различных частях логов, становится возможным научное предсказание вероятного места расположения коренных хрусталеносных объектов. Так, если кристаллосырье располагается в верховьях логов и характеризуется кустовым принципом распределения, то коренные источники пьезооптического кварца необходимо искать непосредственно под логами и на их бортах.

На отрезках россыпей с линейным характером размещения кристаллов кварца хрусталеносные кварцевые жилы, минерализованные полости и хрусталеносные пегматиты вполне возможны. Учитывая некоторый перенос россыпях крупнообломочного материала, коренные хрусталеносные объекты должны располагаться

2020

в верхних участках данных отрезков россыпей. В низовьях россыпей с линейнопрерывистым принципом размещения кристаллосырья хрусталеносные коренные источники будут встречаться исключительно локально и промышленного значения в этих случаях иметь не будут [1, 4].

Литература

- 1. *История поисков*, разведки и освоения Уральских хрусталеносных месторождений (1937-1991) / Ю.А. Поленов, В.Н. Огородников, Е.В. Бурлаков, В.В. Григорьев. Екатеринбург: изд-во УГГУ, 2017. 114 с.
- 2. *Жильный кварц* Урала в науке и технике / А.А Евстропов, Н.С. Кухарь, Ю.И. Бурьян. М.: Недра, 1995. 207 с.
- 3. *Кисин А.Ю., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Мурзин В.В., Притичин М.Е.* Роль Светлинской гранитогнейсовой купольной структуры в образовании кварцево-жильных месторождений (Южный Урал) // Известия УГГУ, 2019. № 4(56). С. 53-61.
- 4. Лясик С.А. Некоторые закономерности образования и размещения хрусталеносных россыпей на восточном склоне Южного Урала // Труды ВНИИП, 1961. Т. 5. С. 234-241.
 - 5. *Рухин Л.Б.* Основы литологии. М.: Гостопиздат, 1961. 780 с.

2020

УДК 549+552.44(571.121)

МИНЕРАЛОГИЯ МЕТАПЕЛИТОВ ИЗ ФУНДАМЕНТА АРКТИЧЕСКОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО МЕГАБАССЕЙНА (ВЕРХНЕРЕЧЕНСКАЯ РАЗВЕДОЧНАЯ ПЛОЩАДЬ, ЯМАЛ)

В. С. Пономарев, К. С. Иванов, Ю. В. Ерохин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

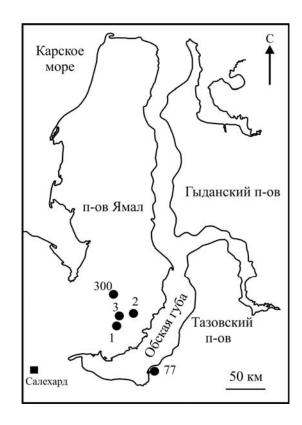
Комплексные исследования геологии арктической части Западной Сибири весьма важны для поиска нефти и газа на этой огромной, но недостаточно изученной территории. Помимо юрских и меловых пород осадочного чехла Западно-Сибирского мегабассейна перспективными породами так же являются гранитоиды фундамента и их метаморфическое обрамление [4, 5, 7 и др.].

На территории полуострова Ямал комплексы пород фундамента вскрыты скважинами в пределах Бованенковской, Новопортовской, Верхнереченской и Сюнай-Салинской разведочных площадей. Верхнереченская площадь находится в южной части полуострова Ямал, вблизи с Новопортовским нефтегазовым месторождением. Ранее нами на территории Верхнереченской площади (скважина № 1) исследовались граниты, вскрытые скважиной в интервале глубин 1748-2034 м. Скважиной Верхнереченская № 3 на глубине 1730-1827 м также вскрыты граниты, но рассланцованные [3]. Приблизительно в 15 км к востоку от скважины № 3 пробурена скважина Верхнереченская № 2, в которой в интервале глубин 2480-2600 м вскрыты метаморфические породы, гранат-кварц-хлоритслюдистого состава (рис. 1). Севернее Верхнереченской площади, в Западно-Яротинской площади в доюрском фундаменте были выбурены метаморфические сланцы, которые рассматриваются нами как северное обрамление Верхнереченского гранитного плутона [2], возраст которого установлен по акцессорным цирконам и соответствует поздней перми (254,0 ± 3,0 млн лет) [3]. Сланцы имеют кварц-плагиоклаз-слюдисто-хлоритовый состав и образовались в условиях зеленосланцевого метаморфизма по осадочному субстрату, а позднее подверглись вторичным изменениям в процессе наложенной пропилитизации. Ранее нами был установлен возраст метаморфизма (40 Ar/ 39 Ar-метод, \approx 271 млн лет) подобных метаморфических сланцев из фундамента Тазовского полуострова Западной Сибири (Лензитская площадь, скважина № 77). Метаморфизм осадков проходил под влиянием мощного тектоно-магматического события - началом заложения пермскотриасовых рифтов и излияния базальтов, а полученная датировка ≈ 252 млн лет совпадает с периодом наиболее интенсивного формирования рифтов субмеридионального простирания в фундаменте Западно-Сибирской платформы [10 и др.].

2020

В настоящей работе приводится описание минералогии гранат-кварц-хлоритмусковитовых сланцев из скважины Верхнереченская № 2 из фундамента арктической части Западно-Сибирского мегабассейна.

Рис. 1. Схематическая карта расположения скважин, вскрывших фундамент. Номера скважин: 1-3 — Верхнереченская, 300 — Западно-Яротинская, 77 — Лензитская.



Нами исследовались образцы керна гранатсодержащих сланцев с глубины 2562,5 м. Структура пород от гранобластовой до гранолепидобластовой, текстура — слоистая. Минеральный состав породы представлен: мусковитом, кварцем, шамозитом, кальцитом, альбитом, альмандином, рутилом, фторапатитом, цирконом, ксенотимом-(Y) и пиритом.

Породы тонкозернистые, зеленовато-серого цвета, микроскопически в породах наблюдается чередование слоев кварцевого мелкозернистого агрегата с включениями хлорита, зернами карбоната и слюды со слоями хлорит-слюдистого тонкозернистого агрегата. В породе наблюдаются микроскладчатость (рис. 2A, 2Б), которая является следствием достаточно интенсивной деформации пород.

В гранат-кварц-хлорит-мусковитовых сланцах кварц представлен полигональными и округлыми зернами с многочисленными включениями как породообразующих, так и акцессорных минералов. Нередко в породе можно наблюдать у зерен кварца блочное и волнистое погасание в поляризованном свете. Размер зерен до 0,1 мм. В кварце встречены мелкие включения хлорита, мусковита, рутила, апатита, циркона и ксенотима. Слюда образует тонкозернистые полосчатые, деформированные, смятые в складки, агрегаты совместно с зернами хлорита. Размер индивидов до 0,2 мм. Среди хлорит-слюдистого агрегата встречаются индивиды альбита, циркона, апатита и рутила. По классификации [13], слюда соответствуют мусковиту (табл. 1 ан. 3, 4). В минерале присутствует примесь

FeO до 2,43 мас.%, MgO до 1,58 мас.%, Na₂O до 0,85 мас.% и TiO₂ до 0,39 мас.%. Хлорит в породе образует тонкозернистые агрегаты зерен среди мусковита, иногда отмечается в виде отдельных индивидов в интерстициях зерен кварца и в виде включений в нем. Размер лейст хлорита не превышает 0,4 мм. По составу он соответствует магнезиальному шамозиту с содержанием MgO до 13,35 мас.%, MnO до 0,30 мас.% (табл. 1, ан. 13-16).

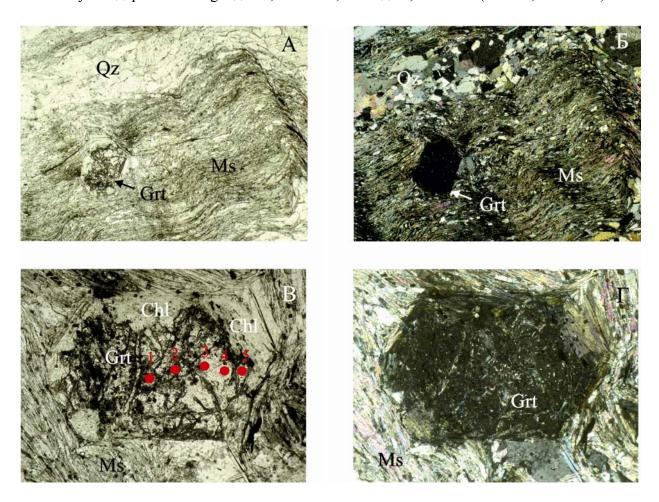


Рис. 2. Гранат-кварц-хлорит-мусковитовый сланец. Скв. Верхнереченская № 2, гл. 2562,5 м. Фото шлифов, проходящий свет: А – общий вид породы, без анализатора, размер поля зрения 5 мм; Б – общий вид породы, с анализатором; В – зерно граната, без анализатора, размер поля зрения 1,3 мм (цифрами даны номера микрозондовых анализов из табл. 2); Г – зерно граната, с анализатором. Qz – кварц, Grt – гранат, Chl – хлорит, Ms – мусковит.

Гранат в породе образует зерна размером до 1,1 мм. Форма зерен близка к изометричной в виде ромбододекаэдрических кристаллов. В зернах граната наблюдается его замещение хлоритом (рис. 2В, 2Г), сохраняющее при этом его исходные очертания. Изотропен. По химическому составу гранат относится к альмандину с высоким содержанием гроссулярового (до 30,3%) и спессартинового (до 20,5%) миналов (табл. 1, ан. 1-6; табл. 2). В кристалле альмандина было сделан профиль от центральной части к периферии (рис. 2В). Отмечается постепенное увеличение (см. табл. 2, ан. 1-5) альмандинового, пиропового и андрадитового миналов, а также уменьшение миналов гроссуляра и спессартина от центра кристалла (Alm_{47.2}Grs_{29.5}Sps_{20.5}Prp_{2.2}Adr_{0.6}) к краю

2020

 $(Alm_{56.2}Grs_{29.9}Sps_{9.8}Prp_{3.0}Adr_{1.1})$. Нарастание MgO от центра к краю в гранате и уменьшение MnO соответствует прогрессивной метаморфической зональности [6].

Таблица 1 Химический состав (в мас.%) минералов из верхнереченского сланца

Альмандин 1 37,40 0,15 20,63 0,05 - 21,67 9,07 0,56 10,50 0,02 - - 100,05 2 37,26 0,15 20,77 0,05 - 21,50 8,85 0,57 10,82 0,02 - - 99,99 3 37,23 0,20 20,87 0,07 - 22,85 8,27 0,58 10,19 - - - 100,26 4 37,09 0,04 20,87 0,01 - 24,44 6,50 0,67 10,56 0,01 - - 100,19 5 36,96 0,06 20,64 0,06 - 25,91 4,26 0,75 10,72 - - - 99,36 6 37,21 0,04 21,01 0,05 - 2,809 3,52 1,09 9,03 0,05 - - 100,09 7 49,19 0,29<	3.0	g:0	T: 0	110	G 0	D 0	Б.О	1	1		N I O	77.0	-	
1 37,40 0,15 20,63 0,05 - 21,67 9,07 0,56 10,50 0,02 - - 100,05 2 37,26 0,15 20,77 0,05 - 21,50 8,85 0,57 10,82 0,02 - - 99,99 3 37,23 0,20 20,87 0,07 - 22,85 8,27 0,58 10,19 - - - 100,26 4 37,09 0,04 20,87 0,01 - 24,44 6,50 0,67 10,56 0,01 - - 100,19 5 36,96 0,06 20,64 0,06 - 25,91 4,26 0,75 10,72 - - 99,36 6 37,21 0,04 21,01 0,05 - 28,09 3,52 1,09 9,03 0,05 - - 100,09 Mycround 8 49,34 0,39	№	SiO ₂	T1O ₂	Al_2O_3	Cr_2O_3	P_2O_5	l .		MgO	CaO	Na ₂ O	K_2O	F	Сумма
2 37,26 0,15 20,77 0,05 - 21,50 8,85 0,57 10,82 0,02 - - 99,99 3 37,23 0,20 20,87 0,07 - 22,85 8,27 0,58 10,19 - - - 100,26 4 37,09 0,04 20,87 0,01 - 24,44 6,50 0,67 10,56 0,01 - - 100,19 5 36,96 0,06 20,64 0,06 - 25,91 4,26 0,75 10,72 - - 99,36 6 37,21 0,04 21,01 0,05 - 28,09 3,52 1,09 9,03 0,05 - - 100,09 Myckobut 7 49,19 0,29 31,93 - - 2,43 0,10 1,58 - 0,84 9,59 0,19 96,14 8 49,34 0,39				1					1	T			Г	1
3 37,23 0,20 20,87 0,07 - 22,85 8,27 0,58 10,19 100,26 4 37,09 0,04 20,87 0,01 - 24,44 6,50 0,67 10,56 0,01 100,19 5 36,96 0,06 20,64 0,06 - 25,91 4,26 0,75 10,72 99,36 6 37,21 0,04 21,01 0,05 - 28,09 3,52 1,09 9,03 0,05 100,09	1		0,15			-	21,67					-	-	
4 37,09 0,04 20,87 0,01 - 24,44 6,50 0,67 10,56 0,01 100,19 5 36,96 0,06 20,64 0,06 - 25,91 4,26 0,75 10,72 99,36 6 37,21 0,04 21,01 0,05 - 28,09 3,52 1,09 9,03 0,05 100,09					0,05	-	21,50	8,85	0,57	10,82	0,02	-	-	99,99
5 36,96 0,06 20,64 0,06 - 25,91 4,26 0,75 10,72 - - - 99,36 6 37,21 0,04 21,01 0,05 - 28,09 3,52 1,09 9,03 0,05 - - 100,09 Мусковит 7 49,19 0,29 31,93 - - 2,43 0,10 1,58 - 0,84 9,59 0,19 96,14 8 49,34 0,39 31,87 - - 2,09 0,02 1,47 - 0,85 9,82 0,16 96,01 Альбит 9 67,74 - 19,15 0,04 - 0,17 - 0,01 0,15 11,91 0,16 - 99,33 10 68,22 - 19,37 - - 0,12 - - 0,14 12,04 0,07 - 99,96 11 68,24 - 19,66 0,02 - 0,13 - > 0,09 </td <td>3</td> <td>37,23</td> <td>0,20</td> <td>20,87</td> <td>0,07</td> <td>-</td> <td>22,85</td> <td>8,27</td> <td>0,58</td> <td>10,19</td> <td>-</td> <td>-</td> <td>-</td> <td>100,26</td>	3	37,23	0,20	20,87	0,07	-	22,85	8,27	0,58	10,19	-	-	-	100,26
6 37,21 0,04 21,01 0,05 - 28,09 3,52 1,09 9,03 0,05 - - 100,09 Мусковит 7 49,19 0,29 31,93 - - 2,43 0,10 1,58 - 0,84 9,59 0,19 96,14 8 49,34 0,39 31,87 - - 2,09 0,02 1,47 - 0,85 9,82 0,16 96,01 **OFT,74 - 19,15 0,04 - 0,17 - 0,01 0,15 11,91 0,16 - 99,33 10 68,22 - 19,37 - - 0,12 - - 0,14 12,04 0,07 - 99,96 11 68,24 - 19,66 0,02 - 0,13 - - 0,09 11,93 - - 100,07 12 68,96 - 19,01 0,07 - 0,08 - 0,01 0,02 11,96 -	4	37,09	0,04	20,87	0,01	-	24,44	6,50	0,67	10,56	0,01	-	-	100,19
Мусковит 7 49,19 0,29 31,93 - - 2,43 0,10 1,58 - 0,84 9,59 0,19 96,14 8 49,34 0,39 31,87 - - 2,09 0,02 1,47 - 0,85 9,82 0,16 96,01 Альбит 9 67,74 - 19,15 0,04 - 0,17 - 0,01 0,15 11,91 0,16 - 99,33 10 68,22 - 19,37 - - 0,12 - - 0,14 12,04 0,07 - 99,96 11 68,24 - 19,66 0,02 - 0,13 - - 0,09 11,93 - - 100,07 12 68,96 - 19,01 0,07 - 25,93 0,19 13,13 0,01 - 0,01 1,20 85,67 14	5	36,96	0,06	20,64	0,06	-	25,91	4,26	0,75	10,72	-	-	-	99,36
7 49,19 0,29 31,93 - - 2,43 0,10 1,58 - 0,84 9,59 0,19 96,14 В 49,34 0,39 31,87 - - 2,09 0,02 1,47 - 0,85 9,82 0,16 96,01 В 49,34 0,39 31,87 - - 2,09 0,02 1,47 - 0,85 9,82 0,16 96,01 В 49,34 0,39 31,87 - - 0,17 - 0,01 0,15 11,91 0,16 - 99,33 В 67,74 - 19,15 0,04 - 0,17 - 0,01 0,15 11,91 0,16 - 99,33 В 68,22 - 19,37 - - 0,12 - - 0,09 11,93 - - 100,07 12 68,96 - 19,01 0,07 - 0,08 - 0,01 0,02 11,96 - - 100,07 <t< td=""><td>6</td><td>37,21</td><td>0,04</td><td>21,01</td><td>0,05</td><td>-</td><td>28,09</td><td>3,52</td><td>1,09</td><td>9,03</td><td>0,05</td><td>-</td><td>-</td><td>100,09</td></t<>	6	37,21	0,04	21,01	0,05	-	28,09	3,52	1,09	9,03	0,05	-	-	100,09
8 49,34 0,39 31,87 - - 2,09 0,02 1,47 - 0,85 9,82 0,16 96,01 Альбит 9 67,74 - 19,15 0,04 - 0,17 - 0,01 0,15 11,91 0,16 - 99,33 10 68,22 - 19,37 - - 0,12 - - 0,14 12,04 0,07 - 99,96 11 68,24 - 19,66 0,02 - 0,13 - - 0,09 11,93 - - 100,07 12 68,96 - 19,01 0,07 - 0,08 - 0,01 0,02 11,96 - - 100,07 13 24,95 0,08 21,16 0,01 - 25,93 0,19 13,13 0,01 - 0,01 0,20 85,67 14 26,01 0,04 22,06 0,13 - 25,31 0,16 13,04 0,04 0,03 0,02														
Альбит 9 67,74 - 19,15 0,04 - 0,17 - 0,01 0,15 11,91 0,16 - 99,33 10 68,22 - 19,37 - - 0,12 - - 0,14 12,04 0,07 - 99,96 11 68,24 - 19,66 0,02 - 0,13 - - 0,09 11,93 - - 100,07 12 68,96 - 19,01 0,07 - 0,08 - 0,01 0,02 11,96 - - 100,07 Xлорит Xлорит 13 24,95 0,08 21,16 0,01 - 25,93 0,19 13,13 0,01 - 0,01 0,20 85,67 14 26,01 0,04 22,06 0,13 - 25,31 0,16 13,04 0,04 0,03 0,02 0,09 86,93 15 24,53 0,02 21,43 0,02 - 2	7	49,19	0,29	31,93	-	-	2,43	0,10	1,58	-	0,84	9,59	0,19	96,14
9 67,74 - 19,15 0,04 - 0,17 - 0,01 0,15 11,91 0,16 - 99,33 10 68,22 - 19,37 - - 0,12 - - 0,14 12,04 0,07 - 99,96 11 68,24 - 19,66 0,02 - 0,13 - - 0,09 11,93 - - 100,07 12 68,96 - 19,01 0,07 - 0,08 - 0,01 0,02 11,96 - - 100,01 Xлорит 13 24,95 0,08 21,16 0,01 - 25,93 0,19 13,13 0,01 - 0,01 0,20 85,67 14 26,01 0,04 22,06 0,13 - 25,31 0,16 13,04 0,04 0,03 0,02 0,09 86,93 15 24,53 0,02 21,98 - - 26,07 0,18 13,35 - - 0,01	8	49,34	0,39	31,87	-	-	2,09	0,02	1,47	-	0,85	9,82	0,16	96,01
10 68,22 - 19,37 - - 0,12 - - 0,14 12,04 0,07 - 99,96 11 68,24 - 19,66 0,02 - 0,13 - - 0,09 11,93 - - 100,07 12 68,96 - 19,01 0,07 - 0,08 - 0,01 0,02 11,96 - - 100,01 Xлорит 13 24,95 0,08 21,16 0,01 - 25,93 0,19 13,13 0,01 - 0,01 0,20 85,67 14 26,01 0,04 22,06 0,13 - 25,31 0,16 13,04 0,04 0,03 0,02 0,09 86,93 15 24,53 0,02 21,98 - - 26,07 0,18 13,35 - - 0,01 0,12 86,26 16 24,71 0,06 21,43 0,02 - 26,99 0,30 12,61 0,04 <td< td=""><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td>A.</td><td>льбит</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></td<>							A.	льбит						
11 68,24 - 19,66 0,02 - 0,13 - - 0,09 11,93 - - 100,07 12 68,96 - 19,01 0,07 - 0,08 - 0,01 0,02 11,96 - - 100,01 Xлорит 13 24,95 0,08 21,16 0,01 - 25,93 0,19 13,13 0,01 - 0,01 0,20 85,67 14 26,01 0,04 22,06 0,13 - 25,31 0,16 13,04 0,04 0,03 0,02 0,09 86,93 15 24,53 0,02 21,98 - - 26,07 0,18 13,35 - - 0,01 0,12 86,26 16 24,71 0,06 21,43 0,02 - 26,99 0,30 12,61 0,04 - - 0,16 86,32 Рутил 17 0,15 99,85 0,15 0,06 - 0,25 -	9	67,74	-	19,15	0,04	-	0,17	-	0,01	0,15	11,91	0,16	-	99,33
12 68,96 - 19,01 0,07 - 0,08 - 0,01 0,02 11,96 - - 100,11 Хлорит 13 24,95 0,08 21,16 0,01 - 25,93 0,19 13,13 0,01 - 0,01 0,20 85,67 14 26,01 0,04 22,06 0,13 - 25,31 0,16 13,04 0,04 0,03 0,02 0,09 86,93 15 24,53 0,02 21,98 - - 26,07 0,18 13,35 - - 0,01 0,12 86,26 16 24,71 0,06 21,43 0,02 - 26,99 0,30 12,61 0,04 - - 0,16 86,32 Рутил 17 0,15 99,85 0,15 0,06 - 0,25 - 0,01 - - 0,01 - 100,48 Апатит 18 - - - 42,78 0,10 0,05 - 57,10 - - 4,04 104,07	10	68,22	-	19,37	-	-	0,12	-	-	0,14	12,04	0,07	-	99,96
Xлорит 13 24,95 0,08 21,16 0,01 - 25,93 0,19 13,13 0,01 - 0,01 0,20 85,67 14 26,01 0,04 22,06 0,13 - 25,31 0,16 13,04 0,04 0,03 0,02 0,09 86,93 15 24,53 0,02 21,98 - - 26,07 0,18 13,35 - - 0,01 0,12 86,26 16 24,71 0,06 21,43 0,02 - 26,99 0,30 12,61 0,04 - - 0,16 86,32 Рутил 17 0,15 99,85 0,15 0,06 - 0,25 - 0,01 - - 0,01 - 100,48 Апатит 18 - - - 42,78 0,10 0,05 - 57,10 - - 4,04 104,07	11	68,24	-	19,66	0,02	-	0,13	-	-	0,09	11,93	-	-	100,07
13 24,95 0,08 21,16 0,01 - 25,93 0,19 13,13 0,01 - 0,01 0,20 85,67 14 26,01 0,04 22,06 0,13 - 25,31 0,16 13,04 0,04 0,03 0,02 0,09 86,93 15 24,53 0,02 21,98 - - 26,07 0,18 13,35 - - 0,01 0,12 86,26 16 24,71 0,06 21,43 0,02 - 26,99 0,30 12,61 0,04 - - 0,16 86,32 Рутил 17 0,15 99,85 0,15 0,06 - 0,25 - 0,01 - - 0,01 - 100,48 Апатит 18 - - - 42,78 0,10 0,05 - 57,10 - - 4,04 104,07	12	68,96	-	19,01	0,07	-	0,08	-	0,01	0,02	11,96	-	-	100,11
14 26,01 0,04 22,06 0,13 - 25,31 0,16 13,04 0,04 0,03 0,02 0,09 86,93 15 24,53 0,02 21,98 - - 26,07 0,18 13,35 - - 0,01 0,12 86,26 16 24,71 0,06 21,43 0,02 - 26,99 0,30 12,61 0,04 - - 0,16 86,32 Рутил 17 0,15 99,85 0,15 0,06 - 0,25 - 0,01 - - 0,01 - 100,48 Апатит 18 - - - 42,78 0,10 0,05 - 57,10 - - 4,04 104,07							X.	порит	•	•			•	
15 24,53 0,02 21,98 - - 26,07 0,18 13,35 - - 0,01 0,12 86,26 16 24,71 0,06 21,43 0,02 - 26,99 0,30 12,61 0,04 - - 0,16 86,32 Рутил 17 0,15 99,85 0,15 0,06 - 0,25 - 0,01 - - 0,01 - 100,48 Апатит 18 - - - 42,78 0,10 0,05 - 57,10 - - 4,04 104,07	13	24,95	0,08	21,16	0,01	-	25,93	0,19	13,13	0,01	-	0,01	0,20	85,67
16 24,71 0,06 21,43 0,02 - 26,99 0,30 12,61 0,04 - - 0,16 86,32 Рутил 17 0,15 99,85 0,15 0,06 - 0,25 - 0,01 - - 0,01 - 100,48 Апатит 18 - - - 42,78 0,10 0,05 - 57,10 - - 4,04 104,07	14	26,01	0,04	22,06	0,13	-	25,31	0,16	13,04	0,04	0,03	0,02	0,09	86,93
Рутил 17 0,15 99,85 0,15 0,06 - 0,25 - 0,01 - - 0,01 - 100,48 Апатит 18 - - - 42,78 0,10 0,05 - 57,10 - - 4,04 104,07	15	24,53	0,02	21,98	-	-	26,07	0,18	13,35	-	-	0,01	0,12	86,26
17 0,15 99,85 0,15 0,06 - 0,25 - 0,01 - - 0,01 - 100,48 Апатит 18 - - - 42,78 0,10 0,05 - 57,10 - - 4,04 104,07	16	24,71	0,06	21,43	0,02	-	26,99	0,30	12,61	0,04	-	-	0,16	86,32
Апатит 18 42,78 0,10 0,05 - 57,10 - 4,04 104,07							P	утил	•	•			•	
18 42,78 0,10 0,05 - 57,10 4,04 104,07	17	0,15	99,85	0,15	0,06	-	0,25	-	0,01	-	-	0,01	-	100,48
							A	патит						
	18	-	-	-	-	42,78	0,10	0,05	-	57,10	-	-	4,04	104,07
19 - - - 42,59 0,16 0,08 - 56,84 - - 3,67 103,34	19	-	-	-	-	42,59	0,16	0,08	-	56,84	-	-	3,67	103,34
Кальцит								льцит	ı					
20 1,45 3,71 0,46 54,01 0,02 0,13 - 59,78	20	-	-	-	-	-			0,46	54,01	0,02	0,13	-	59,78
21 0,86 1,02 0,12 54,50 0,17 56,67	21	-	-	-	-	-		-	-				-	
22 1,30 0,70 0,34 57,06 0,04 59,44		-	-	-	-	-		- í				-	-	-

