

Воронежский государственный университет
Геологический факультет
Российское минералогическое общество
Воронежское отделение

**ДОКЛАДЫ НАУЧНОЙ СЕССИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ФАКУЛЬТЕТА ВОРОНЕЖСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО
УНИВЕРСИТЕТА (4-29 АПРЕЛЯ 2011 г.)**
Выпуск 1

Воронеж, 2011

СОДЕРЖАНИЕ

Н.М. Чернышов Минералогия золото-платинометалльного оруденения железорудных месторождений-гигантов КМА (Центральная Россия).....	3
А.Ю. Альбеков, А.В. Жабин, М.В. Рыборак К вопросу о природе голубой окраски магматогенного кварца.....	24
Л.В. Гончарова, М.Н. Чернышова Минералого-петрографические особенности дайковых пород Большемартыновского ультрамафит-мафитового плутона ВКМ.....	33
П.С. Бойко Особенности распределения лантаноидов в ультрамафит-мафитовых ассоциациях золотухинского комплекса и проблема определения природы родоначального расплава.....	41
Е.М. Боброва Состав сульфидов коматиит-базальтовой формации Косиновского медно-никелевого проявления (Льговско-Ракитнянский зеленокаменный пояс КМА).....	48
М.М. Понамарева Пороодообразующие минералы гидротермально-метасоматического типа золото-платинометалльного оруденения Михайловского железорудного района КМА.....	54

Минералогия золото-платинометалльного оруденения железорудных месторождений-гигантов (Центральная Россия)

Член-корреспондент РАН Н.М. Чернышов

Воронежский государственный университет.

394006, Воронеж, Университетская пл., 1; e-mail: petrology@list.ru

Аннотация

Стратифицированные высоуглеродистые комплексы и железистые кварциты раннего докембрия, имеющие глобальное распространение, являются одним из высокоперспективных источников золото-платинодобычи XXI столетия. В докембрийском фундаменте Центрального региона России сосредоточено 60 железорудных объектов, в том числе ряд отрабатываемых супергигантских и гигантских месторождений железистых кварцитов и сопровождающих их углеродистых сланцев. Их важнейшим компонентом являются благородные металлы. Выделен ряд формационно-генетических типов золото-платинометалльного оруденения, ассоциирующих с железными рудами, черносланцевыми толщами и их метасоматитами. Установлен многокомпонентный полиминеральный состав оруденения (более 60 минералов), в том числе свыше 30 собственных минеральных фаз ЭПГ и Au, наличие повышенных содержаний благородных металлов в рудообразующих сульфидах, сульфосенидах, теллуридах, антимонидах, селенидах. Приведены их составы, характерные формы выделения. Сделаны выводы о полигенной природе источников рудного вещества и полихронной модели формирования руд.

Ключевые слова: железорудные месторождения, минералогия, золото, платиноиды, типы руд, генетическая модель.

MINERALOGY OF GOLD-PLATINOID MINERALIZATION OF GIANT IRON ORE DEPOSITS OF KMA (CENTRAL RUSSIA).

Corresponding Member of RAS, N.M. Chernyshov

Voronezh State University

394006, Voronezh, Universitetskaya pl., 1; e-mail: petrology@list.ru

Abstract

The Early Precambrian high carbon strata-bound complexes and ferruginous quartzites of global distribution are one of the highly promising sources of gold and platinum extraction in the 21st century. In the Precambrian basement of Central Russia 60 iron ore objects are identified, including a number of the developed supergiant and giant deposits of ferruginous quartzites and the accompanying carbonaceous shales. Their essential component is noble metals. A series of formation-genetic types of gold-platinoid mineralization, associated with iron ores, black shale strata and their metasomatites is isolated. A multicomponent polymineral composition of the mineralization (over 60 minerals), including over 30 independent mineral phases of PGE and Au, the presence of high content of noble metals in the ore-forming sulfides, sulfoarsenides, tellurides, antimonides, and selenides are established. Their composition, the specific forms of isolation are given. Conclusions are made about the polygenic nature of the sources of ore material and the polychronic model of ore formation.

Key words: iron ore deposits, mineralogy, gold, platinoids, ore types, the genetic model.

В наращивании минерально-сырьевого потенциала благородных металлов особое значение в качестве нового, нетрадиционного источника золото-платинодобычи XXI столетия приобретают уникальные по ресурсам и глобальные по степени распространения высоуглеродистые сланцы и железистые кварциты, которые являются основными структурно-вещественными компонентами железисто-кремнистой сланцевой формации древних платформ и щитов на всех континентах мира [10, 25, 26].

Эта формация (в объеме курской серии нижнего карелия) в пределах Курской магнитной аномалии (КМА) является одной из ведущих, обеспечивая свыше 50% добываемой в России железной руды. С ней связано около 60 рудных объектов, в том числе

ряд обрабатываемых тремя ГОКаи супергигантских (Михайловское, Лебединское) и гигантских (Коробковское, Стойленское, Стойло-Лебединское) месторождений, в которых сосредоточено две трети разведанных запасов железных руд России [6].

1.1. Типы и минеральный состав золото-платинометалльного оруденения в железистых кварцитах.

Важнейшим компонентом железистых кварцитов, а так же сформировавшихся за их счёт залежей богатых железных руд доверхневизейской коры выветривания и гигантских по объёму (около 1,3 млрд. т) промпродуктов горнорудных предприятий являются благородные металлы, выступающие в качестве одного из крупнейших нетрадиционных источников селективной и попутной золото-платинодобычи XXI столетия [1-4, 9, 16, 20, 23, 24].

На основе комплекса структурно-вещественных, литолого-фациальных, рудно-формационных и других параметров, полученных в процессе геолого-минералогического и рудно-геохимического картирования с отбором проб (в том числе крупнообъёмных) на типовых полигонах и апробированных современных аналитических методов, выделено шесть формационно-генетических типов золото-платинометалльного оруденения, каждый из которых характеризуется специфическими условиями локализации, морфологией и масштабами рудных залежей, особенностями минерализации, содержаниями благородных металлов и практической значимостью[10, 12, 13, 16, 19, 20, 22]: 1) осадочно-метаморфогенный рассеянный (обширные площади развития железистых кварцитов в пределах месторождений) с низкими содержаниями Au (0,02-0,12 г/т) и ЭПГ (до 0,05 г/т); 2) один из наиболее крупных по ресурсам ЭПГ и Au (первые тысячи тонн) стратиформный метаморфогенно-метасоматический сульфидизированных контактовых зон (мощностью 40-90 м и протяжённостью до 70 км) железистых кварцитов с углеродистыми кварц-хлорит-серицитовыми сланцами верхней части подстилающий курскую серию стойленской свиты (Au=0,54-6,18 г/т, Pt=0,12-0,30 г/т, Pd=0,58-0,77 г/т) и внутрирудных углеродсодержащих толщ (Au=2,6-36,6 г/т, Ag=91-540 г/т, Pt=0,14-0,28 г/т, Pd до 0,57 г/т; рис. 1, 2); 3) гидротермально-метасоматический (линзы и жилы метасоматитов, протяжённостью первые сотни метров при мощности до 3-5 м; Au=0,6-6,2 г/т иногда до 35,8 г/т, ЭПГ=0,3-0,5 г/т); 4) гипергенно-метасоматический в зонах развития линейных кор выветривания (богатые мартитовые руды; Au=0,64-4,30 г/т, иногда до 41,7 г/т, Pd до 1,5 г/т); 5) осадочный (базальные горизонты зон несогласий: докембрий-фанерозой и фосфоритовые плиты девона; Au=0,53 г/т, Pt=0,15 г/т, Pd=1,70 г/т, PЗЭ=556,3 г/т, U=12,2-23,6 г/т); 6) техногенный (промпродукты-хвостоотвалы действующих ГОКов; высокие концентрации ЭПГ до 1,6 г/т, Au= 25,0-43,5 г/т в песках гидроциклона и Pd=0,4 г/т, Pt=0,2 г/т и Au=15,0 г/т в немагнитной фракции).