Примечание: здесь и в табл. 3 анализы выполнены в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН на микроанализаторе CAMECA SX 100, аналитик И.А. Готтман.

Еще один микрозондовый анализ граната был сделан в мелком изометричном обломке граната неправильными очертаниями. Судя по химическому составу можно предположить, что этот анализ сделан в обломке, скорее всего из периферийной части кристалла. Его минальный состав – $Alm_{61.5}Grs_{25.4}Sps_{8.0}Prp_{34.4}Adr_{0.7}$ (табл. 2, ан. 6).

№ 17

2020

В целом гранат, в метаморфических породах фундамента Западной Сибири встречается довольно редко. Ранее, альмандин с прогрессивной зональностью описан нами в кварц-серицитовых и кварц-биотитовых сланцах Восточно-Урайской площади (скважина № 201) в Шаимском районе Западной Сибири [1].

С помощью гранат-мусковитового геотермометра [11], рассчитана температура образования исследуемых сланцев. В центре индивидов расчетная температура показала – 380°C, а в краевой части граната – 435°C. Таким образом, наблюдается увеличение температуры от центра к краям зерен в альмандине, что вероятно свидетельствует о прогрессивном метаморфизме. При этом замещение хлоритом краевых частей граната говорит о том, что прогрессивный этап впоследствии сменился на регрессивный метаморфизм. Температура образования хлорита расчитана с помощью хлоритового термометра [8] и оценивается в пределах 280-290°С. В целом, полученные температуры отвечают уровню зеленосланцевой фации метаморфизма (при образовании граната верхи зеленосланцевой фации, а при регрессивной стадии – низы зеленосланцевой фации).

Карбонат в сланцах приурочен к кварцевому агрегату и часто выполняет трещины в породе. Образует вытянутые и изометричной формы зерна размером до 1 мм, в которых часто наблюдается полисинтетическое двойникование. Состав карбоната отвечает кальциту. Из примесей в кальците установлены: МпО до 3,71 мас.%, FeO до 1,45 мас.% и МдО до 0,46 мас.%. Среди хлорит-слюдистого агрегата встречаются отдельные не сдвойникованные вытянутые зерна плагиоклаза размером до 0,15 мм. По химическому составу минерал соответствует чистому альбиту $(An_{0.1-0.7})$ (табл. 1, ан. 9-12).

Минальный состав граната, в %

Таблица 2

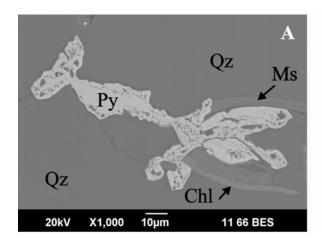
Миналы	Альмандин	Гроссуляр	Спессартин	Пироп	Андрадит
1ц	47,2	29,5	20,5	2,2	0,6
2	46,5	30,3	20,1	2,3	0,8
3	49,8	28,5	18,8	2,3	0,6
4	51,9	29,2	14,8	2,7	1,4
5кр	56,2	29,9	9,8	3,0	1,1
6	61,5	25,4	8,0	4,4	0,7

Рутил в породе встречается как в хлорит-мусковитовом, так и в кварцевом агрегате в виде вытянутых индивидов размером до 0,4 мм, ориентированных вдоль сланцеватости породы. Минерал образует полупрозрачные зерна светло-коричневого цвета. По данным микрозондового анализа рутил почти не содержит примесей (табл. 1, ан. 17). Титанит слагает мелкие вытянутые зерна размером до 20 мкм в кварцевом агрегате. В химическом составе минерала наблюдается примеси Al₂O₃ до 2,06 мас.% и FeO до 0,30 мас.%.

В интерстициях зерен кварца, карбоната и в виде включений в них встречаются короткопризматические индивиды апатита размером до 30 мкм. По химическому составу минерал соответствует фторапатиту (табл. 1, ан. 18, 19).

Вестник Уральского отделения

Циркон в породе рассеян во всем объеме породы. Короткопризматические кристаллы минерала наблюдаются как в межзерновом пространстве породообразующих минералов, так и в виде включений в них. В составе циркона отмечается примесь HfO₂ до 1,74 мас.%. В небольшом количестве, в виде единичных индивидов изометричной формы, размером до 10 мкм, и в виде «наростов» на зернах циркона обнаружен ксенотим-(Y) (рис. 3Б). Минерал содержит значительное количество примесей тяжелых редкоземельных элементов, а также торий до 1,78 вес.% и уран до 1,75 вес.%.



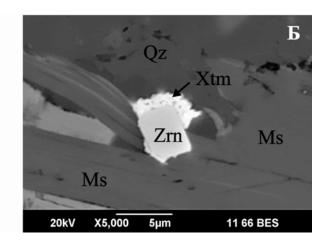


Рис. 3. Зерна пирита (A) и циркона с ксенотимом-(Y) (Б) из гранат-кварц-хлорит-мусковитового сланца. Скв. Верхнереченская № 2, гл. 2562,5 м. BSE-изображение, JSM-6390LV, аналитик Н.Н. Фаррахова.

Сульфидная минерализация исследуемых пород представлена пиритом. Минерал образует зерна неправильной формы размером до 150 мкм и вытянутые агрегаты зерен до 1 мм, расположенные вдоль сланцеватости породы. На зернах наблюдается нарастания пирита ячеистого облика второй генерации (рис. 3А). В химическом составе минерала отмечаются примесь Рb до 0,3 мас.% (табл. 3). Подобная примесь свинца отмечалась нами и в пиритах из сланцев в фундаменте Лензитской площади в юго-западной части Тазовского полуострова [12]. Пиритовая минерализация в гранат-кварц-хлорит-слюдистых сланцах, по всей видимости, образовалась при наложенной пропилитизации.

Минералогия гранат-кварц-хлорит-мусковитовых сланцев из скважины Верхнереченская № 2 отличается от ранее изученных нами метапелитов из доюрского основания южной части полуострова Ямал (скважина Западно-Яротинская № 300 [2]) и сланцев из фундамента Тазовского полуострова (скважина Лензитская № 77 [12]) наличием альмандина, титанита и ксенотима-(Y). Метапелиты одни из самых распространенных метаморфических пород фундамента приуральской части Западно-Сибирской плиты, в том числе именно подобными породами в основном сложен крупный Шаимско-Кузнецовский мегантиклинорий [5, 9 и др.]. Близкие по составу к исследуемым породам, гранат-кварц-мусковитовые и гранат-биотит кварцевые сланцы, встречены в фундаменте Восточно-Урайской площади Шаимского района Западной Сибири, авторы относят их к продуктам мусковит-роговиковой фации контактового метаморфизма,

Вестник Уральского отделения

вызванного близостью к габбровой интрузии [1]. Поскольку мы не имеем возможности видеть полный разрез толщи пород фундамента по скважине, то мы можем только предположить, что исследуемые сланцы могут быть продуктом контактового метаморфизма внутренней зоны, более отдаленной от контакта с источником тепла. В нашем случае, скорее всего, гранат-кварц-хлорит-мусковитовые сланцы, образовались за счет прогрева осадочных горных пород близко расположенной гранитной интрузией. При этом нельзя исключать и образования изученных сланцев в результате регионального зеленосланцевого метаморфизма. Позже породы подверглись изменению в процессе пропилитизации с образованием карбоната и пирита.

Таблица 3 Химический состав (в мас.%) пирита из метаморфических сланцев

Элементы	Fe	Pb	S	Сумма
1	46,79	0,10	53,04	99,93
2	46,88	0,16	54,02	101,06
3	46,93	0,16	53,63	100,72
4	47,01	0,27	53,49	100,77
5	46,33	0,34	53,51	100,18

Таким образом, нами детально описана минералогия гранат-кварц-хлорит-мусковитовых сланцев из доюрского основания южной части полуострова Ямал (скв. Верхнереченская 2, гл. 2562,5 м). Минеральный состав пород следующий: альмандин, мусковит, кварц, шамозит, кальцит, альбит, рутил, титанит, фторапатит, циркон, ксенотим-(Y) и пирит. Установлена прогрессивная зональность в альмандине, которая подтверждается расчетными данными температуры образования метапелитов, прогрессивным метаморфизмом. Вероятно, данные метапелиты являются результатом прогрева толщи осадочных горных пород гранитной интрузией, расположенной в непосредственной близости на территории Верхнереченской площади. Позже породы подверглись пропилитизации с образованием вторичного карбоната и пирита.

Авторы благодарят сотрудников ΦXMU (И.А. Готтман и Н.Н. Фаррахову) за помощь в аналитических работах.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-70016.

Литература

1. *Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Федоров Ю.Н.* Контактовый метаморфизм в доюрском основании Шаимского района Западно-Сибирского мегабассейна // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Тюмень: ФГУП «ЗапСибНИИГГ», 2008. С. 174-182.

- 2020
- 2. Ерохин Ю.В., Хиллер В.В., Иванов К.С., Рыльков С.А., Бочкарев В.С. Минералогия метаморфических сланцев из доюрского основания южной части полуострова Ямал // Литосфера, 2014. № 5. С. 136-140.
- 3. *Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Коротеев В.А., Хиллер В.В.* Минералогия включений и возраст циркона из гранитов фундамента Верхнереченской площади (полуостров Ямал) // Литосфера, 2017. Т. 17. № 6. С. 81-90.
- 4. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С., Федоров Ю.Н., Кормильцев В.В., Клец А.Г., Сажнова И.А. Гранитоидные комплексы фундамента Западной Сибири // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Тюмень: ФГУП «ЗапСибНИИГГ», 2007. С. 49-56.
- 5. Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С. Геологическое строение фундамента Приуральской части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. 302 с.
- 6. *Лепезин Г.Г., Королюк В.Н.* Типы зональности в гранатах // Геология и геофизика, 1985. № 6. С. 71-79.
- 7. Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Садыков М.Р., Печеркин М.Ф., Криночкин В.Г., Захаров С.Г., Краснобаев А.А., Ерохин Ю.В. Строение и перспективы нефтегазоносности доюрского комплекса территории ХМАО: новые подходы и методы // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Х.-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 2004. Т. 1. С. 79-90.
- 8. *Cathelineau M., Neiva D.* A chlorite solid solution geothermometer the Los Asufres (Mexico) geothermal system // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1985. Vol. 91. P. 235-244.
- 9. *Ivanov K.S., Koroteev V.A., Ponomarev V.S., Erokhin Yu.V.* Precambrian complexes of the West Siberian Plate: problem and solution // Doklady Earth Sciences, 2018. Vol. 482. P. 1. P. 1152-1156.
- 10. *Ivanov K.S., Koroteev V.A., Erokhin Yu.V., Ponomarev V.S., Travin A.V.* First data on the age at metamorphic schists from the Taz peninsula (Arctic, Western Siberia) // Doklady Earth Sciences, 2020. Vol. 491. P. 1. P. 135-138.
- 11. *Hanes A., Forest R.C.* Empirical garnet-muscovite geothermometry in low-grade metapelites, Selwyn Range (Canadian Rockies) // Journal Metamorphic Geology, 1988. Vol. 6. № 6. P. 297-309.
- 12. *Ponomarev V.S., Ivanov K.S., Khiller V.V.* Mineralogy of schists from the basement of the southwestern part of the Tazovsky peninsula of the West Siberian megabasin (Lenzitskaya oil exploration area, YNAD) // Известия УГГУ, 2019. № 2(54). С. 20-27.
- 13. Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Y.S., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval' P.V., Müller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.-L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R. Nomenclature of the micas // Canadian Mineralogist, 1998. Vol. 36. P. 905-912.

2020

УДК 553.8(570.53)

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА НОВОГО ПОДЕЛОЧНОГО КАМНЯ – РАЙИЗИТА

М. П. Попов^{1,2}, Ю. В. Ерохин¹, Д. А. Ханин³, А. Г. Николаев⁴, Ф. М. Нурмухаметов², П. Б. Ширяев^{1,2}

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург ²Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург ³Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Москва ⁴Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань

При проведении в 2019 году геолого-минералогических исследований на хромитовом месторождении «Центральное» в гипербазитовом массиве Рай-Из (ЯНАО), в отвалах пустых пород были обнаружены вывалы щебеночно-глыбового материала с небольшими плотными прожилками розовато-фиолетового цвета. Из-за необычной окраски и отсутствия сведений о подобных выделениях, данному материалу было дано название райизит — по месту первой находки [1]. Во время полевых работ 2020 года, авторами было продолжено изучение места первой находки райизита. По результатам работ уже обнаружены более крупные (до 1 метра) выделения райизита с интенсивной лилово-фиолетовой окраской (рис. 1).





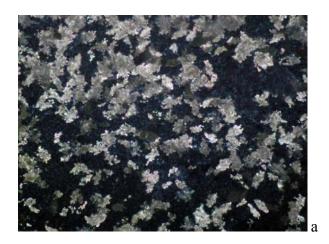
Рис. 1. Крупные выделения райизита с авторами статьи для масштаба.

Минерал слагает зональные корочки, мощностью до 1 см, на серпентинитах. Окраска корок варьирует от слабого розовато-серого до насыщенного розово-фиолетового (лавандового) цвета. Блеск от матового до стеклянного (как у опала). Материал хрупкий,

2020

излом раковистый, твердость переменная 3,5-4,5 по шкале Мооса. Непрозрачный, местами полупрозрачный. В течение 2019-2020 гг. нами изучалось внутреннее строение райизита и особенности химического состава входящих в него минералов. Для этого были изготовлены шлифы с разных участков породы. Комплекс исследований включал в себя следующие методы: изучение минералов в проходящем свете, электронно-зондовый микроанализ минералов, рамановская спектроскопия минералов и т.д.

В результате проведенного рентгеноструктурного исследования, был установлено, что основная масса райизита состоит из антигорита и доломита, с примесью других карбонатов и хромшпинелида [1]. Основными минералами, слагающими выделения райизита, являются карбонат (доломит и кальцит) и серпентин. Причем карбонат количественно преобладает, слагая во многих местах примерно до 60-70 об.% породы. Карбонат образует ксеноморфные, местами пористые, агрегаты, размером до 0,1 мм, между которыми расположена тонкочешуйчатая однородная масса серпентина (рис. 2). Благодаря такому тесному срастанию двух минералов образуется плотная и сливная порода, которая хорошо поддается механической обработке.



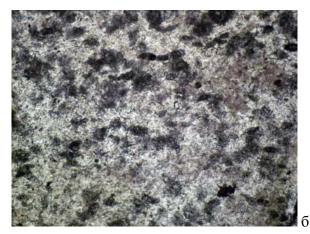


Рис. 2. Внешний вид райизита под микроскопом; а) фото шлифа с анализатором (темный фон – антигорит, карбонат – светло-коричневый), б) фото шлифа без анализатора. Размер поля зрения 2,5 мм.

Доломит образует два типа образований: собственные однородные прослои и агрегатные срастания с серпентином. Карбонатные прослои обрамляют райизит и сложены параллельно-шестоватым агрегатом (рис. 3). В прослоях среди карбоната отмечаются включения гидроокислов марганца, кальцита и серпентина. По данным микрозондового анализа карбонат относится к эталонному доломиту (табл. 1, ан. 1_2, 5_3, 7_1). Из примесей содержит следы МпО (до 0,2 мас.%) и ВаО (до 0,1 мас.%). При этом карбонат из срастаний с серпентином характеризуется большей загрязненностью, хотя также относится к доломиту (табл. 1, ан. 7, 12, 13). Из примесей в карбонате отмечаются МпО (до 0,6 мас.%), SrO (до 0,3 мас.%), FeO (до 0,2 мас.%) и SiO₂ (до 0,1 мас.%). Какихлибо минеральных включений, кроме серпентина, в агрегате карбоната не отмечается.

Таблица 1

Химический состав карбоната (доломита и кальцита) из райизита, в мас.%

№ ан.	SiO ₂	MnO	FeO	MgO	CaO	SrO	BaO	Сумма						
			доломит (собственн	ные слойки	и)								
1_2	-	0,18	-	21,54	31,55	-	-	53,27						
5_3	-	ı	1	20,21	30,21	-	ı	50,42						
7_1	-	0,02	ı	20,20	30,47	-	0,11	50,80						
	доло	мит (из ка	рбонат-се	рпентино	вой пород	ы, т.е. рай	изита)							
7_2	-	0,13	0,12	19,72	30,65	0,07	-	50,69						
7_5														
7_8	-	ı	0,03	20,62	30,82	0,10	ı	51,57						
12_1	-	0,19	0,16	19,71	31,07	-	1	51,13						
12_4	0,14	-	-	20,03	30,32	0,30	-	50,79						
13_1	-	0,56	-	20,21	30,88	-	-	51,65						
13_2	-	0,14	0,10	21,25	29,93	0,10	-	51,52						
	Кальцит													
3_1	-	-	-	0,38	53,92	0,07	-	54,37						
3_4	-	ı	ı	0,61	53,19	-	ı	53,80						
			Форм	ульные ед	циницы									
1_2	-	0,01	-	0,97	1,02	-	-	2,00						
5_3	-	-	-	0,96	1,04	-	-	2,00						
7_1	-	ı	1	0,96	1,04	-	ı	2,00						
7_2	-	0,01	1	0,94	1,05	-	ı	2,00						
7_5	-	ı	1	0,96	1,04	-	ı	2,00						
7_8	-	ı	1	0,96	1,04	-	ı	2,00						
12_1	-	0,01	0,01	0,93	1,05	-	ı	2,00						
12_4	0,01	-	-	0,95	1,03	0,01	-	2,00						
13_1	-	0,02	1	0,95	1,03	-	1	2,00						
13_2	-	0,01	1	0,99	1,00	-	1	2,00						
3_1	-	-	-	0,01	0,99	-	-	1,00						
3_4	-	-	-	0,02	0,98	-	-	1,00						

Примечание: здесь и далее, микроанализатор Camebax SX-50 (МГУ, аналитик Д.А. Ханин).

Кальцит образует ксеноморфные скопления и отдельные индивиды, размером до 0,1 мм, в слойках однородного доломита. В минерале наблюдаются следы пластической деформации и полисинтетическое двойникование. Кальцит хорошо выделяется светлой окраской в BSE-режиме на фоне темно-серого доломита (рис. 4). По данным микрозондового анализа близок к идеальному составу кальцита (табл. 1, ан. 3_1, 3_4) и из примесей содержит небольшое количество MgO (до 0,6 мас.%) и SrO (до 0,1 мас.%).

Серпентин в слойках доломита образует ксеноморфные обломки, размером до 0,1-0,2 мм, состоящие из тонкочещуйчатого агрегата. Без анализатора агрегат выглядит коричневатым. По данным микрозондового анализа определяется как антигорит (табл. 2, ан. 3_3) и содержит примеси FeO (до 1,4 мас.%) и CaO (до 0,24 мас.%). Данные обломки, судя по всему, являются раздробленными слойками однородного серпентина, которые также встречаются на контакте с райизитом. Их состав приведен в таблице 2 (ан. 5_2).

2020

Интересно, что собственные прожилки серпентина по составу очень напоминают вторичный серпентин из вмещающего серпентинита. Там, вторичный серпентин облекает и рассекает будинированные фрагменты первичного серпентинита. Между собой серпентины отличаются по составу, так первичный серпентин содержит до 1 мас.% Al_2O_3 и до 4,3 мас.% FeO (табл. 2, ан. 10_2 , 12_5), а вторичный – безглиноземистый и маложелезистый FeO (до 1 мас.%, см. табл. 2, ан. 10_3).