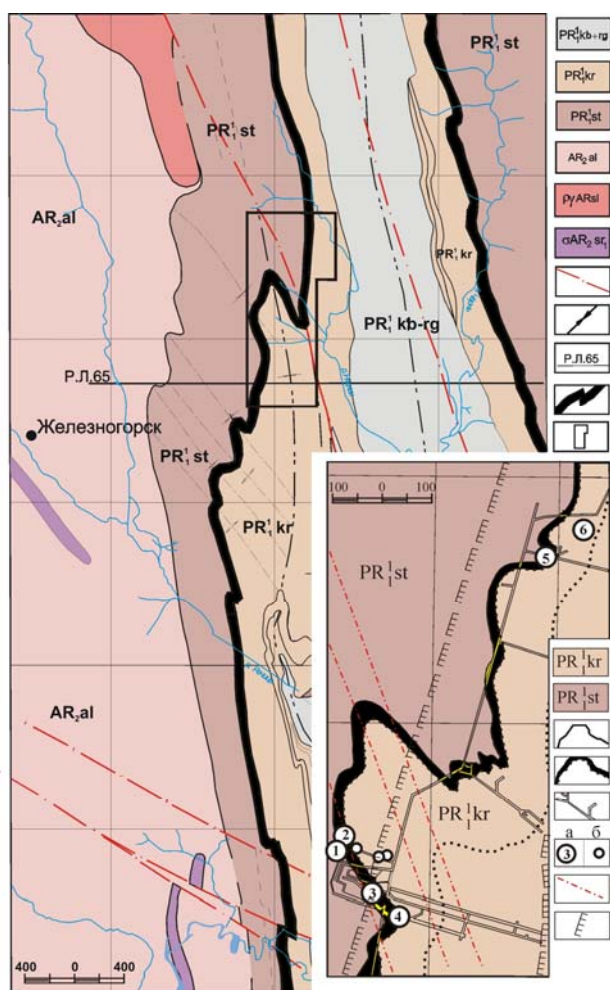


Рис.1(а). Положение золото-платиноносной зоны стратиформного типа Михайловского рудного узла: 1 – курбакинская и роговская свиты(PR^I_{kb-rg}); 2 – коробковская свита(PR^I_{kr}); 3 – стойленская свита(PR^I_{st}); 4 – верхний архей, александровская свита(AR_{2al}); 5 – разрывные нарушения; 6 – оси складчатых структур; 7 – линия разреза; 8 – рудовмещающая зона стратиформного типа; 9 – контур карты-врезки.

Карта-врезка: Схематический план западного фланга Михайловского месторождения с результатами опробования горных выработок на благороднометалльное оруденение: 1 – коробковская свита; 2 – стойленская свита; 3 – геологические границы; 4 – геологические границы карбонатно-магнетитовых кварцитов; 5 – подземные горные выработки; 6 – благороднометалльные проявления: а) – (в г/т): 1-($Au=0,84$; $Pd=0,77$; $Pt=0,13$); 2- ($Au=0,50$; $Pd=0,63$; $Pt=0,12$); 3- ($Au=2,87$; $Pd=0,58$; $Pt=0,30$); 4-($Au=4,83$; $Pd=0,60$; $Pt=0,21$); 5-($Au=2,99$; $Pd=0,65$); 6-($Au=0,86$; $Pd=0,61$); б) - золота с содержанием не менее 0,5 г/т; 7 – разрывные нарушения; 8 – контуры карьера

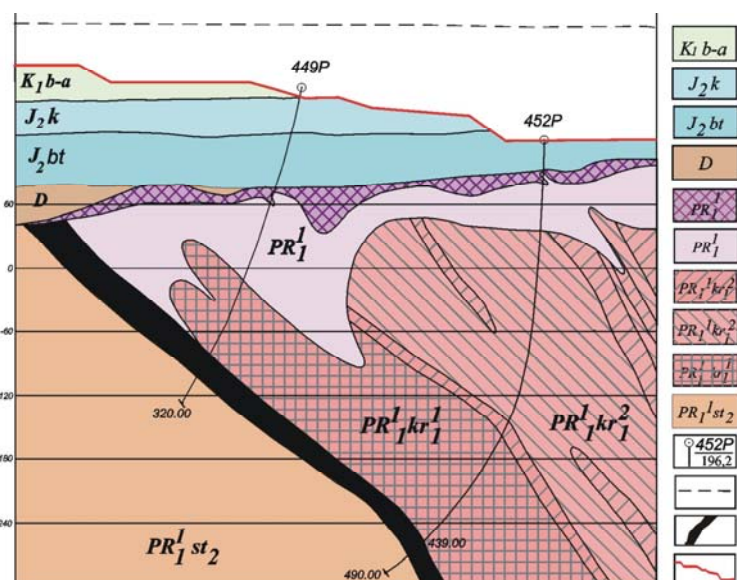


Рис. 1(б). Положение золото-платиноносной рудовмещающей зоны стратиформного типа в разрезе P-65 Михайловского месторождения: 1 – 10 – геолого-стратиграфические образования: 1 – нижнемеловые отложения; 2 – 3 – среднеюрские отложения, келловейский ярус (2), батский ярус (3); 4 – девонские отложения; нижний протерозой: 5 – богатые железные руды; 6 – окисленные железистые кварциты; 7 – 9 – нижняя железорудная подсвита коробковской свиты: вторая пачка, гематит-магнетитовые кварциты (7), магнетит-гематитовые кварциты (8); первая пачка, карбонатно-магнетитовые кварциты (9); 10 – верхнестойленская подсвита; 11 – скважины и их номера; 12 – дневная поверхность; 13 – рудовмещающая зона стратиформного типа золото-платинометалльного оруденения; 14 – контур карьера