Рис. 3. Параллельно-шестоватый доломит на контакте с райизитом; а) фото шлифа с анализатором, б) фото шлифа без анализатора. Размер поля зрения 3 мм.

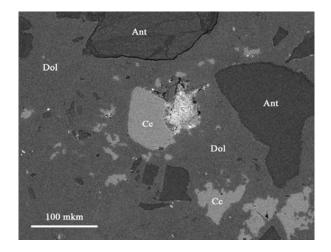
Таблица 2 Химический состав серпентина, в мас.%

№ ан.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	V_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма					
	серпенти	ин (собст	венные с	лойки и	включен	ия в доло	митовых	к слойках	(2)					
3_3	39,92	-	0,20	1	1,42	0,16	38,04	0,24	79,98					
5_2	40,38	-	0,15	0,24	2,63	0,12	38,09	0,09	81,70					
	серпентин (вмещающая порода)													
10_2	_													
10_3	44,91	0,19	ı	1	1,02	0,18	36,35	0,07	82,72					
12_5	42,39	1,06	0,06	1	1,82	0,26	36,26	-	81,85					
	серпентин (из карбонат-серпентиновой породы, т.е. райизита)													
13_5	41,38	-	1,80	0,08	1	0,08	38,50	0,22	82,06					
13_6	40,32	0,11	2,13	ı	0,11	-	37,40	0,27	80,34					
		Форму	льные ед	диницы в	пересче	те на 5 ка	атионов							
3_3	2,03	-	0,01	ı	0,06	0,01	2,88	0,01	5,00					
5_2	2,00	-	0,01	0,01	0,10	-	2,88	-	5,00					
10_2	2,02	0,06	ı	ı	0,18	0,01	2,73	-	5,00					
10_3	2,24	0,01	-	-	0,04	0,01	2,70	-	5,00					
12_5	2,13	0,06	-	-	0,08	0,01	2,72	-	5,00					
13_5	2,06	-	0,07	-	-	-	2,86	0,01	5,00					
13_6	2,05	0,01	0,08	-	0,01	-	2,84	0,01	5,00					

При этом серпентин в срастаниях с доломитом, т.е. в райизите характеризуется повышенным содержанием хрома (от 1,8 до 2,1 мас.% Cr₂O₃), постоянной устойчивой

Вестник Уральского отделения

примесью CaO, до 0,3 мас.% (табл. 2, ан. 13_5, 13_6) и, что интересно является крайне маложелезистым. Учитывая, что в райизите так и не было найдено каких-либо минералов-хромофоров, таких как стихтит, клинохлор или амезит, характерных для хромитовых месторождений, то можно уверенно говорить, что розовую окраску породе придает хромсодержащий серпентин. Интересно, что позиция кремния в серпентине полностью заполнена и вхождение хрома, возможно, только в позицию магния, что ведет к деформации структуры и, вероятнее всего, вызвало необычную окраску минерала.



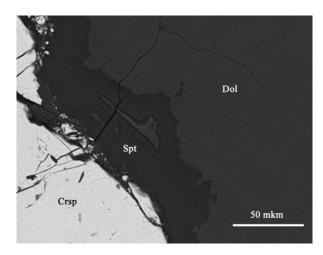


Рис. 4. Выделения кальцита (Сс) и антигорита (Ant) в слойках доломита (Dol). BSEфото, Camebax SX-50.

Рис. 5. Зерно хромшпинелида (Crsp) с оторочкой серпентина (Spt) в агрегате доломита (Dol). BSE-фото, Camebax SX-50.

Гидроокислы марганца в слойках однородного доломита образуют дендритовидные агрегаты, размером не более 10-15 мкм по удлинению. Детально определить минерал не получилось, но, вероятнее всего, он относится к асболану, т.к. содержит существенную примесь NiO (до 4,6 мас.%).

Кроме того, в райизите встречаются зерна *хромшпинелида*, которые окружены оторочками серпентина (рис. 5). По данным микрозондового анализа минерал относится к хромиту (см. табл. 3) с высоким содержанием минала магнетита. Причем в зернах отмечается слабая зональность.

По данным рамановской спектроскопии было выявлено что изученная разновидность серпентина, составляющая основу райизита, относиться к антигориту. Это выраженными пиками [2] (рис. 6). подтверждается ярко характеристикой данного рамановского спектра является пик на длине волны 1098 см⁻¹, который характерен только для антигорита. Исследования КР-спектроскопии проводились конфокального рамановского спектрометра inVia помощью Oontor лабораторного модуля Института геологии и нефтегазовых технологий Казанского федерального университета. Спектры снимались при комнатной температуре в диапазоне волн 100-4500 см⁻¹, Контроль режимов и обработка данных производилась в программе Wire 5. Использовался лазер с длиной волны 532 нм (мощность лазера 500 мВт).

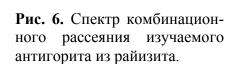
Вестник Уральского отделения

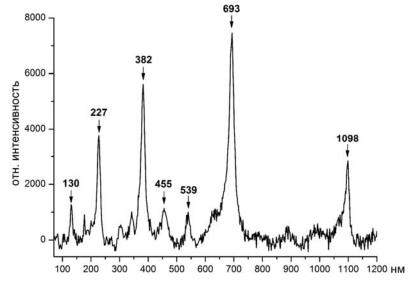
Таблица 3

Химический состав хромшпинелида, в мас.%

№ ан.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	V_2O_3	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Сумма			
5_1ц	0,15	0,28	1,24	0,39	36,26	30,08	27,45	0,62	2,52	98,99			
5_4кр	-	0,26	1,27	0,10	40,31	26,85	28,22	0,70	2,03	99,74			
	Формульные единицы в пересчете на 4 аниона кислорода												
5_1	0,01	0,01	0,05	0,01	1,07	0,84	0,85	0,02	0,14	3,00			
5 4	-	0,01	0,06	-	1,18	0,75	0,87	0,02	0,11	3,00			

Примечание: ц – центр зерна, кр – край зерна.





Все это указывает на то, что райизит можно отнести к новому ювелирно-поделочному и коллекционному камню с Полярного Урала (ЯНАО, Россия).

Полевые работы и исследования финансировались и проводились в рамках социально-просветительского проекта АО ЧЭМК "Время изучать камни". Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной в рамках государственной поддержки Казанского (Приволжского) федерального университета.

Литература

- 1. Попов М.П., Нурмухаметов Ф.М., Николаев А.Г. Райизит новый ювелирно-поделочный камень с ЯНАО // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2019. № 16. С. 97-101.
- 2. *Орлов Р.Ю.*, *Успенская М.Е.*, *Вигасина М.Ф*. Спектры комбинационного рассеяния минералов. Справочник. М.: ГЕОС, 2007. 1997 с.

2020

УДК 549.7(470.5)

МИНЕРАЛЫ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ БЕРЕЗОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА, НОВЫЕ ДАННЫЕ

С. В. Прибавкин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Первое описание феникохроита $Pb_2(CrO_4)O$ дано Р. Германом в 1833 году по образцам из Преображенского рудника, ныне относимого к северо-западному флангу Березовского золоторудного месторождения. Впоследствии все описания минерала проводились на музейных образцах, собранных в XIX веке. Автором феникохроит обнаружен в тяжелой фракции, полученной из глинисто-щебнистой массы, вынутой при проходке Крокоитового шурфа на горе Успенской. Этот минерал на данном объекте ранее не был известен. Он образует темно-красные (киноварно-красные) кристаллы в форме искривленных лейст, собранных в пачки и сферолиты (см. рис. 1а). Кристаллы скелетного облика развиты в остаточных полостях по границам сферолитов (рис. 1б). В их огранке различаются пинакоиды $\{100\}$, $\{001\}$ и ромбическая призма $\{110\}$. На сходный характер выделений, морфологию кристаллов и иные генетические особенности указывали Г.Е. Щуровский и Р. Герман, исследовавшие этот минерал из Преображенского рудника (обзор приведен в работе [5]). Наблюдения этих исследователей и полученные новые данные однозначно указывают на образование феникохроита раньше крокоита.

Расчет химического состава минерала на формулу феникохроита приведен ниже (ан. 1). В его составе помимо основных компонентов отмечена небольшая примесь кальция и мышьяка. В составе, ассоциирующего с феникохроитом, *крокоита PbCrO* $_4$ отмечаются примеси кремния, железа, мышьяка и сурьмы, имеющие структурный и сорбционный характер (ан. 2).

Рассчитанные кристаллохимические формулы минералов:

- 1. $(Pb_{1.97}Ca_{0.09})_{2.06}(Cr_{0.98}As_{0.02}O_4)O$ феникохроит $\{5\}$
- 2. $(Pb_{0.96}Fe_{0.03}Sb_{0.02})_{1.01}(Cr_{0.88}Si_{0.07}As_{0.04}O_4)$ крокоит
- 3. $Pb_{0.97}(Fe_{2.54}Cu_{0.29}Sb_{0.11})_{1.01}(As_{0.94}Cr_{0.06}O_4)(S_{0.70}Si_{0.27}Cr_{0.03}O_4)(OH)_6$ бёдантит $\{4\}$
- 4. $Pb_{1.23}*(Fe_{1.54}Cu_{0.13}Zn_{0.03})_{1.70}(As_{0.99}Si_{0.01}O_4)_2(OH)_2$ карминит $\{4\}$
- 5. $Pb_{1.03}(Fe_{0.99}Cu_{0.89}Sb_{0.01})_{1.89}(As_{0.99}Si_{0.01}O_4)_2(OH)_2$ гартреллит {5}
- 6. $Pb_{1.04}(Fe_{2.28}Sb_{0.62}Cu_{0.09}Zn_{0.02})_{3.01}(AsO_4)(As_{0.92}P_{0.01}Si_{0.07}O_3OH)(OH)_6 cerhutut-(Sb) {3}$
- 7. $Pb_{1.04}(Fe_{2.74}Sb_{0.08}Cu_{0.22})_{3.04}(AsO_4)(S_{0.48}As_{0.45}P_{0.04}Si_{0.02}O_3OH)(OH)_6$ бёдантит-(As) {7}
- 8. $Pb_{1.07}Fe_{3.20**}(PO_4)(S_{0.59}P_{0.41}O_4)(OH)_6$ коркит

№ 17

Вестник Уральского отделения

2020

- 9. $Pb_{1.07}Fe_{3.01}(PO_4)(P_{0.56}S_{0.44}O_4)(OH)_6$ кинтореит {3}
- 10. $(Ni_{1.77}Mg_{1.07}Ca_{0.05}Fe_{0.02}Co_{0.02}Cu_{0.01}Zn_{0.01})_{2.95}(AsO_4)_2 \times 8(H_2O)$ –аннабергит-(Mg) {4}
- 11. $(Ni_{2.30}Fe_{0.35}Co_{0.20}Mg_{0.11})_{3.02}(Si_2O_5)(OH)_4$ пекораит $\{2\}$
- 12. $(Ni_{1.49}Mg_{0.42}Co_{0.03})_{1.94}Si_2O_5(OH)_2$ фаза, никелевый аналог карпинскита $\{3\}$
- 13. $(Mg_{1.33}Ni_{0.59}Co_{0.03})_{1.93}Si_2O_5(OH)_2$ карпинскит $\{2\}$

Примечание к формулам минералов: Химический состав минералов получен со сколов и полированных поверхностей образцов на ЭДС-приставке INCA Energy 450 X-Мах 80 с процедурой нормализации к 100%. Формульные коэффициенты рассчитаны по сумме атомных количеств анионов $(AsO_4^{3-}+SO_4^{2-}+PO_4^{3-}+SiO_4^{4-})$ равной 1 для феникохроита, крокоита и 2 для прочих. *- возможно часть свинца входит в позицию железа. **- избыток железа обусловлен примесью гидроокислов железа. В фигурных скобках указано количество анализов для расчета среднего значения кристаллохимических коэффициентов.

Помимо феникохроита и крокоита, из тяжелой фракции был извлечен сетчатый агрегат биндгеймита с гидроокислами железа, образованный замещением блеклой руды. В последнем имеются полости, инкрустированные *бёдантитом PbFe*₃(AsO_4)(SO_4

В отвалах Цветного рудника установлены кристаллические корки сложенные карминитом $PbFe_2(AsO_4)_2(OH)_2$, сегнититом $PbFe_3(AsO_4)(AsO_3OH)(OH)_6$, гартреллитом $Pb(Cu,Fe)_2(AsO_4,SO_4)_2(CO_3,H_2O)_{0.7}$, бёдантитом и иными фазами. Карминит слагает друзовый агрегат коротко или длиннопризматических кристаллов. Он обладает красной, иногда вишневой окраской. В его химическом составе (ан. 4) имеется избыток свинца и недостаток в позиции железа, что позволяет предположить вхождение части свинца в позицию железа. Однако этот вопрос требует дополнительных исследований. Здесь же был встречен гартреллит (ан. 5) желтой окраски, образующий острые клиновидные кристаллы (рис. 1г). В отличие от приводимой в различных справочниках формулы минерала он не содержит серы. В этой связи данный минерал может иметь формулу $Pb(Fe,Cu)_2(AsO_4)(AsO_3OH)(OH)_2$ И являться медистой разностью карминита. Ассоциирующий с ним бёдантит образует друзы короткопризматических кристаллов желтой окраски (рис. 1г, 1д, ан. 7) в ядрах которых иногда встречается сегнитит-(Sb) (ан. 6). Для бёдантита и сегнитита характерно присутствие небольшого количества меди, не превышающего 3% СиО или 0,3 ф.к.



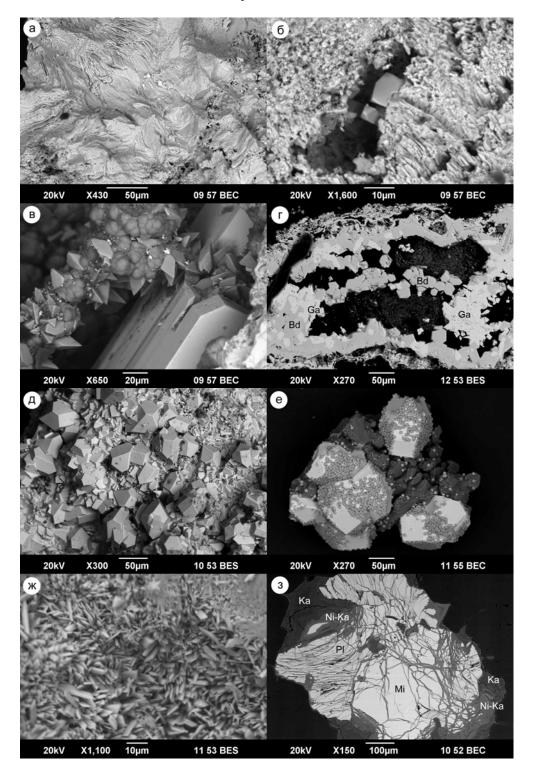


Рис. 1. а – сферолиты феникохроита, Крокоитовый шурф, Гора Успенская; б – скелетные кристаллы феникохроита с крокоитом в остаточной полости, Крокоитовый шурф; в – полость, инкрустированная досковидными кристаллами крокоита совместно с почками гетита и остро-ромбоэдрическими кристаллами бёдантита, Крокоитовый шурф; г – острые клиновидные кристаллы гартреллита (Ga) в бёдантите (Bd), Цветной рудник, гора Успенская; д – кристаллы бёдантита, Цветной рудний; е – кристаллы коркита на кварце, усыпанные почками гетита, карьер на дайке Второпавловская; ж – щетки кристаллов аннабергита-(Mg), Золотая горка; з – полидимит (Pl) в срастании с миллеритом (Mi) в рубашке из никелевого аналога карпинскита (Ni-Ka) и карпинскита (Ka), шахта 673.

Коркит $PbFe_3(PO_4)(SO_4)(OH)_6$ — кинтореитовый $PbFe_3(PO_4)_2(OH,H_2O)_6$ ряд составов выявлен в образцах окисленных руд карьера Второпавловской дайки. Коркит образует желтые прозрачные кристаллы размером менее 0,2 мм, тесно ассоциирующие с гидроокислами железа и алюминия (рис. 1e). Соотношения химических элементов в составе минерала отвечают формуле коркита (ан. 8) в котором SO_4 занимает лишь 30% от суммы серы и фосфора вместо 50% в идеальной формуле этого минерала. Кинтореит образует зернистые икраподобные агрегаты, сложенные матовыми кристаллами лимонной окраски. В составе минерала SO_4 занимает до 22% позиций фосфора в формуле кинтореита (ан. 9).

В апогипербазитовых лиственитах месторождения широко распространены сульфиды и арсениды никеля (герсдорфит, ваэсит, миллерит, полидимит, виоларит, никелин), ассоциирующие с пиритом, халькопиритом, теннантитом, галенитом, золотом. Они легко замещаются аннабергитом, пекораитом, гаспеитом [1, 2, 4].

Ранее в работе [2] был описан магнийсодержащий аннабергит $Ni_3(AsO_4)_2 \times 8(H_2O)$, слагающий тонкозернистые агрегаты светло-зеленого цвета на лиственитах. Эти образцы были дополнительно исследованы на электронном микроскопе. Аннабергит в них образует кристаллические щетки клиновидных таблитчатых кристаллов (рис. 1ж) светло-зеленого цвета. В химическом составе отмечается вариативность содержаний никеля и магния (среднее содержание MgO составляет 9,6% (ан. 10) при вариациях от 7 до 12 мас.%), что сопоставимо со значениями, приведенными в работе [2]. В то же время, химический состав минерала в цитируемой работе не соответствует стехиометрии аннабергита, отличаясь завышенной катионной и заниженной анионной группировками.

Расчет параметров элементарной ячейки аннабергита выполнен в программе UnitCell по тринадцати наиболее интенсивным линиям на рентгенограмме $2\Theta(I)$: 16,5(10); 22,8(2); 25,6(4); 35,2(7); 37,8(9); 41,5(6); 44,8(2); 46,4(2); 49,5(4); 55,7(3); 61,0(2); 70,3(2); 71,8(3). Условия съемки образца: камера РКД 57,3 мм, Fe-излучение нефильтрованное, время измерения – 4 часа. Полученные значения составили: $a_0 = 10,21\pm0,03$ Å, $b_0 = 13,42\pm0,02$ Å, $c_0 = 4,72\pm0,01$ Å, $\beta = 105,0\pm0,3^\circ$, $V = 624,7\pm1,9$ Å³. Известно, что объем элементарной ячейки аннабергита линейно коррелирует с содержанием магния [6]. При средней мольной доле магния в 36% (ан. 10) объем ячейки составит 623,2 Å³. Учитывая разброс содержания магния в минерале от 31 до 45 мол.% объем ячейки будет меняться от 622,2 до 624,6 Å³, что удовлетворительно согласуется с данными рентгеноструктурного анализа образца.

В образцах слабо выветренных лиственитов шахт Центральная, 637, карьера Золотой горки сульфиды никеля последовательно замещаются *пекораитом* $Ni_3Si_2O_5(OH)_4$, *карпинскитом* $(Mg,Ni)_2Si_2O_5(OH)_2$ и содержащими никель гидроокислами железа (рис. 13). Пекораит непосредственно контактирует с сульфидами никеля. Он обладает зеленой или коричневато-зеленой окраской, раковистым изломом, матовым блеском. В химическом составе присутствуют примеси железа, кобальта и магния (ан. 11). На удалении от

№ 17

сульфидов пекораит сменяется или полностью замещается фазой, подобной карпинскиту (ан. 12), в которой никель преобладает над магнием. Следом появляется собственно карпинскит (ан. 13) и гидроокислы железа. Несмотря на то, что согласно правилам IMA диагностика карпинскита не является достаточной, он остается единственным гипергенным минералом, имеющим отношение (Ni+Mg)/Si равное единице. Устойчивость

гипергенным минералом, имеющим отношение (Ni+Mg)/Si равное единице. Устойчивость данного отношения по пяти точкам анализа Березовского минерала предполагает соответствие именно карпинскиту и его никелевому аналогу.

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы АААА-А18-118052590029-6.

Автор благодарен Л.В. Леоновой, И.А. Готтман за помощь в проведении микроскопических исследований.

Литература

- 1. *Бушмакин А.Ф.* Пекораит из Березовского месторождения на Среднем Урале // Материалы Уральской летней минералогической школы 1996. Екатеринбург: УГГГА, 1996. С. 57-58.
- 2. *Клейменов Д.А.* Вещественный состав, условия формирования и перспективы использования зоны окисления Березовского золоторудного месторождения. Автореферат дисс... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: УГГГА, 1998. 21 с.
- 3. Пеков И.В., Ханин Д.А., Япаскурт В.О., Пакунова А.В., Екименкова И.А. Минералы ряда бёдантит сегнитит из зоны окисления Березовского золоторудного месторождения, Средний Урал: вариации химического состава, поведение примесей, сурьмяные разновидности // Записки РМО, 2015. № 3. С. 89-105.
- 4. *Филимонов С.В.* Первая находка железистого гаспеита (гаспеит из выветрелых лиственитов Березовского золоторудного месторождения) // Материалы Уральской летней минералогической школы 1998. Екатеринбург: УГГГА, 1998. С. 140-141.
- 5. *Ханин Д.А*. Минералы класса хроматов на Урале: проявления, история исследования, современное состояние изученности (обзор публикаций) // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. № 11. С. 105-131.
- 6. *Jambor J.L., Dutrizac J.E.* Solids solutions in the annabergite erythrite hornesite synthetic system // Canadian Mineralogist, 1995. Vol. 33. P. 1063-1071.

№ 17

Вестник Уральского отделения

2020

УДК 549.3(470.5)

СУЛЬФОСОЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КВАРЦА ГОРА ХРУСТАЛЬНАЯ И СВЕТЛОРЕЧЕНСКОЕ (ОКРЕСТНОСТИ ЕКАТЕРИНБУРГА)

С. В. Прибавкин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Месторождения жильного кварца Гора Хрустальная (N 56°49'27", Е 60°22'57") и Светлореченское (N 56°48'55", Е 60°21'13") являются наиболее крупными на Среднем Урале. Добываемый здесь кварц используется для производства кварцевого стекла различного назначения, фильтрующих материалов для водоподготовки, пескоструйных материалов, декоративных отделочных материалов и изделий из хрусталя, компонентов огнеупорных смесей и термопластиков, сухих строительных смесей и прочих продуктов.

Геологическое строение месторождений, условия образования и свойства жильного кварца подробно рассмотрено в ряде опубликованных работ [2-8, 12 и др.]. Согласно им кварцевые тела залегают среди раннекаменноугольных диоритов вблизи интрузий поздне-каменноугольных гранитов Верхисетского комплекса. Они сложены молочно-белым кварцем, сопровождаемым гигантозернистыми мусковит-микроклин-кварцевыми породами. Форма кварцевых тел линзовидная с трапециевидным сечением. Их максимальные размеры 350 м по удлинению, 145 м по ширине и 160 м по вертикали.

Ранее было установлено, что жильный кварц месторождений несет непромышленное золотое и молибденовое оруденение, концентрации этих металлов составляют в среднем 0.4~г/т Аи и $2.6\times10^{-3}\%$ Мо (фонды ТФГИ отчет В.Д. Оболкина, С.М. Шляхтовой (1978)). Имеются указания на присутствие пирита, молибденита (не содержащего рений), минералов айкинит-висмутинового ряда (висмутин, крупкаит, высокомедистый линдстремит), образующих рассеянную вкрапленность в кварцевых телах и пегматоидных мусковит-калишпат-кварцевых породах, мусковитовых лейкогранитах [2, 4, 6, 9].