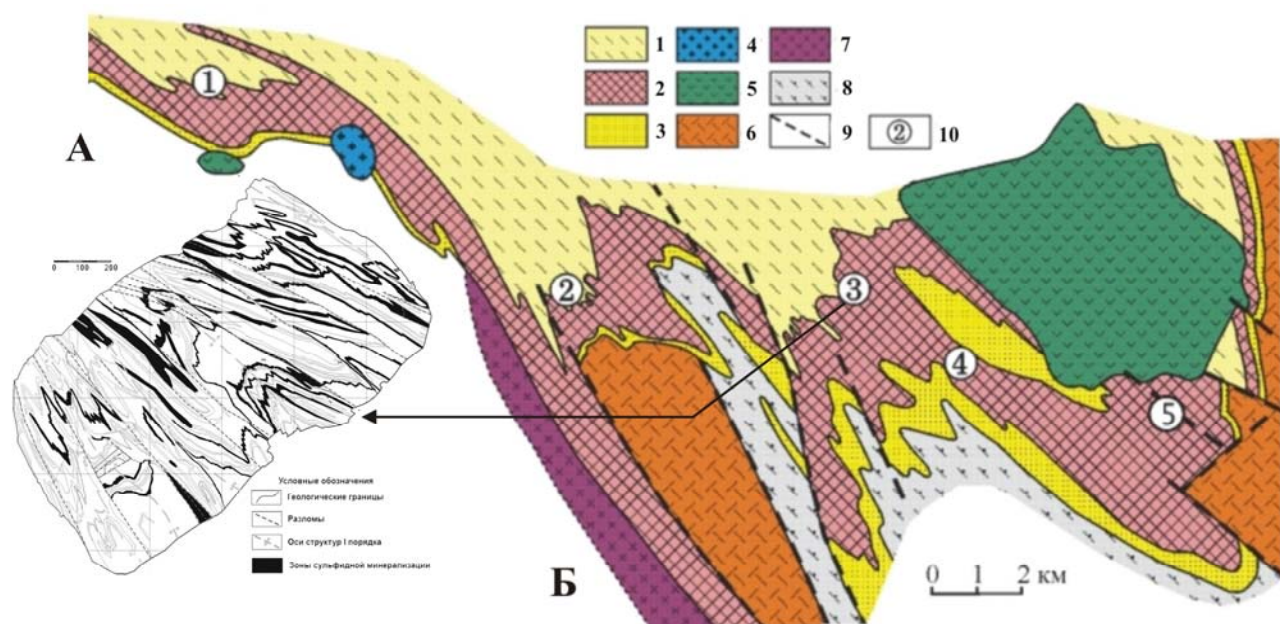


Рис. 2. Карта зон золото-платиносодержащей сульфидной минерализации на Лебединском месторождении (А) и схематическая геологическая карта Старооскольского железорудного узла (Б): нижний протерозой – курская серия: 1-2 – коробковская свита: 1 – верхняя сланцевая подсвита ($PR_1^1kr_4$), 2 – верхняя и нижняя железорудные подсвиты с внутрирудной (нижней) сланцевой подсвитой ($PR_1^1kr_{3-1}$); 3 – стойленская свита (PR_1^1st) – кварцитопесчаники, кварц-сланцевые сланцы; 4 – микроклиновые граниты атаманского комплекса (γPR_1^2a); 5 – габбродiorиты, кварцевые диориты стойло-николаевского комплекса ($\gamma \delta \square PR_1^1sn$); 6 – нерасчлененный гранитогнейсовый комплекс ($m\gamma(AR-PR_1^1)$) – гранитогнейсы, мигматиты, гнейсы, прослои и линзы амфиболитов; верхний архей – 7–плагиограниты салтыковского комплекса (γAR_2sl); 8 – михайловская серия (AR_2mh); 9 – разломы; 10 – месторождения: 1-Панковское, 2-Коробковское, 3-Лебединское, 4-Стойло-Лебединское, 5-Стойленское.

Для выбора наукоёмких ресурсосберегающих технологий комплексного освоения и глубокой переработки руд стратегически важных благородных металлов особое значение имеет выявление минеральных и иных форм их нахождения. С этой целью из железных руд и вмещающих их пород, с которыми ассоциируют ведущие промышленно-генетические типы золото-платинометалльного оруденения, был отобран ряд технологических проб. Их обработка осуществлялась по известной методике применительно железистых кварцитов [14, 15], включающей измельчение, гравитационную и магнитную сепарацию. Из одной половины полученного гравитационного концентрата выполнено определение содержаний благородных металлов в исходных кварцитах и сланцах и их технологических продуктах. Весь материал второй половины («ультратяжёлый концентрат») использован для изготовления препаратов для микрорентгеноспектральных исследований, которые проводились в лабораториях ИГЕМ РАН (Москва) и «Механобр-Аналит» (СПб).

По отдельным типам золото-платинометалльного оруденения результаты исследований были опубликованы ранее [14, 16, 17]. Ниже приводятся обобщённые, в том числе новые данные по минералогии и формам нахождения благородных металлов в железорудных месторождениях КМА и их техногенных продуктах (табл.1)

Таблица 1.

Рудные минералы золото-платинометалльного оруденения в железорудных месторождениях КМА	
Самородные металлы, металлические твердые растворы и интерметаллические соединения	
Золото самородное и палладий-серебро-медьсодержащее	1. $Au_{0,96}Ag_{0,03}$; 2. $Au_{0,89}Ag_{0,05}Cu_{0,07}$; 3. $Au_{0,99}Ag_{0,01}$; 4. $Au_{0,90}Ag_{0,10}$; 5. $Au_{0,67}Ag_{0,26}Cu_{0,07}$; 6. $Au_{0,70}Ag_{0,29}Pd_{0,01}$; 7. $Au_{0,96}Ag_{0,02}Cu_{0,02}$
Осмий	$Os_{0,77}Ir_{0,19}Ru_{0,03}Pt_{0,01}$
Рутений	$Ru_{0,64}Ir_{0,18}Os_{0,10}Pt_{0,06}Pd_{0,01}Rh_{0,01}$
Висмут	Bi
Висмут теллурсодержащий	$Bi_{0,98}Te_{0,02}$

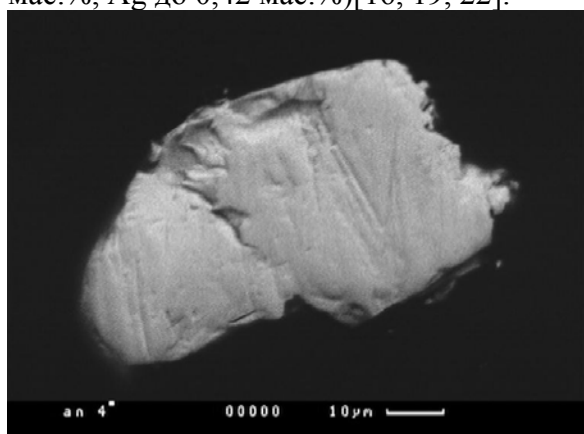
Рутениридосмин		Os _{0,44} Ru _{0,39} Ir _{0,1} Ni _{0,03} Cu _{0,02} Pt _{0,01}	
Платрутеносмиридий		Pt _{0,34} Ru _{0,32} Os _{0,17} Ir _{0,17}	
Иридрутеносмид		Ru _{0,5} Ir _{0,21} Os _{0,19} Pt _{0,08} Rh _{0,01}	
Золото-серебряные сплавы		1. Au _{0,70} Ag _{0,30} ; 2. Ag _{0,50} Au _{0,49} ; 3. Au _{0,74} Ag _{0,26} ; 4. Au _{0,65} Ag _{0,35}	
Золото-медные и золото-медно-серебряные сплавы		1. Au _{0,50} Cu _{0,50} ; 2. Au _{0,52} Cu _{0,48} ; 3. Au _{0,53} Cu _{0,46} Ag _{0,01}	
Электрум		1. Au _{0,48} Ag _{0,52} ; 2. Ag _{0,30} Au _{0,70}	
Кюстелит		Au _{0,17} Ag _{0,83}	
Минералы ряда:			
рутений, иридий, осмий, платина -		Ru _{0,29} Ir _{0,28} Os _{0,19} Pt _{0,17} Fe _{0,05} Rh _{0,01}	
рутений, платина, родий -		Ru _{0,38} Pt _{0,32} Rh _{0,13} Ir _{0,06} Os _{0,06} Fe _{0,04} Ni _{0,01}	
осмий, рутений, иридий -		Os _{0,41} Ir _{0,28} Ru _{0,28} Pt _{0,08} Rh _{0,02} Fe _{0,01} Ni _{0,01}	
Сульфиды			
Прассоит		(Rh _{16,45} Pt _{0,61} Ru _{0,43}) _{17,49} S _{15,00}	
Маккинстриит		(Ag _{1,15} Au _{0,10} Fe _{0,10} Cu _{0,66}) _{2,01} S	
Гр. Пирротина (Pt,Pd,Au-содержащий)		Fe _{1-x} S	
Пирит (Pt,Pd,Au-содержащий)		FeS ₂	
Халькопирит (Pt,Pd,Au-содержащий)		CuFeS ₂	
Марказит		FeS ₂	
Сфалерит		ZnS	
Галенит (Pt,Pd,Au,Ag-содержащий)		PbS	
Молибденит		MoS ₂	
Борнит (Pd-содержащий)		Cu ₅ FeS ₄	