Микроскопическое исследование образцов кварца с включениями пирита и молибденита показало присутствие в них сульфосолей павонитовой и висмутинайкинитовой серий. Минералы *павонитовой серии* образуют включения в пирите, реже крупные выделения в кварце со структурами распада или без таковых. Среди них широко развита фаза близкая по составу купробенжаминиту или купромаковицкииту (табл. 1 ан. 1-5, рис. 1-2). Ранее описанная фаза высокомедистого лидстремита [9], образующая реликты среди крупкаита оказалась наиболее близка по составу бенжаминиту или павониту (табл. 1 ан. 6, рис. 2). *Купробисмутит и тетрадимит* нарастают на

№ 17 Вестни

Вестник Уральского отделения

купробисмутита

2020

вышеописанные сульфосоли (рис. 1-2, табл. 1 ан. 7-9). В составе купробисмутита отмечены широкие вариации серебра от 0 до 5,8 вес.%.

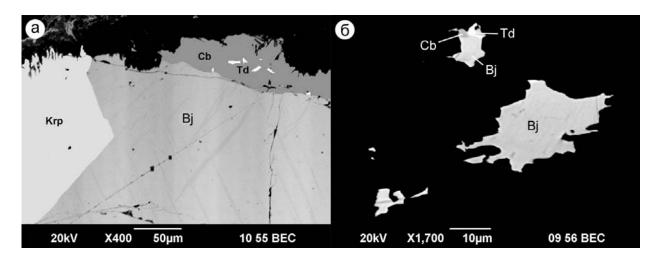


Рис. 1. а – купробенжаминит (Bj) со структурой распада в срастании с крупкаитом (Krp) и купробисмутитом (Cb), содержащем включения тетрадимита (Td), Гора Хрустальная; б – купробенжаминит в ассоциации с купробисмутитом и тетрадимитом, Светлореченское месторождение.

Таблица 1 Химический состав минералов (в мас.%) павонитовой серии, купробисмутита, тетрадимита

No	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cu	4,23	5,52	5,29	5,97	6,23	8,75	11,05	14,18	0,00
Ag	6,94	5,74	7,38	3,62	3,32	0,26	5,82	0,00	0,46
Pb	1,68	3,62	1,36	0,00	0,00	18,55	0,63	0,00	0,07
Bi	66,69	65,60	66,29	70,07	70,75	54,47	62,42	62,40	59,69
Sb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00
Te	0,58	0,48	0,52	0,00	0,00	0,23	0,00	0,00	33,69
Se	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00
S	18,37	18,56	18,2	19,22	18,92	17,93	19,11	20,09	4,46
Сумма	98,76	99,52	99,04	98,88	99,22	100,36	99,03	96,67	98,29
			Фо	рмульнь	ие едини	ЦЫ			
Cu	1,04	1,34	1,31	1,41	1,50	2,94	7,00	8,55	0,00
Ag	1,00	0,82	1,08	0,51	0,47	0,05	2,17	0,00	0,03
Pb	0,13	0,27	0,10	0,00	0,00	1,91	0,12	0,00	0,00
Bi	4,96	4,85	4,99	5,03	5,16	5,57	12,03	11,44	2,12
Sb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Te	0,07	0,06	0,06	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	1,96
Se	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
S	8,91	8,94	8,94	9,00	9,00	11,94	24,00	24,00	1,04

Примечание: ан. 1-5 – купробенжаминит (матрикс -1, ламель -2, вал -3); ан. 6 – павонит или бенжаминит, ан. 7-8 – купробисмутит, ан. 9 – тетрадимит. Анализы сделаны в ИГГ УрО РАН, микроанализатор CAMECA SX 100.

№ 17 Вестник Уральского отделения

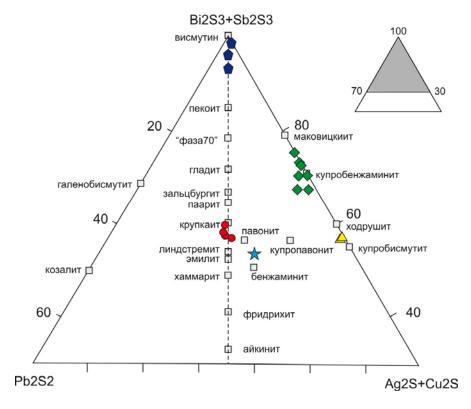


Рис. 2. Проекция составов Cu-Pb-Bi сульфосолей в системе $M^+ - M^{2+} - M^{3+}$. Серые квадраты – идеальные составы по [13].

Таблица 2 Химический состав (в мас.%) минералов висмутин-айкинитовой серии

	1		1	1	1	1		1	
$N_{\underline{0}}$	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cu	6,16	5,69	5,84	6,22	5,87	6,66	0,86	1,12	0,57
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,04	0,00	0,00	0,00
Pb	20,73	19,35	19,44	20,81	20,61	20,01	2,53	3,90	0,00
Bi	55,56	56,47	56,78	55,59	55,84	55,34	76,46	76,6	80,03
Sb	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Te	0,00	0,00	0,12	0,00	0,18	0,12	0,00	0,00	0,00
Se	0,12	0,14	0,17	0,09	0,10	0,00	0,16	0,13	0,00
S	17,87	17,73	17,97	17,84	17,87	17,95	18,47	18,60	19,39
Сумма	100,44	99,38	100,32	100,62	100,63	100,12	98,48	100,35	100,00
			Ф	рмульнь	ые единиі	ДЫ			
Cu	1,04	0,97	0,98	1,05	1,00	1,12	0,07	0,09	0,04
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	1,07	1,01	1,00	1,08	1,07	1,03	0,06	0,10	0,00
Bi	2,85	2,92	2,89	2,86	2,86	2,83	1,90	1,89	1,90
Sb	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Te	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Se	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
S	5,98	5,98	5,97	5,99	5,97	5,99	2,99	2,99	3,00

Примечание: ан. 1-6 — крупкаит, ан. 7-9 — висмутин. Анализы выполнены на Camebax SX-50 в МГУ и на CAMECA SX 100 в ИГГ УрО РАН.

Вестник Уральского отделения

№ 17

Минералы висмутин-айкинитовой серии представлены висмутином и крупкаитом. Крупкаит встречается в виде скоплений уплощенных призматических кристаллов (0,5-4,0 мм) или изометричных зерен, развивающихся вслед за минералами павонитовой серии. Его кристаллы часто искривлены и обладают характерной штриховкой вдоль удлинения. Визуально схожий с ним висмутин отличается более серой окраской. Он образует шестоватые агрегаты плотно прижатых друг к другу игольчатых кристаллов длиной до 1 см или изометричные зерна. Химический состав обоих минералов приведен в таблице 2.

На генезис кварцевых тел месторождений Гора Хрустальная, Светлореченское и др., развитых в связи с гранитоидами Верхисетского массива имеется несколько гипотез. Наиболее популярная из них заключается в магматической кристаллизации кварцевых тел в качестве силексита с последующей гидротермальной переработкой [6 и др.]. Согласно этой гипотезе месторождения формировались в тектонической зоне дробления с высокотемпературным последующим калиевым метасоматозом, что привело образованию пегматоидной Кристаллизация породы ПО диоритам. первичного гигантозернистого кварца происходила из расплава, далее следовала его рекристаллизация в глубинных условиях. Такая гипотеза основывается на наличии в верхней части кварцевого тела обильных ксенолитов вмещающих пород, оседанию которых вниз мог препятствовать только очень вязкий кварцевый расплав. Популярными являются пневматолит-гидротермальная (пегматитовая) и гидротермальная гипотезы, основанные на температурах гомогенизации флюидных включений в кварце [1, 5, 12 и др.]. Согласно им, кварцевые жилы с полевошпатовыми оторочками из высокоупорядоченного микроклина, апатита, пирит, отлагались при температуре 400-350°C, а завершилось отложение кварца при температуре около 150°C.

Рассмотренная Мо(Ag-Cu-Pb-Bi)-минерализация позволяет высказать предположение о ее высокотемпературном гидротермальном характере в связи с развитием генераций кварца сопровождаемых мусковитом, молибденитом, пиритом. Ранее подобная минерализация была описана в Шарташском гранитном массиве в связи с метасоматитами гумбеитовой формации [10, 11], что подтверждает её высокотемпературный характер.

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы АААА-А18-118052590029-6.

Автор выражает благодарность своим коллегам Е.А. Зиньковой, Т.А. Осиповой за совместные полевые работы на Светлореченском месторождении, заведующему отделом минералогии Уральского геологического музея В.И. Кайнову за любезно предоставленный образец висмутина из месторождения Гора Хрустальная, Д.А. Замятину, И.А. Готтман, И.В. Пекову за выполнение микрозондовых анализов минералов и электронную микроскопию.

Литература

1.

Вестник Уральского отделения

Анфилогов В.Н., Кабанова Л.Я., Игуменцева М.А., Никандрова Н.К. Геологическое строение, петрография и генезис кварцевого месторождения Гора

2020

- Хрустальная (Средний Урал) // Отечественная геология, 2017. № 1. С. 68-74. Вертушков Г.Н. Жильный кварц из жил Восточного склона Урала // Доклады 2. AH CCCP, 1946. T. 51. № 1. C. 53-56.
- Глаголев Е.В. Месторождение кварца Гора Хрустальная // Минеральное сырьё Урала, 2006. № 2(5). 40 с.
- Емлин Э.Ф., Синкевич Г.А., Якшин В.И. Жильный кварц Урала в науке и 4. технике. Свердловск: Среднеуральское книжное изд-во, 1988. 272 с.
- Мельников У.П., Оболкин В.Д., Евстропов А.А. Месторождение жильного кварца Гора Хрустальная // Советская геология, 1981. № 6. С. 36-39.
- Оболкин В.Д., Мельников Е.П., Евстропов А.А. Вещественный состав силексита месторождения Гора Хрустальная (Средний Урал) // Известия АН СССР. Серия Геологическая, 1981. № 6. С. 119-129.
- Оболкин В. Д., Мельников Е. П., Евстропов А. А. Светлореченский силексит новый промышленный тип месторождений кварцевого сырья (Средний Урал) // Известия AH CCCP, 1983. № 3. C. 85-90.
- Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Бабенко В.В. Месторождение жильного 8. кварца Гора Хрустальная как объект полигенного и полихронного генезиса // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2019. № 4(40). С. 105-110.
- Прибавкин С.В. Новые данные по минералогии кварцевого месторождения Гора Хрустальная // Уральская минералогическая школа – 2001, Екатеринбург, 2002. С. 78-79.
- 10. Прибавкин С.В., Суставов С.Г., Готтман И.А. Сульфосоли висмута Березовского рудного района: химический состав и минеральные ассоциации // Литосфера, 2018. Т. 18. № 3. С. 445-458.
- 11. Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Середкин М.В., Куруленко Р.С., Прокофьев В.Ю., Устинов В.И., Прибавкин С.В., Филимонов С.В. Гумбентовая формация Урала. Москва: МГУ, 1997. 100 с.
- 12. Штенберг М.В. Вода и водородсодержащие дефекты в жильном кварце Урала: метод инфракрасной Фурье-спектроскопии. Автореферат дисс... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013. 21 с.
- 13. Makovicky E., Makovicky M. Representation of compositions in the bismuthiniteaikinite series // Canadian Mineralogist, 1978. Vol. 16. P. 405-409.

2020

УДК 549.514.81+550.93(470.5)

ХИМИЧЕСКОЕ ДАТИРОВАНИЕ МОНАЦИТА ИЗ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ СЕМЕНИНСКОЙ КОПИ (АДУЙСКИЙ МАССИВ, СРЕДНИЙ УРАЛ)

В. В. Хиллер, Ю. В. Ерохин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Ввеление

Семенинская копь считается одной из самых знаменитых в пределах Адуйского пегматитового поля, расположенного в западной части одноименного гранитного массива. Данная копь известна почти 150 лет и за всё время разработки она дала большое количество аквамарина, гелиодора, дымчатого кварца и аметиста. К примеру, в начале прошлого века только берилла было добыто около 600 кг, причем исключительного качества, около 700 штук 13-см кристаллов, а в 1930-х годах в нескольких занорышах было добыто 6 тонн кристаллосырья дымчатого кварца. В разное время эта пегматитовая жила посещалась и изучалась такими известными учеными, как А.Е. Ферсман, И.И. Бок, В.И. Крыжановский, Г.Н. Вертушков, П.Л. Драверт и другие. К сожалению, при такой богатой истории минералогическая изученность копи осталась практически на нуле. В последнее время усилиями В.И. Поповой с коллегами минералогия Семенинской копи постепенно стала изучаться, ими были исследованы монацит-(Ce) [9] и «эвксенит», который оказался самарскитом-(Y) [8]. На данный момент в гранитном пегматите установлены кварц, КПШ (ортоклаз и микроклин), альбит, олигоклаз, биотит, мусковит, гранат (спессартин), магнетит, ганит, фторапатит, берилл, самарскит-(Y), ферсмит, ферроколумбит, манганоколумбит и монацит-(Се), что, конечно, маловато для столь известного объекта. Удивительно, но и возраст гранитного пегматита Семенинской копи до сих пор не определялся, что мы и постарались исправить настоящей работой.

История открытия и разработки копи

История открытия данного объекта описана Г.Н. Вертушковым со слов горщика В.К. Клочкова [2] и была перепечатана в более поздних работах [5, 6], хотя, на наш взгляд, сама история изложена несколько запутанно, и вероятно при печати в 1940 году она была подвергнута корректуре. Далее приводятся скомпилированные данные из ранее опубликованных работ [5, 6].

Время открытия копи точно неизвестно, вероятно первые разработки начались во второй половине XIX века. Жилу нашли местные крестьяне (Куваев и Панфилов) бравшие подряды на дрова. Они добыли немного камней (каких непонятно) и забросили. Позднее

эту яму за 1 рубль выкупил Павел Орянтович Семенин, происходивший из знаменитой семьи уральских горщиков. Он первый активно работал на копи и при нём в 1899-1900 гг. были добыты значимые количества ювелирного берилла, поэтому копь была названа его именем. В это же время в 1900 г. жилу посетил П.Л. Драверт, который оставил первое описание Семенинской копи. Тут уместно упомянуть, что П.Л. Драверт писал о добываемом камне, как «Берилл этот отличается своим приятным цветом аквамарина густой окраски (хотя есть разности желтого цвета) и сильной прозрачностью...» [4]. Таким образом, первоисточник писал о добыче синих и изредка желтых бериллов. При этом в поздних публикациях [5, 6], почему-то появились сведения о добыче 20-30 пудов травяно-зеленого берилла, что видимо, является опечаткой.

В 1905 г. Минералогическое общество командировало А. Николаева для изучения Адуйских копей, а в 1908 г. месторождение посетил В.И. Крыжановский. В период 1912-1916 гг. копь многократно посещал будущий академик А.Е. Ферсман. В тот момент Семенинская копь уже принадлежала М.Р. Белых, которая, как говорят злые языки, никаких камней не добыла. После революции 1917 года на копи работала артель под руководством Р.Г. Брехова, которая смогла добыть прекрасные штуфы с аметистом.

В 1926 г. полевые шпаты из гранитных пегматитов Семенинской копи изучались Государственным исследовательским керамическим институтом, в 1930-1931 гг. А.В. Вторушин (Уральское отделение Института прикладной минералогии) проводил обследование копи на предмет полевошпатового сырья.

В 1932 г. здесь работал геолого-поисковый отряд Свердловской базы Уральского геологоразведочного треста под руководством Г.Н. Вертушкова, тогда аспиранта кафедры минералогии Свердловского горного института. В 1933-1935 гг. на Адуйском месторождении вела работы Режевская геологическая партия под руководством И.И. Бока. На Семенинской копи впервые были сделаны разведочные скважины, одна из которых пересекла крупные пустоты. В результате отработки этих занорышей партия добыла около 6 тонн кристаллосырья дымчатого кварца, из которых 1,5 тонны кристаллов отправили по музеям и 220 кг отобрали на производство радиоаппаратуры.

B 1977-1980 ΓΓ. на Адуйском месторождении вела Исетская работы геологоразведочная партия объединения «Уралкварцсамоцветы». Судя по всему, они обнаружили несколько занорышей, т.к. уже в 1989-1991 гг. кооператив «Мурзинка» вел на Семенинской копи добычные работы. По неофициальным данным, тогда было добыто большое количество дымчатого кварца, несколько граммов ограночного берилла и выбран крупный занорыш с аметистами [6]. Летом 1993 г. один из авторов статьи провел несколько дней на Семенинской копи, где просматривая свежие отвалы, обнаружил сотни кристаллов-«уродцев» (регенерированные отщепы кристаллов) молочного кварца.

С 1995 г. и по настоящее время Семенинская копь входит в Государственный природно-минералогический заказник «Режевской». Прямо на территории копи проживает егерь, который охраняет окружающие горные выработки и природу.

2020

Геологическое строение копи

Гранитные пегматиты Адуйского месторождения группируются в три жильных поля. Северное поле с прилегающими к нему копями р. Тоши, южнее, за речкой Парфеновкой расположено Семенинское или Центральное поле и еще южнее по северному берегу Таборского болота – Южное поле (см. рис. 1).

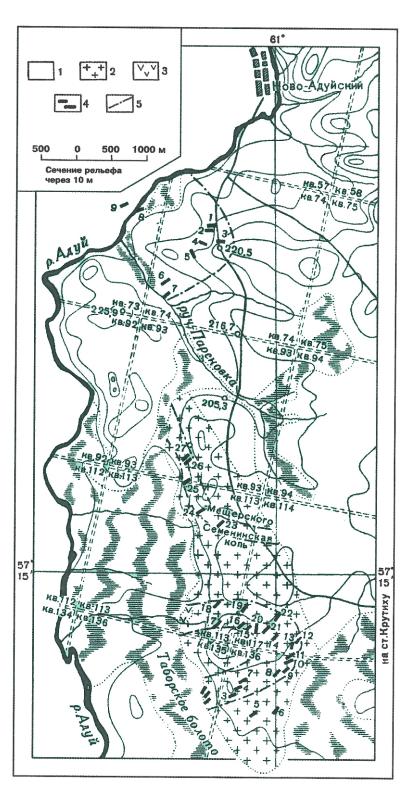


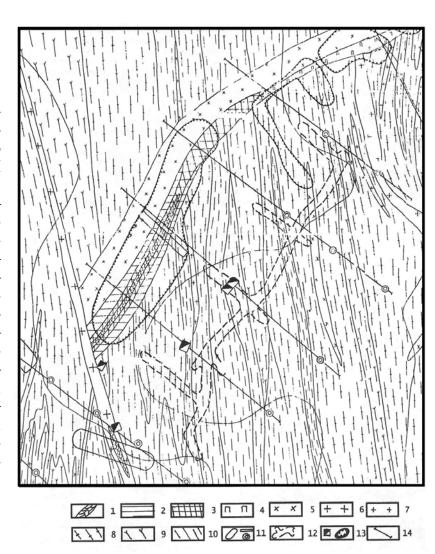
Рис. 1. Жильные поля Адуйского месторождения (дано по [2]). Условные обозначения: 1 — граниты, 2 — гранитогнейсы, 3 — серпентиниты, 4 — пегматитовые жилы, 5

– границы жильных полей.

Жила гранитного пегматита Семенинской копи, простиранием 30-50° СВ, протяженностью 125 м и толщиной 8-12 м (по И.И. Боку – до 20 м, а продуктивной альбитовой зоны до 6 м), прослежена на глубину 39 м двумя шахтами и на 80 м по падению – скважинами колонкового бурения [8]. Падение жилы составляет около 40°, хотя ранее предполагалось почти вертикальным. Схема геологического строения Семенинской пегматитовой жилы приведено на рис. 2.

Рис. 2. Схема геологического строения Семенинской пегматитовой жилы, по данным Исетской ГПП (дано по [5]).

Условные обозначения: 1 кварц сливной или зернистый, 2 - кварц-мусковитальбитовый агрегат, 3 пегматит блоковый, среднезерниспегматоид тый, 5 – аплит, 6 – пегматоид с линзами кварца, 7 – пегматит гранитной структуры, 8 – гранито-гнейс, 9 – гнейс амфибол-биотитовый, 10 – гнейс биотитовый, 11 – траншеи, канавы, скважины, 12 – разведочные выработки, 13 – шурфы и шахты, 14 - геологические профили.



По современным геологическим данным, гранитный пегматит залегает в гранитогнейсах и имеет ярко выраженное ассиметричное зональное строение (дано по [6]):

Лежачий бок жилы представлен тонкозернистой аплитовидной породой, состоящей из кварца, ортоклаза и альбит-олигоклаза, с редкими включениями лейстов биотита, красного граната и октаэдров магнетита.

Висячий бок жилы сложен крупнозернистым бесструктурным пегматитом с подчиненным развитием графического гранита желтовато-розового или желтовато-красного цвета. Эта зона состоит из ортоклаз-пертита, кварца, удлиненных лейстов биотита, альбита, очень редко встречаются самарскит-(Y) и магнетит. Ширина зоны колеблется в пределах 0,5-2,5 м, составляя 5-20% объёма всей жилы. Грубозернистый

Вестник Уральского отделения

№ 17

пегматит, состоящий из ортоклаз-пертита, кварца и биотита, в виде небольшого прожилка проходит по центральной части аплитовой зоны. Ширина этого прожилка не превышает 2-5 см, достигая в раздувах 20-50 см. К этому прожилку приурочены находки аметистов.

Центральная часть жилы выполнена крупнокристаллическим альбитом с лейстами мусковита. Ширина этой зоны достигает 6 м. Здесь встречаются миароловые полости инкрустированные кристаллами берилла и дымчатого кварца.

Интересно, что Семенинская копь отличается от других копей Адуйского жильного поля, что отмечали многие исследователи. В частности, А.Е. Ферсман писал: — «По своему характеру эта жила, идущая в плотном граните, почти чисто полевошпатовая; она резко отличается от всех... жил не только присутствующими в ней минералами, но и по внешнему виду, т.к. характеризуется нежно-розовым цветом полевых шпатов; крупные выделения кварца в этой копи почти совсем отсутствуют, или же кварц образует самостоятельные жилки, прорезающие гранит и полевошпатовую породу в качестве более поздней генерации; в такой жиле попадались аметисты» [12].

Методы исследования

Количественный анализ химического состава монацита выполнен на электроннозондовом микроанализаторе САМЕСА SX 100 (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). Полированный шлиф изготовили из кристалла монацита, размером до 0,5 см, затем его напылили тонким слоем углерода. Условия измерения: ускоряющее напряжение 15 кВ, сила тока 250 нA, диаметр пучка электронов 2 мкм. Давление в камере образцов 2×10^{-4} Па. Спектры получены на наклонных волновых спектрометрах, измерение интенсивности проводились по аналитическим линиям: Th Ma, U Mb, Pb Ma, Y La, Si Ka, Ca Ka, P Ka, Ce La, La La, Pr Lb, Nd La, Sm Lb, Dy La, Gd Lb. Стандартные образцы, используемые для калибровки: оксиды тория и урана, диопсид, синтетические фосфаты РЗЭ, Pb₂P₂O₇. При выполнении количественного анализа время измерения интенсивности на пике (для тория 400 с, свинца 400 с, для урана 400 с, кремния, иттрия и кальция по 20 с, для остальных элементов по 10 с) в два раза превышало время измерения фона. Для монацита достигнуты следующие пределы обнаружения: Th - 110, U - 65 и Pb - 58 г/т. Содержание кислорода определялось в предположении о стехиометрии состава. Теоретическое и практическое обоснование метода химического датирования помощью рентгеноспектрального микрозондового приведено многочисленных анализа В публикациях по данной теме [16, 17 и мн. др.], в том числе и авторского коллектива [10, 14 и др.]. Основное условие данного метода: в процессе эволюции минерал не терял радиогенный свинец (т.е. Th-U-Pb система была закрытой), весь свинец в минерале образован за счет распада тория и урана.

Полученные результаты и их обсуждение

2020

Для изучения и датирования нами был использован относительно крупный и непрозрачный кристалл монацита, размером до 0,5 см в длину, отобранный из альбитовой зоны. Это был обломок уплощенного индивида с отчетливыми гранями сильно развитого первого пинакоида а{100} и двух ромбических призм — m{110}, o{122}. Минерал характеризуется темно-коричневой окраской и не ассоциирует с какими-либо другими акцессорными минералами. В шлифе на срезе кристалла никаких минеральных включений и вторичных изменений не наблюдается.

Химический состав кристалла монацита однородный (табл. 1) и хорошо соотносится с ранее полученными данными [8], но, не с анализами с ЭДС-приставки, а с волновых спектрометров. При этом он достаточно резко отличается от монацитов из рядом расположенных копей Южная [1] и Телефонка [7]. По данным всех приведенных 15 анализов можно говорить, что монацит в альбитовой зоне представлен цериевой разностью (т.к. церий существенно преобладает над другими легкими редкими землями) с относительно высоким содержанием тория (ThO₂ до 7,5 мас.%). Из других примесей можно отметить присутствие существенных концентраций кремнезема (SiO₂ до 1,7 мас.%), иттрия (Y₂O₃ до 2,9 мас.%) и кальция (CaO до 0,5 мас.%). Содержание радиогенных компонентов достаточно сильно меняется (в мас.%): ThO₂ – 2,71-7,49; UO₂ – 0,06-0,44; PbO – 0,03-0,10. Суммы анализов близкие к 100% говорят о том, что вторичных изменений данный монацит не испытал.

Tаблица 1 Химический состав (в мас.%) монацита из гранитных пегматитов Семенинской копи

$N_{\underline{0}}$	1	2	3	4	5	6	7	8
P_2O_5	28,32	28,09	28,50	28,84	28,77	28,80	29,13	29,36
ThO_2	5,82	5,93	5,50	4,87	5,09	4,61	4,03	2,71
UO_2	0,28	0,29	0,27	0,24	0,25	0,24	0,19	0,06
SiO ₂	1,34	1,36	1,26	1,13	1,18	1,10	0,91	0,62
La ₂ O ₃	4,72	4,70	4,83	4,66	4,67	4,71	4,34	4,89
Ce ₂ O ₃	23,27	23,71	23,73	23,81	23,92	23,72	23,22	24,52
Pr ₂ O ₃	4,09	3,94	4,20	4,06	4,24	4,24	4,04	4,16
Nd_2O_3	17,59	17,55	17,69	17,71	17,64	17,57	18,03	18,90
Sm_2O_3	6,31	6,14	6,32	6,65	6,27	6,40	7,25	6,87
Gd_2O_3	3,44	3,26	3,49	3,65	3,62	3,36	4,00	3,40
Tb_2O_3	0,22	0,17	0,17	0,22	0,19	0,17	0,18	0,14
Dy ₂ O ₃	0,55	0,57	0,55	0,55	0,55	0,67	0,59	0,46
Y_2O_3	2,58	2,54	2,64	2,66	2,65	2,82	2,94	2,07
PbO	0,08	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,03
CaO	0,16	0,07	0,07	0,07	0,07	0,09	0,07	0,08
Сумма	98,78	98,40	99,29	99,16	99,17	98,57	98,99	98,26

Примечание: ИГГ УрО РАН, микроанализатор CAMECA SX 100, аналитик В.В. Хиллер.

№ 17

Сумма

Известно, что для примесей тория и урана в монаците реализуется хаттонитовый $(Th^{4+}(U^{4+})+Si^{4+} \rightarrow REE^{3+}+P^{5+})$ и/или чералитовый $(Th^{4+}(U^{4+})+Ca^{2+}(Sr^{2+},Ba^{2+},Pb^{2+}) \rightarrow$ 2REE³⁺) тип изоморфизма. Из имеющихся анализов химического состава монацита можно утверждать, что в матрице фосфата реализуется только хаттонитовый тип изоморфизма.

В известной работе [18] параметр $\beta = (Si+Ca)/(Th+U+Pb)$, характеризующий степень зарядовой компенсации примесей $\mathrm{Th}^{4+}(\mathrm{U}^{4+})$, рассматривался как показатель замкнутости Th-U-Pb-системы монацита: при его близости к единице система считается замкнутой. Для монацита из Семенинской копи параметр $\beta = 0.98-1.09$, что свидетельствует о замкнутости системы и значит возможности корректной оценки возраста минерала.

 $N_{\underline{0}}$ 9 10 11 12 13 14 15 28.70 P_2O_5 28.29 28.07 28,00 28,44 28,28 27,50 5,31 ThO_2 4.09 5.69 7.49 6,13 6,26 5,11 0,27 0.44 UO_2 0,06 0,19 0,28 0,31 0,21 SiO₂ 0.80 1.13 1.37 1.42 1.28 1.20 1.71 4,78 4,59 4,70 4,77 4,97 La₂O₃ 5,21 4,42 23,7523,7523,42 Ce_2O_3 26,03 23,45 23,42 23,19 4,03 4,02 4,03 4,07 3,97 Pr_2O_3 4,16 4,21 17,29 Nd_2O_3 18,21 17,69 17,15 17,57 17,60 17,06 Sm_2O_3 7,36 6,81 6,42 6,03 6,42 7,17 5,75 Gd_2O_3 3,78 3,89 3,64 3,38 3,33 3,88 3,15 Tb₂O₃ 0.13 0,16 0.09 0,21 0,20 0.26 0.15 Dy_2O_3 0,55 0,57 0,41 0,49 0,60 0,55 0.59 Y_2O_3 0.74 2,43 2,55 2,52 2,55 2,48 2,48 PbO 0.04 0.06 80.0 0.07 0.06 0.10 0.08 CaO 0,45 0.12 80,0 0,11 0,08 0,15 0,08 99,30 100,18 98,52 98,27 98,99 98,66 98,89

Продолжение таблицы 1

2020

Замкнутая система, чувствительные содержания свинца и вполне приличная дисперсия содержаний тория позволяет использовать данный акцессорный монацит в качестве минерала-геохронометра. Значения точечных U-Th-Pb-возрастов монацита лежат в широком интервале 241-274 млн лет и в совокупности дают средневзвешенный возраст 257 ± 14 млн лет с СКВО = 0,20 (см. рис. 3).

При построении зависимости ThO₂*-PbO по совокупности результатов анализа, точки ложатся на одну прямую (или изохрону по [17]), что говорит об их единовременном образовании. Здесь $ThO_2^* = (ThO_2 + UO_2^{9KB})$, где $UO_2^{9KB} - coдержание урана, пересчитанное$ в эквивалентное содержание тория, способное произвести то же количество свинца за время жизни системы при равенстве U-Pb и Th-Pb-значений возраста. Расчёт возраста по углу наклона изохроны даёт датировку 256 ± 21 млн лет, СКВО = 0,30 (рис. 4). Содержание нерадиогенного свинца в монаците, рассчитанное по пересечению Тh*-Pbизохроны с РьО-осью, составляет менее 0,005 мас.%, что сопоставимо с пределом его обнаружения в минерале и значит, не оказывало влияние на расчет возраста.

Полученные значения возраста для монацита из гранитных пегматитов Семенинской копи вполне сопоставимы с ранее полученными датировками. Так, время образования пегматитов Адуйского гранитного массива определялось как 256 ± 0.6 млн лет (по монациту [13]) и 255-241 млн лет (по слюдам [11]). Относительно недавно одним из авторов статьи была получена подобная и вполне надежная Th-U-Pb-датировка для акцессорных монацитов из пегматитовых жил в окрестностях поселка Озерное – 254 ± 15 млн лет [3]. Кроме того, здесь же в рядом расположенных пегматитах методом химического датирования был изучен акцессорный циркон, возраст которого рассчитан в пределах 255 ± 7 млн лет [15].

Рис. 3. Средневзвешенный Th-U-Pb-возраст кристалла монацита по данным микрозондовых анализов (всего сделано 15 определений).

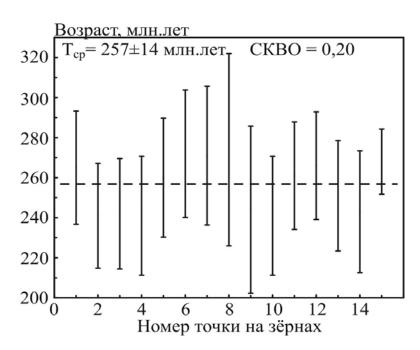
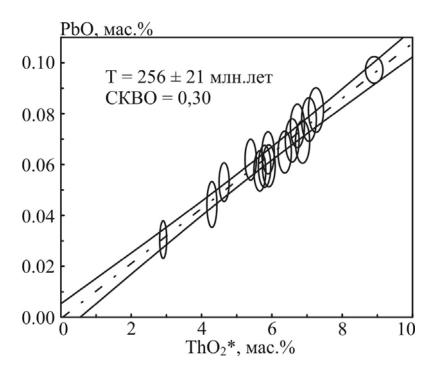


Рис. 4. ThO_2*-PbO -данные для монацита из Семенинской копи. Эллипсы соответствуют значениям погрешности 1σ , штрих-пунктир – линии регрессии с двумя симметричными гиперболами, фиксирующими погрешности.



2020

Выводы

Таким образом, нами изучен акцессорный монацит из гранитных пегматитов известной Семенинской копи, входящей в состав Адуйского пегматитового поля. По данным микрозондового анализа монацит относится к цериевой разности и отличается повышенным содержанием тория (ThO_2 до 7,5 мас.%). Для него был рассчитан изохронный возраст 256 ± 21 млн лет. Полученные значения возраста для монацита из Семенинской копи хорошо согласуются с ранее полученными датировками для пегматитов Адуйского гранитного массива.

Авторы выражают глубокую благодарность Виктору Аркадьевичу Губину за помощь в исследованиях и скорбят о его безвременной кончине.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, № гос. рег. AAA-A18-118052590032-6.

Литература

- 1. *Вахрушева Н.В., Шагалов Е.С., Ерохин Ю.В., Суставов С.Г.* Монацит-(Се) из гранитных пегматитов жилы Южная (Адуйское пегматитовое поле) // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: УГГГА, 2004. № 3. С. 5-9.
- 2. *Вертушков Г.Н.* Жильные поля гранитных пегматитов Адуйского месторождения // Труды Свердловского института. Свердловск: СГИ, 1940. Вып. 5.
- 3. *Вотяков С.Л., Хиллер В.В., Щапова Ю.В.* Особенности состава и химическое микрозондовое датирование U-Th-содержащих минералов. Часть 1. Монациты ряда геологических объектов Урала и Сибири // Записки РМО, 2012. Ч. 141. № 1. С. 45-60.
- 4. Драверт П.Л. Отчет об экскурсии на Средний Урал в 1900 г. // Протокол заседания Общества естествоиспытателей Казанского университета от 1902-1903 гг. Казань, 1904. Приложение № 215.
- 5. *Емлин* Э.Ф., *Вахрушева Н.В.*, *Кайнов В.И.* Самоцветная полоса Урала: Режевской государственный природно-минералогический заказник. Путеводитель. Екатеринбург-Реж, 2002. 156 с.
- 6. *Маликов А.И., Поленов Ю.А., Попов М.П., Шукшаев А.П.* Самоцветная полоса Урала. Екатеринбург: Изд-во Сократ, 2007. 384 с.
- 7. *Попова В.И., Чурин Е.И.* Зональность и секториальность состава монацита-(Се) гранитных пегматитов Среднего и Южного Урала // Записки РМО, 2009. № 5. С. 77-90.
- 8. *Попова В.И., Котляров В.А., Карпенко В.Ю.* Новые данные об акцессорных минералах Семенинской копи Адуйского пегматитового поля (Урал) // Новые данные о минералах. М.: Минералогический музей РАН, 2010. Вып. 45. С. 28-32.
- 9. Попова В.И., Губин В.А., Муфтахов В.А., Чурин Е.И. Морфология, состав и парагенезисы монацита-(Се) в пегматитах Адуйского массива // Материалы Всероссийской конференции «Минералогия Урала-2007». Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 250-252.

10. Попова В.И., Хиллер В.В., Ерохин Ю.В., Попов В.А. Монациты поздних

2020

- гранитных пегматитов Ильменских гор: химическое датирование возраста зональносекториальных кристаллов // Новые данные о минералах. М.: Минералогический музей РАН, 2010. Вып. 45. С. 72-78.
- 11. Смирнов В.Н., Иванов К.С., Краснобаев А.А., Бушляков И.Н., Калеганов Б.А. Результаты К-Аг датирования Адуйского гранитного массива (восточный склон Среднего Урала) // Литосфера, 2006. № 2. С. 148-156.
- Ферсман А.Е. Избранные труды. Т. VI. Пегматиты. М.: изд-во АН СССР, 1960. 742 c.
- Ферштатер Г.Б., Гердес А., Смирнов В.Н. Возраст и история формирования Адуйского гранитного массива // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 146-150.
- 14. Хиллер В.В., Ерохин Ю.В., Захаров А.В., Иванов К.С. Th-U-Pb-датирование гранитных пегматитов Липовского рудного поля (Урал) по трем минералам // Доклады AH, 2014. T. 455. № 2. C. 216-219.
- 15. Khiller V.V., Erokhin Yu.V. The chemical composition and dating of accessory zircon from granitic pegmatites in the north-eastern part of the Aduisky massif // Известия УГГУ, 2018. № 4(52). C. 26-32.
- 16. Montel J.-M., Foret S., Veschambre M., Nicollet C., Provost A. Electron microprobe dating of monazite // Chemical Geology, 1996. V. 131. P. 37-53.
- 17. Suzuki K., Adachi M. Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrain, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime // Geochemical Journal, 1991. V. 25. P. 357-376.
- 18. Suzuki K., Kato T. CHIME dating of monazite, xenotime, zircon and polycrase: Protocol, pitfalls and chemical criterion of possibly discordant age data // Gondwana Research, 2008. Vol. 14. P. 569-586.

№ 17

Вестник Уральского отделения

2020

УДК 549.01

МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИЕ РЕАКЦИИ В ГЕОХИМИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ

Я.О. Шабловский

Гомельский государственный технический университет, г. Гомель, Белоруссия

Введение

В силу многокомпонентности природных расплавных систем кристаллизационные процессы в них сопровождаются химическими реакциями, заменяющими одну минеральную фазу другой (рекристаллизация) и тем самым вынуждающими различать нормальные и аномальные последовательности кристаллизации [8]. Ещё более отчётливо рекристаллизационная составляющая выделяется при метаморфических и метасоматических трансформациях, на всём протяжении которых замещаемые горные породы находятся в твёрдом (поликристаллическом) состоянии [26]. Это означает, что кристаллохимическая сущность процессов обоих этих типов — рекристаллизационная трансформация минерала вследствие преобразования структуры протолита в структуру дочерней породы.

Преимуществом рассмотрения минералообразующих реакций в свете рекристаллизационной феноменологии является возможность применить к анализу таких реакций хорошо разработанные теоретические методы неорганической топохимии. Однако для их эффективного заимствования предварительно должна быть решена фундаментальная проблема разграничения первичных и наложенных минеральных парагенезисов [11]. В работе [12] для её решения был предложен метод анализа энергоплотности. Не менее информативным представляется симметрийный анализ эволюции минеральных ассоциаций.

Поддержание кристаллического порядка в структуре минерала обеспечивается симметрией межатомных взаимодействий, предопределяющей симметрию расположений атомных центров, т.е. пространственную симметрию кристаллической структуры. Именно она, а точнее, дискретность возможностей её изменения, оказывается ключевым фактором рекристаллизации в минеральной системе [3]. Уместно отметить, что симметрийный фактор существенно влияет даже на адсорбцию поровых растворов минералами [19]. В настоящей работе мы выявим закономерности морфологической преемственности структур минералов при их изохимических и неизохимических превращениях, рассматривая кристаллическое состояние вещества как результат упорядочения положений его атомов операциями группы симметрии его структуры и описывая

2020

трансформации этой структуры средствами кристаллографической теории точечных групп (групп Гесселя) и пространственных (фёдоровских) групп.

Пусть кристаллической структуре протолита соответствует группа Гесселя $g_{\rm I}$, а кристаллической структуре дочерней фазы — группа Гесселя $g_{\rm II}$. Каждая из этих групп содержит единичный элемент, поэтому всегда имеет место соотношение

$$g_{\mathrm{I}} \cap g_{\mathrm{II}}.$$
 (1)

При этом для топотактических реакций

$$g_{\mathbf{I}} \subseteq g_{\mathbf{II}},$$
 (2)

а для мероэдрических реакций

$$g_{\rm I} \supset g_{\rm II}$$
. (3)

При реконструктивных превращениях кристаллические структуры протолита и продукта его трансформации связаны между собой только соотношением (1). Далее мы обсудим каждый из этих трёх вариантов отдельно, рассматривая соответствующий рекристаллизационный процесс в свете определяемого соотношениями (1) – (3) изменения симметрии $g_{\rm I} \Rightarrow g_{\rm II}$.

Реконструктивные процессы

Реконструктивные превращения могут быть двух видов: A) переход из гексагирной подгруппы гексагональной голоэдрии 6/mmm в изометрическую подгруппу кубической голоэдрии m3m либо тетрагирную подгруппу тетрагональной голоэдрии 4/mmm; $\mathbf{\mathcal{E}}$) переход между тетрагирной подгруппой тетрагональной голоэдрии и тригирной подгруппой гексагональной голоэдрии либо переход между примитивной планальной группой и примитивной аксиальной группой.

Отсутствие групповой соподчинённости между структурами протолита и дочерней фазы при реконструктивном превращении означает, что обусловленное таким процессом искажение кристаллической структуры протолита "не свойственно" его решётке. Вследствие этого реакция реконструктивного типа протекает в две стадии.

На первой стадии реакции формируется промежуточная решётка, обеспечивающая преемственность структур протолита и дочерней фазы (т.е. групповую соподчинённость симметрии) и тем самым минимизирующая реакционные напряжения в кристалле протолита. В случае *А* эта промежуточная решётка имеет пониженную симметрию, в случае *Б* – повышенную симметрию. Реакционные напряжения обладают избыточной энергией Гиббса и потому способны ускорять реакцию на её второй стадии – в ходе релаксационной трансформации промежуточной решётки в решётку дочерней фазы. Удельный вклад энергии реакционного напряжения тем больше, чем мельче кристаллы протолита. В монокристалле реакционные напряжения могут оказаться слишком слабыми, и тогда реакция, едва начавшись, практически сразу замедляется. Измельчение протолита повышает не только степень его конверсии, но и вероятность его самодробления, дополнительно ускоряющего реакцию. При этом реакционные напряжения вызывают физическое (опережающее) самодробление: физический процесс развития трещин опережает химическую реакцию. Если же кристалл имеет значительные несовершенства

Вестник Уральского отделения

№ 17

строения, то реакция может избирательно проникать в протолит вдоль межблочных границ, вызывая химическое (сопровождающее) самодробление.

В случае A группы Гесселя структур протолита и дочерней фазы имеют общую неединичную подгруппу, соответствующую сохраняющимся в ходе реакции признакам кристаллохимической общности обеих структур: тригональной симметрии (при переходах с участием кубических структур), осевой симметрии (при переходе между одноосными структурами) и т.п. В случае $\mathbf{\textit{b}}$ у структур протолита и дочерней фазы такая общность отсутствует, т.к. у их групп Гесселя отсутствует общая неединичная подгруппа. По этой причине такие превращения протекают наиболее медленно, а их промежуточная ступень определяется общей надгруппой $\mathbf{\textit{G}}$. Соответственно, первая стадия реакционного процесса в случае $\mathbf{\textit{b}}$ — разупорядочение исходной кристаллической структуры протолита, повышающее её симметрию до надгрупповой. Если превращение соответствует переходу между ацентричной тригирной группой и тетрагирно-инверсионной группой, то $\mathbf{\textit{G}} = \overline{\textit{4}} \, 3m$; если же переход совершается между примитивной планальной группой и примитивной гексагирной группой, то $\mathbf{\textit{G}} = 6mm$. Для прочих переходов, соответствующих случаю $\mathbf{\textit{b}}$, $\mathbf{\textit{G}} = m3m$.

Реконструктивное изохимическое (полиморфное) превращение наиболее вероятно тогда, когда кристаллическая решётка обладает псевдосимметрией и потому склонна к радикальной перестройке при термоиндуцированном разупорядочении её структурных единиц. Вместе с тем, реконструктивные превращения могут наблюдаться и в фазах с "идеально симметричной" кристаллической структурой.

Наглядной иллюстрацией к сказанному может служить реконструктивное превращение тригонально-трапецоэдрического α-кварца В тетрагональнотрапецоэдрический α-кристобалит. В применяемой здесь условной классификации оно соответствует случаю $\boldsymbol{\mathcal{E}}$ и, как и все превращения этого типа, протекает очень медленно; при этом наиболее эффективно в фазу кристобалита переходит мелкозернистый кварцит [7]. В этом случае имеет место эффект механохимического минералообразования [1], к которому мы ещё вернёмся в заключительной части статьи. Для нашего рассмотрения существенно то, что при переходе α-кварц → кристобалит вышеупомянутый феномен формирования промежуточной фазы с повышенной (надгрупповой) симметрией структуры проявляется "в чистом виде": хорошо известно, что природные образцы кристобалита, как правило, суть псевдоморфозы по кубо-гексаоктаэдрическому βкристобалиту.

Топотактические процессы

Продукт топотактической реакции закономерно ориентирован относительно протолита [25], т.к. когерентность структуры растущего дочернего кристалла и кристаллической решётки протолита обеспечивает релаксацию реакционных напряжений в кристалле последнего. Из соотношения (2) следует, что ориентация дочернего кристалла будет кристаллографически регулярной по отношению к протолиту, если группа g_1

№ 17

соответствует средней кристаллографической категории, т.е. если структура протолита одноосна. Примерами таких топотактических реакций могут служить дегидратация портландита $Ca(OH)_2$ (переход $\overline{3}m \Rightarrow m\overline{3}m$), образование гематита Fe_2O_3 при разложении ильменита $FeTiO_3$ (переход $\overline{3} \Rightarrow \overline{3}m$) и т.д. Если же группа g_1 соответствует высшей кристаллографической категории (т.е. в структуре протолита нет единичных направлений) либо низшей кристаллографической категории (в структуре протолита несколько единичных направлений), то продукт реакции может иметь несколько различных ориентаций ПО отношению к протолиту. В частности, такая неоднозначность наблюдается при формировании орторомбической структуры форстерита в ходе дегидратации моноклинного хризотила.