Халькозин		Cu ₂ S	
Ковеллин		Cu ₂ S·CuS ₂	
Пенталандит		(Fe,Ni) ₉ S ₈	
Сульфоарсениды, теллуриды, антимониды, висмутиды, сульфосоли			
Мончент		(Pt _{0,994} Pd _{0,026} (Bi _{0,063} Te _{1,937}) _{2,00}	
Сперрилит		(Pt _{1,01} Fe _{0,02}) _{1,03} (As _{1,91} S _{0,09}) _{2,00}	
Петцит		1. (Ag _{3,09} Au _{1,03}) _{4,12} Te _{2,00} ; 2. (Ag _{3,01} Au _{0,96}) _{3,97} Te _{2,00} ; 3. (Ag _{2,99} Au _{1,04}) _{4,03} Te _{2,00}	
Гессит		1. (Ag _{1,99} Au _{0,03}) _{2,02} (Te _{0,96} Bi _{0,04}); 2. Ag _{2,01} Te _{1,00}	
Креннерит		(Au _{0,85} Ag _{0,16}) _{1,01} Te _{2,00}	
Цуманит		Au _{0,85} Te _{0,51} Bi _{0,48}	
Сильванит		1. (Au _{0,55} Ag _{0,46}) _{1,01} Te ₂ ; 2. (Au _{0,72} Ag _{0,32}) _{1,04} Te ₂	
Волинскит		(Ag _{1,03} Bi _{1,01}) _{2,04} Te ₂	
Мутманнит		(Au _{0,97} Ag _{1,02}) _{1,99} Te ₂	
Мальдонит		(Au _{1,98} Ag _{0,14}) _{2,12} Bi _{1,00}	
Алтаит		1. Pb _{1,04} Te _{1,00} ; 2. Pb _{1,00} (Te _{0,94} S _{0,06}) _{1,00}	
Лиллианит		Pb _{3,00} Bi _{2,10} S _{6,00}	
Висмутин		Bi _{2,04} S _{2,96} Cu _{0,04}	
Хедлиит (Pt-содержащий)		Te _{3,00} Bi _{6,95}	
Жозеит-А		1. Te _{1,00} S _{2,02} Bi _{3,68} ; 2. Te _{1,07} S _{1,90} (Bi _{4,01} Cu _{0,10}) _{4,11}	
Тетрадимит		1. (Te _{2,04} S _{1,00}) _{3,04} Bi _{2,00} ; 2. (Te _{2,00} S _{1,00}) _{3,00} Bi _{2,00}	
Арсенопирит (Pt-содержащий)		FeAsS	
Теннантит		Cu ₁₂ As ₄ S ₁₃	
Тетраздрит		Cu ₁₂ Sb ₄ S ₁₃	
Никелистый кобальтин-герсдорфит (Pd-содержащий)		1. (Co _{0,67} Ni _{0,27} Pd _{0,04} Fe _{0,02})AsS; 2. Co _{0,68} Ni _{0,22} Fe _{0,07} Pd _{0,03}	
Герсдорфит (Pd-содержащий)		(Ni _{0,84} Co _{0,09} Fe _{0,08} Pd _{0,02})AsS	
Лёллингит никельсодержащий		(Fe _{0,82} Ni _{0,18})As ₂	
Оксиды, гидрооксиды и др.			
Магнетит	Fe ₃ O ₄	Лимонит	FeO(OH)·nH ₂ O
Гематит	Fe ₂ O ₃	Лепидокрокит	FeO(OH)
Ильменит	FeTiO ₃	Сидерит	Fe[CO ₂]
Рутил	TiO ₂	Ярозит	Fe ₃ (OH) ₆ [SO ₄] ₂
Касситерит	SnO ₂	Барит	Ba[SO ₄]
Уранинит и настуран	U ₂ UO ₇	Шеелит	Ca(W,Mo)O ₄