Термоиндуцированные топотактические превращения могут происходить без изменения состава, причём повышение температуры приводит к повышению симметрии структуры. Особенно ярко это проявляется при рекристаллизации метамиктных пород, нагрев которых переводит минералы из аморфизованного состояния (примитивная симметрия структуры) в кристаллическое состояние (конечная симметрия структуры).

Известно [15], что в первую очередь формируется не та кристаллическая структура, которая соответствует наименьшей возможной энергии Гиббса, а структура, требующая преодоления наименьшего энергетического барьера, т.е. "ближайшая" к структуре исходного вещества. По этой причине изоморфность структур протолита и дочерней фазы благоприятствует протеканию топотактической реакции. В то же время, чем сильнее выражена мероэдричность структуры протолита по отношению к структуре дочерней фазы, тем больше затруднена топотактическая реакция и тем выше вероятность её протекания с промежуточными изохимическими (полиморфными) превращениями. В частности, вероятна ступенчатость дегидратационной трансформации датолита $Ca_2B_2SiO_7$ (пр. гр. $P\overline{4}2_1m$).

Датолиту, как и другим водным боросиликатам кальция, свойственен полиморфизм. Имеются также указания [5] на существование полиморфной модификации у окаямалита. Однако если сам факт полиморфного перехода в окаямалите при температуре $\sim 550^{\circ}\text{C}$ установлен вполне убедительно, то предварительные данные о структуре его высокотемпературной модификации нуждаются в уточнении. В самом деле, согласно [5], при полиморфном превращении окаямалита дифракционная картина изменяется незначительно, т.е. топология боросиликатного слоя в его структуре практически не изменяется. В отсутствие радикальной перестройки атомных группировок переход в высокотемпературную структурную модификацию должен сопровождаться повышением симметрии структуры [17]. Между тем, по предположению [5], структуре высокотемпературной модификации окаямалита соответствует пр. гр. $P2_12_12$, что не может не вызывать сомнения.

№ 17

Вестник Уральского отделения

2020

Мероэдрические процессы

Вариант (3) означает, что рекристаллизационный процесс ведёт к мероэдрическому искажению структуры протолита, т.е. понижению её симметрии в соотношении "группа — подгруппа". В таких условиях результат рекристаллизационного процесса определяют кристаллохимические барьеры — ограничения выбора положений структурных единиц в кристаллической решётке, накладываемые пространственной симметрией этой решётки.

Кристаллохимические барьеры ограничивают вариативность структурных единиц, подчиняя степени их свободы фёдоровской группе структуры кристалла. Вследствие этого имеет место феномен редких фёдоровских групп [16, 20]: "предпочитают" определённые кристаллические структуры фёдоровские "избегая" большинство других. Минералы больших глубин тяготеют высокосимметричным структурам, а минералы зоны гипергенеза - к низкосимметричным структурам [2]. Однако в целом фёдоровские группы, описывающие 2/3 известных кристаллических структур, составляют ~ 10% полного перечня групп, тогда как основная его часть - редкие ("малозаселённые") группы, воплощённые лишь в единичных структурах [16, 18].

Кристаллохимические барьеры действуют совместно с энергетическими барьерами, что даёт преимущества компактным структурам. Наиболее компактны регулярные заполнения пространства правильными либо полуправильными многогранниками (полиэдрами) и шаровые укладки [28]. Однако кристаллическая решётка также может стабильной и компактной за счёт своей динамичности, т.е. способности к взаимной подстройке атомных комплексов. Для такой подстройки решётка должна обладать плоскостями скользящего отражения и/или винтовыми осями симметрии. Стабильность динамичной структуры дополнительно повышается при наличии у неё центра симметрии, обеспечивающего антиравенство межатомных сил. При этом слишком высокая симметрия подавляет динамичность решётки, тогда как слишком низкая симметрия означает вырождение факторов стабильности решётки. С этой точки зрения оптимальна моноклинная центросимметричная структура $P2_{1}/c$, сочетающая низшую непримитивную винтовую ось и перпендикулярную ей плоскость скользящего отражения. Решётка окажется "достаточно динамичной" при моноклинной центросимметричности и наличии хотя бы одного из двух названных трансляционных элементов (группы $P2_1/m$, C2/c, P2/c) либо непримитивности её ячейки (группа C2/m). В то же время, симметрия аналогичной симморфной фёдоровской группы P2/m не обеспечивает динамичность структуры; такая группа должна быть отнесена к редким.

Редкие фёдоровские группы естественным образом противопоставляются преимущественным группам. К последним относятся фёдоровские группы динамичных моноклинных решёток и группы, симметрию которых воплощают полиэдрические модели и модели шаровых укладок. Принципиальное значение имеет то обстоятельство, что у каждой из преимущественных фёдоровских групп одна и та же пространственная

симметрия воплощается в таких моделях несколькими способами. Эта вариативность определяет взаимное соотношение частотности преимущественных фёдоровских групп.

При проявлении гиперкоординационных эффектов, т.е. при неразграниченности первой и второй координационных сфер, нечётной координации атомов и т.д., кристаллохимически предпочтительными оказываются ацентричные тригонально-планальные структуры с симметрией P3m1, $P\overline{6}m2$ и $P6_3mc$. Нами получена следующая оценка их относительной частотности:

$$P3m1 : P\overline{6}m2 : P6_3mc = 32.31 : 10.20 : 1.$$
 (4)

В отсутствие гиперкоординационных эффектов относительная частотность наиболее вероятных кристаллических структур выражается соотношением

$$P2_{1}/c: P6_{3}/mmc: Fm3m: Pm3m: G_{1}: Fddd: Cmcm: R\overline{3}m: G_{2}: G_{3}: I4/m: R\overline{3}: G_{4}: P\overline{3}m1 =$$

$$= 146.17: 20.48: 10.34: 7.45: 4.09: 3.38: 3.30: 2.90: 1.74: 1.69: 1.60: 1.54: 1.24: 1.$$
(5)

Здесь G_1 соответствует группе Im3m либо $I4_1/amd$; G_2 соответствует группе $P6_322$, $P4_2/mnm$, $P3_{1,2}21$, Cmca, Fdd2, C2/m, P2/c либо C2/c; G_3 соответствует группе $P6_222$, I4/mmm либо Pnam; G_4 соответствует группе P4/mmm либо P4/mbm.

В противовес преимущественным фёдоровским группам, охваченным соотношениями (4) и (5), группы $P4_222$, $P4_2cm$, $P4_2mc$ и группы $P\overline{6}$, P6, P622, P6/m являются пустыми, т.е. не реализуются в кристаллических структурах.

Предположив в некоторой структуре пространственную симметрию $P4_222$, ввиду совпадения $4_2 = 2$ будем иметь три взаимно перпендикулярных поворотных оси 2, совместное действие которых создаёт ромбическую симметрию: трансляционно-инвариантные симметрийно идентичные узлы решётки находятся в положениях, эквивалентных вершинам ромбической призмы. Однако, поскольку единичное направление этой призмы тетрагонально (ось 4_2), сама призма также должна быть тетрагональна, вследствие чего истинной пространственной симметрии обсуждаемой гипотетической структуры соответствует группа P422.

В группах $P4_2cm$ и $P4_2mc$ имеем вдоль винтовой оси 4_2 пару взаимно перпендикулярных плоскостей симметрии m и пару взаимно перпендикулярных плоскостей скользящего отражения c в координатных и диагональных положениях. Действие оси 4_2 есть поворот на угол 90° , во-первых, равный углу между плоскостями m и углу между плоскостями c, а во-вторых, производимый совместно с трансляцией, идентичной трансляции в плоскости скользящего отражения c. Вследствие этих совпадений сочетание винтовой оси 4_2 с парой взаимно перпендикулярных плоскостей m и парой взаимно перпендикулярных плоскостей c в координатных и диагональных положениях превращает винтовую ось a0 в поворотную ось a1 а обе гипотетические асимморфные группы a2 a3 в симморфную группу a4 a4 в поворотную ось a4 в обе гипотетические асимморфные группы a4 a5 в симморфную группу a4 a6 гипотетические

Инверсионная гексагональная ось $\overline{6}$ тождественна зеркальной тригональной оси $(\overline{6} \equiv 3/m)$ и потому может проходить только в межузловых положениях параллельных

№ 17

2020

тригонально-симметричных плоских сеток [20]. Из-за такого расположения осей \bar{b} узлы решётки, отвечающей группе $P\overline{6}$, не могут обладать собственной тригональной симметрией. Вследствие этого инверсионная гексагональная симметрия кристаллических структурах возможна только в сочетании с продольной планальной симметрией; случае соответствующее решёточное разбиение противном кристаллического пространства не обладает ячеечной транзитивностью.

То же верно для поворотной гексагональной симметрии. Фёдоровские группы P6, P622 и P6/m в кристаллических структурах невозможны, поскольку в отсутствие сопутствующей продольной планальной симметрии трансляционно инвариантные узлы гексагонально-симметричной сетки оказываются антипараллельны. В этом легко убедиться построением соответствующей сетки Кеплера.

Факт наличия пустых фёдоровских групп важен потому, что "структурные предпочтения" минеральных фаз можно охарактеризовать количественно, сопоставив каждой фёдоровской группе её кристаллохимический приоритет – относительную частотность (вероятность) реализации данной фёдоровской группы в кристаллических структурах. Общая методология проведения вероятностного анализа подобного рода известна [29], однако она неявно подразумевает возможность формального перехода от рассматриваемой кристаллической структуры к эквивалентной ей трёхмерной сетке, которой отвечают структурным единицам кристалла, а все вершины соответствующие структурным связям, равноценны. В реальном кристалле разные структурные связи различаются по своей значимости, поэтому в известную схему вероятностного кристаллографического анализа [29] нами были внесены следующие дополнения и корректировки.

- 1. Соотношения (4) и (5) используются в качестве нолевого приближения: редкие фёдоровские группы формально рассматриваются как производные от соответствующих преимущественных групп, получаемые кратчайшими последовательностями замен операций пространственной симметрии. При этом набор порождающих элементов фёдоровской группы строится по алгоритму [24]: в качестве четырёх первичных генераторов используются элементарная ячейка и элементарные трансляции, затем из отражённых В международном набора порождающих элементов, обозначении фёдоровской группы, извлекаются центрирующие трансляции, после них – операции вращений со сдвигом, порождающие трансляции вдоль соответствующих направлений, и на завершающем шаге – все остальные вращения.
 - 2. Аналитическая формализация операторов симметрии производится по алгоритму [10].
- 3. Элементы симметрии группы, накладывающиеся друг на друга, взаимно усиливают создаваемые кристаллохимические барьеры с кратностью, определяемой соответствующего элемента. Элементы порядком подгруппы симметрии, накладывающиеся друг на друга (допускается скрещение с элементом, содержащим трансляцию), создают кристаллохимические барьеры независимо.

4. Учитывается, что у каждой фёдоровской группы имеются правильные системы точек, которые не могут реализоваться в кристалле в силу чисто геометрических причин {перечень таких запрещённых позиций для каждой фёдоровской группы дан в работе [14]}.

Выполненная нами оценка распределения кристаллических фёдоровским группам (табл. 1) проясняет "структурные предпочтения" минералов. Причиной парадоксальной кинетической устойчивости термодинамически нестабильных кристаллических фаз является высокий кристаллохимический приоритет их структур. В то же время, кристаллизация структуры с редкой фёдоровской группой возможна лишь при условии термодинамической стабильности образующейся фазы, низкий T.K. фёдоровской кристаллохимический приоритет группы указывает на низкую "кристаллохимическую целесообразность" соответствующей структуры.

Простейший пример — HgO. Термодинамически устойчивая красная модификация HgO (монтроидит) имеет структуру редкого типа (пр.гр. Pnma), тогда как нестабильная жёлтая модификация имеет структуру преимущественного типа (пр.гр. $P3_{1,2}21$).

Сходные закономерности свойственны минералам PbO — массикоту и литаржу. Массикот имеет ромбическую структуру (пр.гр. Pbca), а структуре литаржа традиционно приписывают пр.гр. P4/nmm. Между тем, такое соотношение структур термодинамически устойчивого массикота и метастабильного литаржа невозможно, т.к. структуре с симметрией P4/nmm соответствует пониженный кристаллохимический приоритет (Pbca: P4/nmm = 14,29:1). Вопрос об истинной структуре литаржа пока остаётся открытым: согласно [23], литарж имеет несоразмерную структуру, тогда как С.В. Кривовичев с соавторами [27] рассматривает литарж в качестве родоначальника целого семейства слоистых соединений двухвалентного свинца.

Эффектная иллюстрация действия фактора кристаллохимической приоритетности — механохимическое минералообразование. После измельчения минералы могут оказаться не в той модификации, в какой они были до измельчения [1]. Это явление, весьма важное для технологической минералогии, обусловливается именно различием кристаллохимической приоритетности структур: повышение дисперсности минеральной фазы индуцирует в ней структурный переход в направлении формирования более вероятной структуры. Примеры приведены в таблице 2.

Влияние фактора кристаллохимической приоритетности также очень наглядно проявляется при формировании омфацитсодержащих парагенезисов. Омфацит считается типоморфным минералом эклогитов. Вопреки этому имеются достоверные данные [4, 30] о включениях омфацита, ассоциирующего с оливином, в алмазах из кимберлитов. На первый взгляд, имеет место "омфацитовый парадокс" [21], т.к. с формальной химической точки зрения образованию омфацита в перидотитовых породах препятствует низкое содержание в их валовом химическом составе натрия. Однако в реальных геохимических системах это неблагоприятное обстоятельство нивелируется особенностями диморфизма омфацита. Обе его модификации имеют структуры преимущественного типа (C2/c и

2020

P2/c), благодаря чему образование омфацита "кристаллохимически целесообразно" в широком диапазоне температур и давлений.

Таблица 1 Относительная частотность реализации фёдоровских групп в кристаллических структурах

Фёдоровская	Относительная	Фёдоровская	Относительная
группа	частотность	группа	частотность
P1	0,0075781220	Aba2	0,0009543585
$P\overline{I}$	0,2204929132	Fmm2	0,0001392847
P2	0,0001341261	Fdd2	0,0033196198
P2 ₁	0,0378235469	Imm2	0,0002888869
C2	0,0073588775	Iba2	0,0005261868
Pm	0,0001392847	Ima2	0,0003301564
Pc	0,0040031468	Pmmm	0,0009337237
Ст	0,0008073357	Pnnn	0,0000567456
Сс	0,0095384258	Pccm	0,0000335315
P2/m	0,0003121010	Pban	0,0001547608
$P2_1/m$	0,0064715820	Pmma	0,0003585293
C2/m	0,0125098338	Pnna	0,0012303486
P2/c	0,0068378493	Pmna	0,0003146804
$P2_{I}/c$	0,2963463547	Pcca	0,0005545596
$\frac{C2/c}{}$	0,0801738480	Pbam	0,0014212203
P222	0,0000386902	Pccn	0,0030539470
P222 ₁	0,0000980152	Pbcm	0,0012845149
$P2_{1}2_{1}2$	0,0033428339	Pnnm	0,0017616941
$P2_{1}2_{1}2_{1}$	0,0510427011	Pmmn	0,0009517791
$\frac{C222_1}{C222_1}$	0,0015837192	Pbcn	0,0079547067
C222	0,0001134913	Pbca	0,0280839320
F222	0,0000644837	Pnma	0,0207327925
I222	0,0002269826	Стст	0,0041914391
$12_{1}2_{1}2_{1}$	0,0000773804	Стса	0,0019551452
Pmm2	0,0000902772	Cmmm	0,0007015824
$Pmc2_1$	0,0003585293	Ссст	0,0003482119
Pcc2	0,0000335315	Стта	0,0001702369
Pma2	0,0000619043	Ссса	0,0004204336
$Pca2_1$	0,0066805092	Fmmm	0,0003817434
Pnc2	0,0001134913	Fddd	0,0015811398
$Pmn2_1$	0,0009930487	Immm	0,0011245954
Pba2	0,0001882923	Ibam	0,0006732096
$\frac{Pna2_1}{}$	0,0126594359	Ibca	0,0002811488
Pnn2	0,0004152749	Imma	0,0011529682
Cmm2	0,00004132743	P4	0,0000954358
$\frac{Cmn2}{Cmc2_1}$	0,0000823371	$P4_1$	0,0007041618
$\frac{Cmc2_1}{Ccc2}$	0,0021130047	$P4_2$	0,0007041018
Amm2	0,0001103113	$P4_3$	0,0007041618
Ahm2 Abm2	0,0002430380	143 I4	0,0007041018
Aom2 Ama2	0,0000722217	$I4_1$	0,0002914002

Фёдоровская

 $P4_2bc$

I4mm

I4cm

 $I4_1md$

 $I4_1cd$

 $\frac{P\overline{4}2m}{P\overline{4}2c}$

 $P\overline{4}2_{1}m$

 $\frac{P\overline{4}2_{l}c}{P\overline{4}m2}$

 $P\overline{4}c2$

 $P\overline{4}b2$

 $P\overline{4}n2$

 $I\overline{4}m2$

 $I\overline{4}c2$

 $I\overline{4}2m$

 $I\overline{4}2d$

Вестник Уральского отделения

Фёдоровская

 $P3_2$

R3

 $P\overline{3}$

 $R\overline{3}$

P312

P321

P3₁12

P3₁21

P3₂12

P3₂21

R32

P3m1

P31m

P3c1

P31c

R3m

R3c

Относительная

0,0001005945

0,0002011891

0,0000773804

0,0000515869

0,0003688466

0,0000386902

0,0000851185

0,0008150737

0,0010626910

0,0000541663

0,0000670630 0,0000799598

0,0002140858

0,0001573402

0,0001573402

0,0005055520

0,0011478095

Продолжение таблицы 1

Относительная

0,0006009879

0,0015037594

0,0015476083

0,0082874424

0,0000825391

0,0005519803

0,0000257935

0,0009208269

0,0000257935

0,0009208269

0,0007041618

0,0001857130

0,0001753956

0,0001238087

0,0006267814

0,0018210191

0,0015037594

2020

1		, , <u>1</u>	
группа	частотность	группа	частотность
$P\overline{4}$	0,0002450380	P4/mmm	0,0023549440
$I\overline{4}$	0,0017178452	P4/mcc	0,0001496021
P4/m	0,0001031739	P4/nbm	0,0001341261
P4 ₂ /m	0,0001470228	P4/nnc	0,0003069423
P4/n	0,0010085247	P4/mbm	0,0008176531
P4 ₂ /n	0,0013464192	P4/mnc	0,0003533706
<i>I4/m</i>	0,0016353061	P4/nmm	0,0019654625
I4 ₁ /a	0,0042533435	P4/ncc	0,0008898748
P422	0,0000154761	P4 ₂ /mmc	0,0002269826
P42 ₁ 2	0,0001160706	P4 ₂ /mcm	0,0000902772
P4 ₁ 22	0,0001186500	P4 ₂ /nbc	0,0000876978
P4 ₁ 2 ₁ 2	0,0016043539	P4 ₂ /nnm	0,0000928565
P4 ₂ 2 ₁ 2	0,0001444434	P4 ₂ /mbc	0,0002244032
$P4_{3}22$	0,000118650	P4 ₂ /mnm	0,0014805453
P4 ₃ 2 ₁ 2	0,0016043539	P4 ₂ /nmc	0,0003791640
<i>I422</i>	0,0000748011	P4 ₂ /ncm	0,0002424586
I4 ₁ 22	0,0001547608	I4/mmm	0,0050168302
P4mm	0,0003121010	I4/mcm	0,0014031649
P4bm	0,0001753956	I4 ₁ /amd	0,0010765757
P4 ₂ nm	0,0000825391	I4 ₁ /acd	0,0010059454
P4cc	0,0000386902	P3	0,0004384890
P4nc	0,0001160706	P3 ₁	0,0006009879
D / 1		7.0	0.000.000.00

Окончание таблицы 1

2020

Фёдоровская	Относительная	Фёдоровская	Относительная
группа	частотность	группа	частотность
P31m	0,0002140858	<i>I2</i> ₁ 3	0,0003069423
P31c	0,0007480107	Pm3	0,0001367054
$P\overline{3}m1$	0,0020273669	Pn3	0,0002682521
P3c1	0,0008486052	Fm3	0,0001650782
$R\overline{3}m$	0,0048517520	Fd3	0,0003482119
$R\overline{3}c$	0,0041965978	Im3	0,0008073357
P6 ₁	0,0005339249	Pa3	0,0018751854
$P6_2$	0,0000438489	Ia3	0,0006809477
P6 ₃	0,0015037594	P432	0,0000335315
P6 ₄	0,0000361109	P4 ₂ 32	0,0000232141
P6 ₅	0,0005339249	F432	0,0000490076
P6 ₃ /m	0,0033944209	F4 ₁ 32	0,0000799598
P6 ₁ 22	0,0002888869	<i>I432</i>	0,0001109119
P6 ₂ 22	0,0001083326	P4 ₁ 32	0,0001908717
P6 ₃ 22	0,0004023782	P4 ₃ 32	0,0001908717
P6 ₄ 22	0,0001083326	<i>I4</i> ₁ 32	0,0001031739
P6 ₅ 22	0,0002888869	$P\overline{4}3m$	0,0003327358
P6mm	0,0000283728	$F\overline{4}3m$	0,0018003843
P6cc	0,0000180554	1 4 3m	0,0008124944
P63cm	0,0002605141	$P\overline{4}3n$	0,0005468216
P6 ₃ mc	0,0016456235	F43c	0,0001676576
$P\overline{6}m2$	0,0005803531	1 4 3d	0,0012277693
$P\overline{6}c2$	0,0001109119	Pm3m	0,0046505629
P62m	0,0008924541	Pn3n	0,0001547608
P 6 2c	0,0003482119	Pm3n	0,0010988019
P6/mmm	0,0026851004	Pn3m	0,0001934510
P6/mcc	0,0006087259	Fm3m	0,0115967449
P63/mcm	0,0007428520	Fm3c	0,0002682521
P6 ₃ /mmc	0,060253550	Fd3m	0,0010152311
P23	0,0000412696	Fd3c	0,0001470228
F23	0,0001212293	Im3m	0,0020299462
<i>I23</i>	0,0003920608	Ia3d	0,0015372909
P2 ₁ 3	0,0013438399		

Описанное явление не единично. Известно [9], что низкощелочным перидотитовым породам сопутствуют амфиболы (пр.гр. C2/m), в крайне бедных железом и магнием гранитах часто находят геденбергит (пр.гр. C2/c) и/или биотит (пр.гр. C2/m либо C2/c), нефелиновые сиениты всегда содержат $CaCO_3$ в форме арагонита (пр.гр. Pnam), хотя сами они бедны кальцием и т.д. Такие "химически полярные" парагенезисы возникают благодаря тому, что высокий кристаллохимический приоритет структуры минерального

компонента, образование которого в данных условиях (баротермический режим, химический состав реакционной смеси) принципиально возможно, обеспечивает соразмерно высокую вероятность протекания процессов, ведущих к выделению этого компонента.

Tаблица 2 Типичные структурные превращения при диспергировании кристаллической фазы

Химическая формула	Структурное превращение	Соотношение частотностей структур
CaCO ₃	кальцит $ ightarrow$ арагонит	$R\overline{3}c$: $Pnma = 1 : 49.36$
Eu_2O_3	C-форма $ o$ B -форма	Ia3: C2/m = 1:18.37
Fe ₂ O ₃	маггемит \rightarrow гематит	Fd3m: R3c = 1: 1.48
$\mathrm{Sb_2O_3}$	сенармонтит \rightarrow валентинит	Fd3m : Pccn = 1 : 3.0
TiO ₂	анатаз \rightarrow рутил	$I4_1/amd: P4_2/mnm = 1:1.37$
ZnS	сфалерит $ ightarrow$ вюрцит	$F\overline{4}3c: P6_3mc = 1: 9.82$

Формальный аналог рассмотренных выше явлений — "геохимический парадокс Вернадского": Mn(II) не образует собственных минералов (исключение составляет редкий минерал скаккит — $MnCl_2$; в этой связи весьма примечательно, что скаккит имеет пространственную структуру преимущественного типа $R\overline{3}m$ {см. соотношение (5)}), тогда как у Mn(III) и Mn(IV) известно несколько десятков минералов [6]. По образному выражению [22], в геохимических системах Mn(II) и Mn(III) / Mn(IV) ведут себя как совершенно разные химические элементы. Причина такого кажущегося противоречия в том, что, в отличие от большинства других ионов, ионы Mn^{2+} не имеют выраженных предпочтений в отношении занятия определённых кристаллографических позиций. Благодаря этому Mn(II) очень легко вступает в разнообразные изоморфные замещения и, как следствие, широко распространён в виде примеси во всевозможных природных силикатах. В то же время, Mn^{3+} и Mn^{4+} "высокоизбирательны" в коодинационном отношении, а потому предпочтительно образуют собственные кристаллические структуры и, в конечном итоге, собственные минералы.

Выводы

- I. Характер морфологической преемственности структур минералов определяется соотношениями (1) (3). При этом минеральные реакции реконструктивного типа протекают в две стадии с формированием промежуточной фазы с пониженной (подгрупповой) либо повышенной (надгрупповой) симметрией структуры.
- II. "Структурные предпочтения" кристаллизующихся фаз можно охарактеризовать количественно, сопоставив каждой фёдоровской группе её кристаллохимический приоритет относительную частотность (вероятность) реализации данной фёдоровской группы в кристаллических структурах {таблица 1}.

- III. Причиной парадоксальной кинетической устойчивости термодинамически нестабильных кристаллических фаз является высокий кристаллохимический приоритет их структур. Кристаллизация структуры с редкой фёдоровской группой возможна лишь при **УСЛОВИИ** термодинамической стабильности образующейся фазы, низкий Т.К. кристаллохимический приоритет фёдоровской группы указывает на низкую "кристаллохимическую целесообразность" соответствующей структуры.
- IV. Высокий кристаллохимический приоритет структуры минерального компонента, образование которого в данных условиях принципиально возможно, обеспечивает соразмерно высокую вероятность протекания химического процесса, ведущего к выделению этого компонента, и тем самым обусловливает возникновение "химически полярных" парагенезисов.
- V. Повышение дисперсности минеральной фазы индуцирует в ней структурный переход в направлении формирования структуры с более высоким кристаллохимическим приоритетом.

Литература

- 1. Алимов В.Ю. Механохимическое минералообразование // Уральский геологический журнал, 2014. № 2 (98). С. 26-40.
- 2. *Войтеховский Ю.Л.* Алгоритм Е.С. Фёдорова генерирования комбинаторного многообразия выпуклых полиэдров // Журнал структурной химии, 2014. Т. 55. Пр. 1. С. S111-S125.
- 3. *Войтеховский Ю.Л.* О некоторых теоретических проблемах минералогии // Минералогия, 2015. Т. 1, № 1. С. 13-20.
- 4. *Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфунин А.С., Михайличенко О.А.* Включения в алмазе и алмазоносные породы. М.: МГУ, 1991. 240 с.
- 5. *Горелова Л.А*. Кристаллохимия ряда природных и синтетических боросиликатов и силикатов бария и кальция. Дисс... канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 2017. 128 с.
- 6. *Григорьев Н.А.* Введение в минералогическую геохимию. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 302 с.
- 7. Жабоедов А.П., Непомнящих А.И., Середкин Е.А. Фазовые переходы в кварцитах месторождения Бурал-Сардык // Известия ВУЗов. Прикладная химия и биотехнология, 2017. Т. 7. № 2. С. 61-66.
- 8. *Иванов О.К.* Влияние температуры плавления минералов на последовательность их кристаллизации в природных расплавах // Уральский геологический журнал, 2016. № 6 (114). С. 31-40.
 - 9. Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. М.: Недра, 1974. 248 с.
- 10. *Овчинников В.Е., Соловьева Л.П.* Алгоритм вывода формул структурного фактора из операторов симметрии // Журнал структурной химии, 1981. Т. 22. № 6. С. 24-31.
- 11. *Попов М.П., Ерохин Ю.В.* Типоморфные особенности флюорита Мариинского месторождения бериллия (Уральские изумрудные копи) // Литосфера, 2010. № 4. С. 157-162.

2020

- 12. *Рахов Е.В.* О применении понятия "энергия атомизации" к изучению метаморфических реакций // Вестник Уральского отделения РМО, 2004. № 3. С. 154-159.
- 13. *Рахов Е.В.* О некоторых энергетических свойствах метаморфических минеральных ассоциаций // Доклады РАН, 2006. Т. 410. № 3. С. 387-391.
- 14. *Сомов Н.В.*, *Чупрунов Е.В.* О запрещённых позициях в кристаллическом пространстве // Кристаллография, 2018. Т. 63. № 3. С. 353-357.
- 15. *Урусов В.С., Таусон В.Л., Акимов В.В.* Геохимия твёрдого тела. М.: ГЕОС, 1997. 500 с.
- 16. *Урусов В.С., Надежина Т.Н.* "Пустые" и редкие пространственные группы в структурной минералогии // Вестник МГУ, 2006. Серия Геология. № 5. С. 52-60.
- 17. *Филатов С.К.* Обобщённая концепция повышения симметрии кристаллов с ростом температуры // Кристаллография, 2011. Т. 56. № 6. С. 1019-1028.
- 18. Φ илатов С.К. Симметрийная статистика минеральных видов в различных термодинамических обстановках // Записки РМО, 2019. Т. 148. № 3. С. 1-13.
- 19. *Чарский В.П., Малюкова Н.Н., Апышев Т.* Влияние асимметрии минералообразующей среды на габитус метакристаллов пирита на золоторудном месторождении Талдыбулак Левобережный (Кыргызстан) // Современные тенденции развития науки и технологий, 2016. № 1-2. С. 108-110.
- 20. *Шабловский Я.О.* Редкие фёдоровские группы в структурной минералогии // Минералогия, 2019. Т. 5. № 2. С. 3-9.
- 21. *Шур М.Ю., Перчук А.Л.* Омфацитовый парадокс в перидотитах мантии // Геология и геофизика, 2015. Т. 56. № 11. С. 1987-1999.
 - 22. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия марганца. М.: Директ-Медиа, 2015. 539 с.
- 23. *Baldinozzi G., Raulot J.-M., Petricek V.* Reinvestigation of the incommensurate structure of αPbO // Materials Research Society Proceedings, 2003. Vol. 755. P. DD12.8.1-DD12.8.6.
- 24. *Banaru A.M.* A minimal generating set of intermediate-symmetry Fedorov groups // Crystallography Reports, 2019. Vol. 64. № 2. P. 201-204.
- 25. *Deschanvres A., Raveau B.* Transformations topotactiques // Revue de chimie minérale, 1968. Vol. 5. № 1. P. 201-210.
- 26. *Harlov D.E., Austrheim H.* Metasomatism and the chemical transformation of rock / Lecture notes in Earth System Science. Springer, Berlin, Heidelberg, 2013. P. 1-16.
- 27. *Krivovichev S.V., Turner R.W., Rumsey M.S.* Natural and synthetic layered Pb(II) oxyhalides // Minerals as Advanced Materials II. Berlin, Heidelberg: Springer, 2011. P. 319-332.
- 28. *Lima-de-Faria J*. The close packing in the classification of minerals // European Journal of Mineralogy, 2012. Vol. 24. № 1. P. 163-169.
- 29. *Shmueli U., Weiss G.H.* Introduction to Crystallographic Statistics. Oxford: Oxford University Press, 1995. 184 p.
- 30. Wang W. Formation of diamond with mineral inclusions of 'mixed' eclogite and peridotite paragenesis // Earth & Planetary Science Letters, 1998. Vol. 160. № 3-4. P. 831-843.

2020

УДК 553.2+553.461

ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДООБРАЗУЮЩИХ ХРОМОВЫХ ШПИНЕЛЕЙ СРЕДНЕХРОМИСТЫХ И ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ХРОМОВЫХ РУД ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО МАССИВА

П. Б. Ширяев^{1,2}, Н. В. Вахрушева^{1,2}

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург ²Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Зональность рудообразующих и акцессорных хромовых шпинелей из альпинотипных ультрамафитов является предметом многочисленных исследований. Она образуется в результате метаморфических преобразований пород и хромовых руд [4, 7-10 и др.]; под действием направленного стресса [13, 14]; в результате перераспределения железа и магния между шпинелью и оливином при изменении температуры [11, 12].

Ранее нами была исследована химическая зональность хромовых шпинелей и оливинов из высокохромистых хромовых руд и рудовмещающих пород месторождения Центральное и среднехромистых хромититов рудопроявления Енгайское-1 массива Рай-Из [1, 15]. Установлено, что химическая зональность шпинелидов формируется в условиях понижения температуры и повышения фугитивности кислорода. К краям зерен минерала увеличивается железистость и степень окисления железа, снижается количество окиси алюминия. Содержание Ст₂О₃ в шпинелях из руд месторождения Центральное и рудопроявления Енгайское-1 изменяется от центра к краю зерна по-разному: в первом случае оно увеличивается, во втором – понижается. Это может быть связано с различным давлением, при котором происходило формирование зональности Рудовмещающие метаультрамафиты – амфибол-энстатит-оливиновые породы, содержат удлиненные зерна шпинели с несимметричной зональностью по содержанию Al, Cr, Mg, формирование которой происходит в условиях одностороннего сжатия [1, 15].

Темой настоящего исследования является химическая зональность шпинелей из руд глиноземистого и среднехромистого типов Войкаро-Сыньинского массива. Составы рудообразующих шпинелей Войкаро-Сыньинского массива исследованы А.Б. Макеевым и соавторами [2, 3], освещены в геологических отчетах И.С. Чащухина, В.Ю. Алимова, Н.В. Вахрушевой, А.Б Макеева, Б.В. Печенкина, В.Г. Котельникова и других.

В работах [2, 3] приведены результаты исследования минералогии ультрамафитов Полярного Урала. Охарактеризованы рудообразующие хромовые шпинели массивов Сыум-Кеу, Рай-Из и Войкаро-Сыньинский. Отмечено, что шпинели имеют либо однородное внутреннее строение, либо зональное с каймой феррихромита и магнетита.

В отчете [5] обсуждается химический состав рудообразующих шпинелей большинства основных рудопроявлений северной части Войкаро-Сыньинского массива. Изучена зональность рудных тел по химическому составу рудообразующей хромовой шпинели, в частности тела 3415 Аркашорского рудопроявления. Выполнено микрозондовое исследование распределения химических компонентов внутри зерен акцессорных хромовых шпинелей при метаморфизме. Установлено, что метаморфизм приводит к формированию в изученных шпинелидах магнетитовой и хроммагнетитовой кайм. Каймы образуются как путем обрастания зерен шпинелида магнетитом, так и в результате изменения химического состава его краевой части при диафторезе.

В настоящей работе изучены глиноземистые хромититы рудного тела № 118 Ямботывисской площади и среднехромистые хромититы рудного тела № 3415 Аркашорского рудопроявления.

Рудное тело № 118 расположено на водоразделе р. Левая Пайера и руч. Ямботывис. Оно залегает в породах дунит-гарцбургитового комплекса с содержанием дунитовой составляющей 10-30%. Гарцбургиты претерпели неравновесный метаморфизм, в результате чего по энстатиту развит агрегат талька и амфибола. Хромититы окружены дунитовой оторочкой, мощность которой варьирует от 0,1 м до первых метров. Форма рудного тела столбообразная. Видимая его мощность 8-9 м, протяженность 12-13 м. Центральная часть рудного тела сложена сплошными, с участками густовкрапленных, среднезернистыми хромититами.

Рудное тело № 3415 обнажается в стенке кара левого борта долины руч. Аркашор. Руды залегают в метаультрамафитах — амфибол-оливин-антигоритовых породах. Хромититы окружены дунитовой оторочкой, мощность которой колеблется от 0,5 до 1,5 м. Длина рудного тела 40 м при максимальной ширине выхода — 12 м; форма — линзовидная со сложно ориентированными контактами. Рудное тело погружается на запад под углом 50-80°. Руды представлены в основном средневкрапленными разностями с отдельными линзовидными и пятнистыми участками, сложенными крупнозернистыми густовкрапленным хромититом с серпентин-оливиновым цементом. В эндоконтактах густота вкрапленности рудообразующего шпинелида снижается.

По химическому составу рудообразующей шпинели внутри рудного тела выделяется два блока — западный и восточный, которые имеют близкие мощности. Рудообразующие хромовые шпинели западного блока содержат в среднем Cr_2O_3 — 46-49 мас.%; Al_2O_3 — 14-18 мас.%; MgO — 13-14 мас.%. Химический состав шпинелей восточного блока рудного тела отличается более высоким содержанием Cr_2O_3 — 54-58 мас.% и более низким Al_2O_3 — 6-13 мас.% и MgO — 8-12 мас.% Следует отметить, что состав шпинелей рудного тела был определен методом мокрой химии и отражает состав зерен минерала в целом.

Изучение химического состава и зональности зерен минералов в настоящей работе производилось на микроанализаторе CAMECA SX 100 (ИГГ УрО РАН, аналитики И.А.

2020

Даниленко, Д.А. Замятин) и на сканирующем электронном микроскопе (ИГГ УрО РАН, Jeol JSM-6390LV с ЭДС приставкой INCA Energy 450 X-Max 80, аналитик Л.В. Леонова).

Зерна шпинели рудного тела № 118 окружены каймой, имеющей мощность в среднем 1-10 мкм, которая в отдельных случаях достигает 100-150 мкм. Граница между каймой и ядром зерна резкая, вдоль нее, непосредственно на контакте, наблюдается обогащение микровключениями силикатов. Шпинелид каймы имеет более светлую окраску, как в отраженном свете, так и в обратно-отраженных электронах. Видно, что кайма состоит из отдельных зерен размером от 5-10 мкм до 50 мкм, ассоциирующих с чешуями хлорита, размер которых составляет 5-10 мкм. Хромовая шпинель, аналогичная по составу и отражательной способности шпинели каймы, развита не только вдоль границ зерен, но и вокруг трещин и внутри зон деформации. Это свидетельствует о том, что каймы развиваются путем замещения зерен хромовой шпинели, а не нарастания на них.

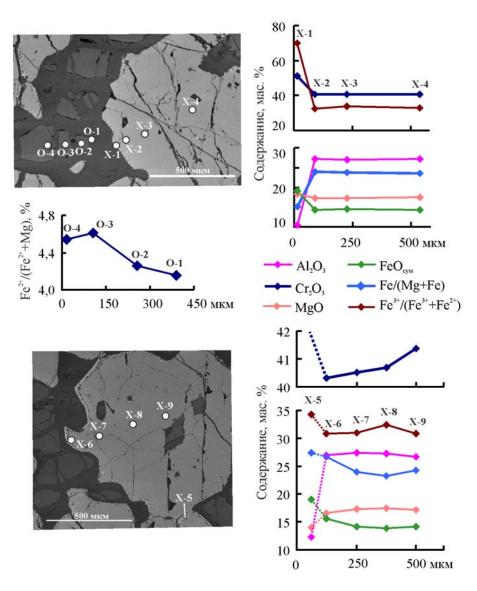


Рис. 1. Вариации содержаний химических элементов в зернах рудообразующей шпинели и контактирующего с ней оливина из обр. Х-1507/8 (рудное тело № 118, Ямботывисская площадь).

В ядрах зерен шпинели рудного тела № 118 Ямботывисской площади от центра по направлению к кайме наблюдается слабое понижение содержания Cr_2O_3 (в среднем с 41 до 40 мас.%), а также MgO с 17-17,5 мас.% до 16-16,5 мас.% (точки X-2-X-4 и X-6-X-9 на рис. 1). Одновременно с этим, по направлению к кайме повышается железистость минерала с 23-24% до 26%, т.е. на 2-3% (в рудообразующих шпинелях массива Рай-Из железистость возрастает к краю зерна на 5-10% [15]). Содержание Al_2O_3 в ядрах зерен варьирует в пределах 26-27 мас.%, FeO – 13-14 мас.%.

Шпинелид, образующий каймы замещения, отличается повышенным содержанием $Cr_2O_3 - 51$ -52 мас.% и FeO - 20-21 мас.% а также пониженным $Al_2O_3 - 9$ -12 мас.% и MgO - 12-14 мас.%. Степень окисления железа варьирует в широких пределах от 13 до 70%, в среднем принимая значения в диапазоне 35-40%. Шпинелиды с наиболее высоким отношением $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ встречаются в краевой части каймы, на контакте с силикатами, а с наиболее низким, во внутренних частях зерен, в зонах рекристаллизации. В кайме повышение содержания $FeO_{\text{сум}}$ происходит за счет обогащения трехвалентным железом (рис. 1, точка X-1). Как видно на картах распределения химических элементов в зернах шпинели, граница между каймой и ядром зерна резкая (рис. 2). Хорошо заметно обогащение каймы Cr и Fe и обеднение Mg и Al. То есть состав минерала соответствует рудообразующим шпинелидам среднехромистых хромититов Войкаро-Сыньинского массива, хотя в большинстве анализов и с повышенной на 10-15% степенью окисления железа (рис. 5). Таким образом, в рудах рудопроявления 118 наблюдается развитие среднехромистых, железистых хромовых шпинелей по глиноземистым.

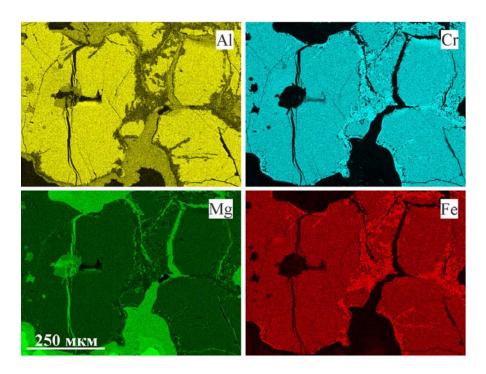


Рис. 2. Распределение химических элементов в зернах рудообразующих хромовых шпинелей из рудного тела № 118 Ямботывисской площади. Изображение получено при помощи сканирующего электронного микроскопа.

№ 17

Железистость оливина ($Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$) понижается от центра зерна к краю на 0,5-1%, при этом содержание Cr_2O_3 в минерале менее 0,02 мас.%, то есть ниже предела обнаружения при исследовании методом микрозондового анализа.

Вокруг зерен шпинелидов, слагающих рудное тело № 3415, также развита кайма, мощность которой в среднем до 100-300 мкм. Кайма сложена более светлой в отраженном свете шпинелью, а также хлоритом, образующим закономерно ориентированные включения, благодаря которым кайма приобретает структуру, похожую на графическую. Содержание хлорита в кайме 7-10%, размер зерен минерала в среднем 10-30 мкм. Наименьшая мощность каймы характерна для хромовых шпинелей западного блока рудного тела, наибольшая – для шпинелидов восточного, где встречаются зерна минерала, нацело замещенные хлорит-шпинелевым агрегатом.

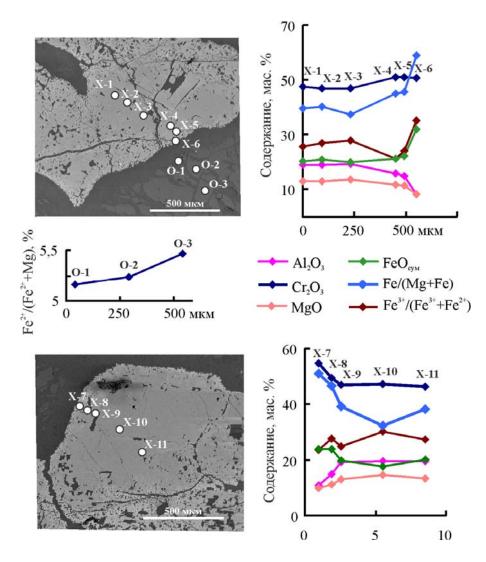


Рис. 3. Вариации содержаний химических элементов в зерне рудообразующей шпинели и контактирующего с ней оливина из обр. 3701 (рудное тело № 3415, Аркашорское рудопроявление).

Содержание Cr_2O_3 в ядрах шпинели варьирует в пределах 47-48 мас.%; $Al_2O_3 = 18-19$ мас.%; FeO = 18-20 мас.%; MgO = 13-15 мас.%; $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 28-30\%$. В кайме,

Вестник Уральского отделения

сложенной шпинель-хлоритовым агрегатом, содержание Cr₂O₃ повышается до 51-55 мас.%, а FeO = до 21-25 мас.%. При этом снижается содержание Al_2O_3 до 7-14 мас.% и MgO до 9-11 мас.%. Степень окисления железа в шпинелиде каймы ниже, чем в ядре и в среднем составляет 22-24% (рис. 3, 5). В отдельных случаях, на контакте с силикатной частью хромитита в шпинелиде наблюдается повышенные (до 30-35%) значения $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}).$

На картах распределения элементов (рис. 4) видно, что снижение содержания А1 к краю зерна хорошо выражено, по сравнению с изменением содержаний Ст, Fe, Mg. В кайме выделяются блоки угловатой формы с различным количеством Al. Кайма развита по периферии зерен неравномерно. В зернах оливина из силикатной части хромититов рудного тела № 3415 железистость постепенно снижается по направлению к контакту с рудообразующей хромовой шпинелью с 5,5-5,7% в центре зерна до 5-5,2% в крае. Содержание Ст₂О₃ в краях зерен минерала достигает значимых 0,2 мас.% (предел обнаружения элемента на порядок ниже -0.02 мас.%).

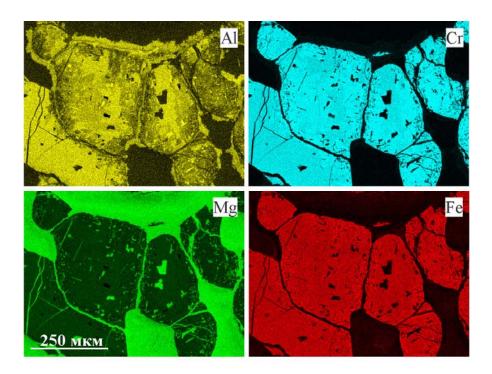


Рис. 4. Распределение химических элементов в зернах рудообразующих хромовых шпинелей рудного тела № 3415 Аркашорского рудопроявления. Изображение получено при помощи сканирующего электронного микроскопа.

С помощью ионообменного оливин-шпинелевого геотермометра и оксибарометра Больхауза-Берри-Грина [6] были оценены температура оливин-шпинелевого равновесия и фугитивность кислорода, при которых произошло формирование зональности шпинелей исследованных рудообразующих рудных тел. Значения температур, рассчитанные на основании составов ядер шпинели из хромовой руды Ямботывисского рудопроявления составляют 760±20°C, значения фугитивности кислорода 1,9-2,1 ед. выше

буфера FMQ. Температура оливин-шпинелевого равновесия в кайме также соответствует указанному диапазону, но фугитивность кислорода выше: +3 - +3,2 лог. ед. относительно буфера FMQ. На участках каймы с пониженной степенью окисления железа ($Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})=13\%$) значение $fO_2=0,7$ лог. ед. выше буфера FMQ. Разброс значений фугитивности кислорода и степени окисления железа в каймах зерен рудообразующих шпинелей Ямботывисской площади указывает на то, что условия образования этих кайм были неравновесными.

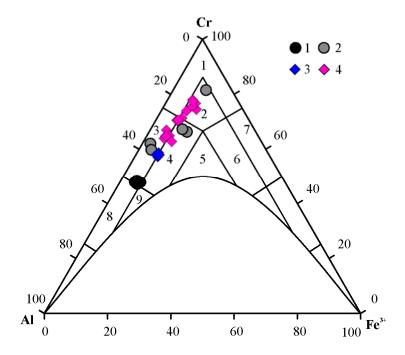


Рис. 5. Соотношение трехвалентных катионов в центрах и краях зерен рудообразующих хромовых шпинелей Войкаро-Сыньинского массива. Ямботывисская площадь: 1 — центр, 2 — кайма; Аркашорское рудопроявление: 3 — центр, 4 — кайма. Поля составов по классификации Н.В. Павлова: 1 — хромит, 2 — субферрихромит, 3 — алюмохромит, 4 — субферриалюмохромит, 5 — ферриалюмохомит, 6 — субалюмоферрихромит, 7 — феррихромит, 8 — хромпикотит, 9 — субферрихромпикотит.

В изученном хромитите Аркашорского рудопроявления температура оливиншпинелевого равновесия составляет $650\pm20^{\circ}$ С, фугитивность кислорода изменяется в пределах +2-+2,3 лог. ед. относительно буфера FMQ. От ядра зерна к его кайме фугитивность кислорода повышается на 0,1-0,2 лог. ед., а температура оливиншпинелевого равновесия понижается на 40° С, что ниже погрешности оксибарометра и геотермометра. Из этого следует, что формирование зональности в этих рудообразующих шпинелях происходило при относительно постоянных $T-fO_2$ параметрах.

Соотношения составов ядра и каймы зерен рудообразующих шпинелей рассмотренных объектов близки к изученным в работе [9] составам зональных шпинелидов массива Голямо-Каменяне. Исследователи установили, что образование каймы замещения высокохромистых, и относительно железистых шпинелей по среднехромистым связано с регрессивным водным метаморфизмом, происходившим в

№ 17

2020

восстановительных условиях [9]. Позднее зональные шпинелиды массива Голямо Каменяне были изучены методом EBSD. Было установлено, что кайма сложена агрегатом зерен хромовой шпинели [14]. Анализ их ориентировки позволил определить, что формирование каймы происходит в результате динамической рекристаллизации шпинелида, поэтому сделан вывод, что шпинели претерпели метаморфизм в зоне сдвиговой деформации в среднекоровых условиях [14].

Рудное тело 3415 Аркашорского рудопроявления состоит из двух блоков, шпинелиды которых отличаются по составу. Рудообразующий минерал имеет зональность, проявленную в развитии каймы рекристаллизации более хромистого шпинелида вокруг менее хромистого. Химическая зональность рудного тела связана с тем, что с запада на восток увеличивается степень рекристаллизации минерала, вплоть до полного замещения зерен хромит-хлоритовым агрегатом. В рудах восточной части рудного тела развитие таких кайм значительно, вплоть до полного замещения минерала. В связи с тем, что составы хромовой шпинели рудного тела определены методом мокрой химии в монофракциях, эффект изменения химического состава с увеличением степени рекристаллизации минерала выражен отчетливо. В тоже время рудное тело 3415 залегает в петрографически однородном разрезе, сложенном амфибол-оливин-антигоритовыми породами. В случае метаморфизма руд вместе с вмещающими породами, руды должны были перекристаллизоваться полностью, либо произошло бы формирование симметричной зональности. Отсюда следует, что зональность рудного тела 3415 и увеличение хромистости новообразованных шпинелей произошло под действием направленного (одностороннего) стрессового воздействия на рудное тело. Результаты окситермобарометрии хромовых руд позволяют сделать вывод, что преобразования хромититов происходили в субкоровых условиях при постоянных Т-fO₂ параметрах. Каймы зерен состоят из блоков с различным составом, в первую очередь содержанием алюминия. Это может являться следствием динамической рекристаллизации шпинелида.

В хромититах Ямботывисской площади возрастание хромистости рудообразующей шпинели от ядра к кайме зерна происходит в неравновесных условиях. В результате этого, в кайме присутствуют микроблоки шпинели, как с повышенным содержанием трехвалентного железа, так и с нормальным, типичным для рудообразующих шпинелидов Ямботывисской площади. Состав каймы зерна рудообразующей шпинели Ямботывисской площади на отдельных участках становится близок к таковому центральных частей зерен шпинелидов среднехромистых руд Аркашорского рудопроявления.

Исследование зональности рудообразующих хромовых шпинелей позволяет сделать вывод, что метаморфические преобразования глиноземистых и среднехромистых хромититов, происходящие в субкоровых условиях под действием направленного стресса при относительно постоянных T- fO_2 параметрах, приводят к увеличению хромистости рудного минерала.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (проект № 18-05-70016).

2020

Литература

- 1. Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р. Петрология и хромитоносность ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 265 с.
- 2. Макеев А.Б., Перевозчиков Б.В., Афанасьев А.К. Хромитоносность Полярного Урала. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1985. 152 с.
- 3. *Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И.* Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 1999. 252 с.
- 4. *Строение*, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 228 с.
- 5. Чащухин И.С., Алимов В.Ю., Вахрушева Н.В. Отчёт о НИР "Особенности вещественного состава хромитов и вопросы формирования гипербазитов северной части Войкаро-Сыньинского гипербазитового массива". Свердловск, 1984. В 5-ти книгах.
- 6. *Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H.* Experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen barometer implications for oxygen fugacity in the Earth's upper mantle // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1991. Vol. 107. P. 27-40.
- 7. *Bliss N.W., MacLean W.H.* The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1975. Vol. 39. P. 973-990.
- 8. *Evans B.W., Frost B.R.* Chrome-spinel in progressive metamorphism a preliminary analysis // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1975. Vol. 39. P. 959-972.
- 9. *Gervilla F., Padrón-Navarta J.A., Kerestedjian T.* Formation of ferrian chromite in podiform chromitites from the Golyamo Kamenyane serpentinite, Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: a two-stage process // Contributions to Mineralogy and Petrology, 2012. Vol. 164. P. 643-657.
- 10. *González-Jiménez J., Kerestedjian T., Proenza J., Gervilla. F.* Metamorphism on chromite ores from the Dobromirtsi ultramafic massif, Rhodope Mountains (SE Bulgaria) // Geologica Acta, 2009. Vol. 7. P. 413-429.
- 11. *Lehmann J.* Diffusion between olivine and spinel application to geothermometry // Earth and Planetary Science Letters, 1983. Vol. 64. P. 123-138.
- 12. *Ozawa K*. Olivine-spinel geospeedometry: analysis of diffusion-controlled Mg-Fe²⁺ exchange // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1984. Vol. 48. P. 2591-2611.
- 13. *Ozawa K*. Stress-induced Al-Cr zoning of spinel in deformed peridotites // Nature, 1989. Vol. 338. P. 141-144.
- 14. Satsukawa T., Piazolo S., González-Jiménez J.M., Colás V., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Gervilla F., Fanlo I., Kerestedjian Th.N. Fluid-present deformation aids chemical modification of chromite: Insights from chromites from Golyamo Kamenyane, SE Bulgaria // Lithos, 2015. Vol. 228-229. P. 78-89.
- 15. *Shiryaev P.B.*, *Vakhrusheva N.V*. Chemical zoning of spinels and olivines from chromitites and the enclosing ultramafites of the Rai-Iz massif Tsentralnoye deposit (the Polar Urals) // Известия УГГУ, 2017. № 4. С. 29-35.

2020

ИНФОРМАЦИОННЫЕ СООБЩЕНИЯ

ОТЧЕТ

Уральского отделения Российского минералогического общества о проделанной работе за 2019 год

В 2019 году выпущен очередной, уже шестнадцатый, номер периодического издания «Вестник Уральского отделения РМО». В сборнике представлены материалы по общим и специальным вопросам минералогии и минерагении Урала и сопредельных территорий. Приведены новые данные по минералогии Липовского, Сафьяновского, Михеевского, Телянского, Алапаевского и других месторождений или объектов Уральского региона, а также сопредельных территорий. Электронный вариант Вестника УрО РМО (№ 16) выложен на сайте Института геологии и геохимии УрО РАН в разделе «Публикации».

С 19 по 22 сентября 2019 года при участии Уральского отделения РМО была проведена XXV Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа – 2019» на базе Уральского государственного горного университета и Института геологии и геохимии УрО РАН. В работе школы было представлено 60 устных докладов от 130 участников. В работе Школы принимали участие иногородние преподаватели, студенты и аспиранты из Москвы, Санкт-Петербурга, Тюмени, Томска, Сыктывкара, Новосибирска, Миасса и других российских городов. Материалы конференции опубликованы в виде отдельного сборника.

В головное отделение РМО уплачены членские взносы за 2019 г. в размере 5790 руб. Данная сумма была внесена из личных средств д.г.-м.н. Г.П. Дворника и Председателя Уральского отделения РМО. В течение 2019 года в ряды Уральского отделения принят новый член — А.А. Туев (ювелирно-художественная мастерская "Эпос", г. Челябинск). Действительный список членов Уральского отделения опубликован на сайте РМО.

Библиографические данные Вестника и материалов конференций, опубликованных при участии Уральского отделения РМО в 2019 году:

- 1. Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Научное издание. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2019. № 16. 160 с.
- 2. XXV Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа 2019», посвященная 80-летию со дня основания Института геологии и геохимии УрО РАН. Сборник статей студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей ВУЗов геологического профиля. Екатеринбург: ООО Универсальная Типография «Альфа Принт», 2019. 244 с.

Председатель УрО РМО, к.г.-м.н., Ерохин Ю.В.

2020

АННОТАЦИИ

УДК 549.651.13+552.48(470.53)

Цельзиан из гранатовых амфиболитов массива Рай-Из (Полярный Урал). *Богданова А.Р.* // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. \mathbb{N} 17. С. 5-9.

Впервые в гранатовых амфиболитах Центральной зоны метаморфизма (ЦЗМ) массива Рай-Из (Полярный Урал) описан редкий бариевый полевой шпат — цельзиан. Он встречен в виде включений в зернах граната в ассоциации с хлоритом и баритом. Это вторая находка цельзиана в пределах массива Рай-Из, ранее он был установлен в корундсодержащих слюдит-плагиоклазитовых породах в ассоциации с корундом, флогопитом и парагонитом.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 14.

УДК 549.514+553.461(470.5)

Циркониевая минерализация в хромититах Сарановского ультраосновного массива. *Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Леонова Л.В.* // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. № 17. С. 10-13.

Изучена циркониевая минерализация в хромититах из Главного Сарановского месторождения. В рудах установлены циркон и бадделеит, причем последний впервые обнаружен на Сарановском месторождении. Циркониевая минерализация сопровождала пострудную историю сарановских хромититов и формировалась последовательно в результате интенсивных гидротермальных процессов, происходивших в ультрамафитах и хромовых рудах.

Илл. 4. Библ. 4.

УДК 553.2+552.4

Метасоматические процессы и золото-джаспероидное оруденение в карбонатных породах Ыллымахского рудного узла (Алданский щит). Дворник Г.П. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. № 17. С. 14-21.

Рассмотрены раннемеловые метасоматические процессы кальцитизации, доломитанкеритизации и джаспероидного окварцевания и связанное с ними золотое оруденение в карбонатных породах Ыллымахского рудного узла в Центрально-Алданском районе Южной Якутии.

Табл. 4. Илл. 1. Библ. 10.

УДК 552.33:550.42

Распределение мощности и содержаний пентоксида ниобия в рудных телах Вишневогорского месторождения. Дворник Г.П., Сергиенко И.Н., Шадрин Д.В. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. № 17. С. 22-32.

2020

Вишневогорское месторождение ниобия на Урале относится к карбонатитовому промышленному типу месторождений. Исследованы изменчивость мощности и концентраций Nb_2O_5 в рудах и их качества в основных типах рудных тел месторождения: 1) пологих залежах зоны 140; 2) наклонных телах зоны 147; 3) жилах оруденелых нефелиновых и сиенитовых пегматитов.

Табл. 5. Илл. 1. Библ. 12.

УДК 549.66+552.321(571.121)

Акцессорная и рудная минерализация в оливиновом монцогаббро из кристаллического фундамента Ямала. *Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Хиллер В.В.,* Фаррахова Н.Н. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. № 17. С. 33-43.

Изучена акцессорная, рудная и сульфидная минерализация в монцогаббро из доюрского фундамента Новопортовской нефтегазоразведочной площади (юго-восточная часть полуострова Ямал). К первичной минеральной (магматической) ассоциации относятся циркон, бадделеит, фторапатит, фторкальциобритолит, фторбритолит-(Се), ульвошпинель, ильменит и пирротин. К постмагматической ассоциации, по всей видимости, относятся низкотемпературные сульфиды – кубанит, халькопирит и галенит.

Табл. 4. Илл. 9. Библ. 18.

УДК 549.612(470.5)

О полихромных турмалинах с «чернильными шапочками» из Липовского жильного поля (Средний Урал). Захаров А.В., Хиллер В.В. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. № 17. С. 44-50.

Изучен сложно зональный полихромный турмалин с «чернильной шапочкой» из литиеносных гранитных пегматитов Липовского жильного поля. Установлено, что ядро и промежуточная зона кристалла сложена эльбаитом, кайма — фтор-эльбаитом, а чернильносиняя головка — россманитом и эльбаитом (первый слагает зону роста моноэдра, а второй — пирамид). По всей видимости, все «чернильные шапочки» в полихромных турмалинах Липовки сложены либо эльбаитом, либо россманитом.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 17.

УДК 549.613+552.16

О взаимоотношении полиморфов Al₂SiO₅ при образовании бластомилонитов (Северо-Енисейский кряж). Козлов П.С. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. № 17. С. 51-59.

В статье показано, что геолого-минералогические, петрологические и изотопногеохронологические результаты исследования полиметаморфизма на Маяконском и других участках Северо-Енисейского кряжа свидетельствуют о том, что в неопротерозое, на рубеже тония и криогения в регионе происходила инверсия тектонического режима с № 17

Вестник Уральского отделения

2020

низких давлений на умеренно барические, по времени проявления связанные с завершающей стадией гренвильской орогении.

Табл. 2. Илл. 3. Библ. 17.

УДК 56.012+553.2(470.5)

Признаки микробиальной активности в придонно-гидротермальной фации пород Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал). Леонова Л.В., Сорока Е.И., Примчин М.Ю. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. № 17. С. 60-65.

Изучены фрамбоидальный пирит и микроконкреции из пород Сафьяновского медноколчеданного месторождения. Образцы имеют хорошую сохранность и рассматриваются авторами как результат жизнедеятельности ископаемых микробиальных сообществ, включающих тионовые бактерии. Показан ряд изменчивости морфологических признаков, обусловленных вторичными процессами, до так называемых «теневых структур».

Илл. 4. Библ. 9.

УДК 549.0+550.4

Морфология, химический состав и возможные технологии переработки пиритных огарков (на примере отвалов Кировградского медеплавильного комбината). Макаров А.Б., Глухов М.С., Паньшин М.А., Хасанова Г.Г. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. № 17. С. 66-70.

В работе приводятся данные по химическому составу, элементам-примесям и морфологии частиц пиритных огарков, образующихся при получении серной кислоты путем сжигания пиритного концентрата на Кировградском медеплавильном комбинате. Показаны основные возможные технологии переработки пиритных огарков.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 9.

УДК 930.24

Уральский координационный совет по геологии и недропользованию (1995 – 2001 гг.). Поленов Ю.А. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. № 17. С. 71-78.

В статье описана история создания и работы общественной организации – Уральский координационный совет по геологии и недропользованию. Успешная работа УКСОГЕН началась в 1995 г. и завершилась в 2001 г., когда Мингео РФ в результате реформ ограничила самостоятельность региональных геологических управлений.

Илл. 3. Библ. 1.

УДК 553.07(470.55)

Генезис россыпей Светлинского месторождения пьезокварца (Южный Урал). *Поленов Ю.А., Огородников В.Н., Кисин А.Ю.* // Вестник Уральского отделения

№ 17 Вестник Уральского отделения

Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. № 17. С. 79-85.

В статье изложены уточненные представления о генезисе хрусталеносных россыпей Светлинского месторождения, пространственно связанных с «древними» логами. Анализ геологических материалов по разведке и отработке хрусталеностнных россыпей Светлинского месторождения позволил обосновать их делювиально-аллювиальный генезис, доказана прямая зависимость формирования россыпей от деятельности временных водных потоков и отсутствии длительного переноса обломочного материала при формировании россыпей «древних» логов.

Табл. 2. Илл. 3. Библ. 5.

УДК 549+552.44(571.121)

Минералогия метапелитов из фундамента арктической части Западно-Сибирского мегабассейна (Верхнереченская разведочная площадь, Ямал). Пономарев В.С., Иванов К.С., Ерохин Ю.В. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. № 17. С. 86-93.

Описана минералогия гранатсодержащих сланцев из доюрского основания южной части полуострова Ямал (скв. Верхнереченская 2, гл. 2562,5 м). Минеральный состав пород следующий: альмандин, мусковит, кварц, шамозит, кальцит, альбит, рутил, титанит, фторапатит, циркон, ксенотим-(Y) и пирит. Установлена прогрессивная зональность в альмандине. Вероятно, данные метапелиты являются результатом прогрева толщи осадочных горных пород гранитной интрузией, расположенной в непосредственной близости на территории Верхнереченской площади. Позже сланцы подверглись пропилитизации с образованием вторичного карбоната и пирита.

Табл. 3. Илл. 3. Библ. 13.

УДК 553.8(570.53)

Особенности состава нового поделочного камня – райизита. *Попов М.П., Ерохин Ю.В., Ханин Д.А., Николаев А.Г., Нурмухаметов Ф.М., Ширяев П.Б.* // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. \mathbb{N} 17. С. 94-99.

В статье приводятся результаты изучения особенностей состава нового поделочного камня — райизита. Исследования минералов проведены в проходящем свете, электроннозондовым анализом и рамановской спектроскопией. Установлено, что основная масса райизита состоит из антигорита и доломита, с примесью других карбонатов и хромшпинелида. Розовая окраска породы связана с хромсодержащим антигоритом.

Табл. 3. Илл. 6. Библ. 2.

УДК 549.7(470.5)

Минералы зоны окисления Березовского месторождения золота, новые данные. Прибавкин С.В. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. № 17. С. 100-104.

2020

В работу вошли краткие описания минералов, найденных автором на старых рудниках Березовского месторождения золота и не вошедшие в специализированные работы по минералогии. Приведенные сведения могут быть привлечены в качестве сопоставительного материала при изучении рудных месторождений и использованы для составления минерального кадастра старейшего в России месторождения золота.

Илл. 1. Библ. 6.

УДК 549.3(470.5)

Сульфосоли месторождений кварца Гора Хрустальная и Светлореченское (окрестности Екатеринбурга). *Прибавкин С.В.* // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. № 17. С. 105-109.

Впервые приводится описание сульфосолей Ag-Cu-Pb-Bi в жильном кварце месторождений Гора Хрустальная, Светлореченское, представленных минералами павонитовой, висмутин-айкинитовой серий, а также купробисмутитом. Установлена их тесная ассоциация с пиритом, молибденитом, висмутином и тетрадимитом.

Табл. 2. Илл. 2. Библ. 13.

УДК 549.514.81+550.93(470.5)

Химическое датирование монацита из гранитных пегматитов Семенинской копи (Адуйский массив, Средний Урал). *Хиллер В.В., Ерохин Ю.В.* // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. № 17. С. 110-119.

Изучен акцессорный монацит из гранитных пегматитов известной Семенинской копи, входящей в состав Адуйского пегматитового поля. По данным микрозондового анализа монацит относится к цериевой разности и отличается повышенным содержанием тория (ThO $_2$ до 7,5 мас.%). Для него был рассчитан изохронный возраст 256 \pm 21 млн лет. Полученные значения возраста для монацита из Семенинской копи хорошо согласуются с ранее полученными датировками для пегматитов Адуйского гранитного массива.

Табл. 1. Илл. 4. Библ. 18.

УДК 549.01

Минералообразующие реакции в геохимических системах. *Шабловский Я.О.* // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. № 17. С. 120-133.

Для количественного выражения "структурных предпочтений" минеральных фаз каждой фёдоровской группе можно сопоставить её кристаллохимический приоритет — относительную частотность реализации данной фёдоровской группы в кристаллических структурах. Исходя из этого, кристаллические структуры можно условно разделить на преимущественные и редкие. Среди преимущественных, т.е. кристаллохимически предпочтительных, преобладают центросимметричные структуры голоэдрических классов, однако гиперкоординационные эффекты создают преимущества для ацентричных

№ 17

Вестник Уральского отделения

2020

тригонально-планальных структур. Причиной парадоксальной кинетической устойчивости термодинамически нестабильных кристаллических фаз является принадлежность их структур к преимущественным кристаллохимическим типам. В то же время, кристаллизация структуры редкого типа возможна лишь при условии её термодинамической стабильности, т.к. редкость фёдоровской группы указывает на низкую "кристаллохимическую целесообразность" соответствующей структуры.

Табл. 1. Библ. 30.

УДК 553.2+553.461

Зональность рудообразующих хромовых шпинелей среднехромистых и глиноземистых хромовых руд Войкаро-Сыньинского массива. *Ширяев П.Б.,* Вахрушева Н.В. // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. № 17. С. 134-142.

Изучены зональные рудообразующие шпинели среднехромистых И глиноземистых хромовых руд Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал). Установлено, что по зернам глиноземистых хромовых шпинелей развита кайма замещения, сложенная среднехромистыми шпинелидами с повышенной степенью окисления железа. В каймах замещения, развитых вокруг зерен среднехромистых хромовых шпинелей, наблюдается повышение содержания Сг₂О₃ и понижение Al₂O₃ по отношению к ядру. Методами окситермобарометрии определены T- fO_2 параметры образования зональности в шпинелидах. Сделан вывод, метаморфические ЧТО преобразования глиноземистых и среднехромистых хромититов, происходящие в субкоровых условиях под действием направленного стресса при относительно постоянных $T-fO_2$ параметрах, приводят к увеличению хромистости рудного минерала.

Илл. 5. Библ. 15.

Научное издание

ВЕСТНИК

Уральского отделения Российского минералогического общества № 17

Печатается по решению Совета Уральского отделения Российского минералогического общества

> Технический редактор Ю.В. Ерохин Компьютерная верстка Ю.В. Ерохин

Подписано в печать 20	0.11.2020	Формат А4	Тираж 100
Печать офсетная	Усл.печ. л. 18,9	Учизд. л. 15,4	Заказ
Институт геологии и г	еохимии	Екатеринбург, 620016, ул. Ак	:. Вонсовского, 15

Размножено с готового оригинал-макета в ООО Универсальная типография "Альфа Принт" 620049, г. Екатеринбург, пер. Автоматики, д. 2Ж, тел.: (343) 222-00-34