Бадделеит	ZrO ₂	Монацит	(Ce,La)PO ₄
Гетит	FeO(OH)	Циркон	Zr[SO ₄]

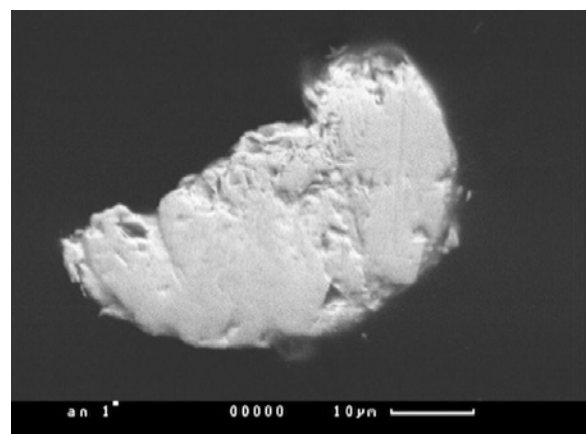
Золото-платинометалльное оруденение железорудных месторождений КМА характеризуется сложным полиминеральным (более 60 минералов) и многокомпонентным составом. Определяющими особенностями благороднометалльного оруденения являются: а) многообразие форм концентрирования и широкое развитие (около 30; см. табл. 1) собственных минеральных фаз ЭПГ, Au и сопутствующих им элементов (Ag, Te, Bi) в виде самородных металлов (Au, Os, Ru, Ir, Bi), металлических твёрдых растворов и интерметаллических соединений (рутениридосмин, платрутеносмиридий, иридрутеносмид, электрум, кюстелит, сплавы Pd-Ag-Cu, Bi-Te-Pd, Au-Cu-Ag, минералы ряда Ru, Ir, Os, Pt, Pd), сульфидов (прассоит, маккинстриит), сульфоарсенидов, теллуридов, висмутидов (мончеит, спериллит, петцит, гессит, креннерит, цуманит, сильванит, волынскит, мутманнит, мальдонит и др.); б) ведущая (85-90 об.%) роль в рудном парагенезисе сульфидов и их аналогов при резком преобладании среди них пирита и пирротина [16, 19, 22], которые вследствие очевидной принадлежности к различным стадиям длительно формирующейся рудообразующей системы характеризуются значительным кристалло-морфологическим разнообразием и существенными вариациями содержаний главных (Fe, S) и сопутствующих (Ni, Co, Cu); в) наличие оксидов Fe, Ti, Sn, U, Zr и гидрооксидов, карбонатов и сульфатов Fe, Ba, а также шеелита, монацита, циркона.

Основные кристалломорфологические типы минеральных фаз благородных металлов и их соотношения иллюстрируются рис. 3, 4.

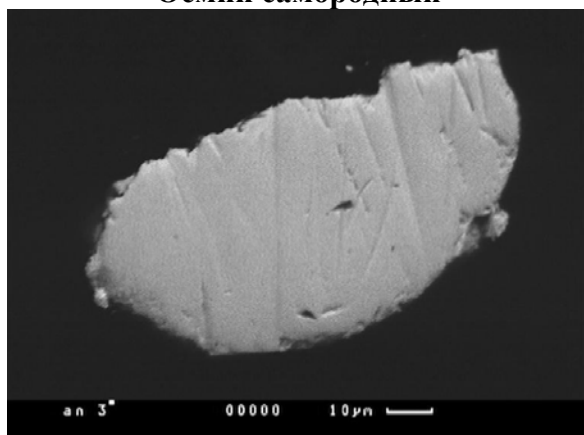
Помимо собственных минеральных фаз значительные концентрации ЭПГ и Au установлены в сульфидах и их аналогах (Pd=0,01-2,3 мас.%, Pt=0,02-1,28 мас.%, Au=0,02-0,62 мас.%, Ag до 0,42 мас.%) [16, 19, 22].



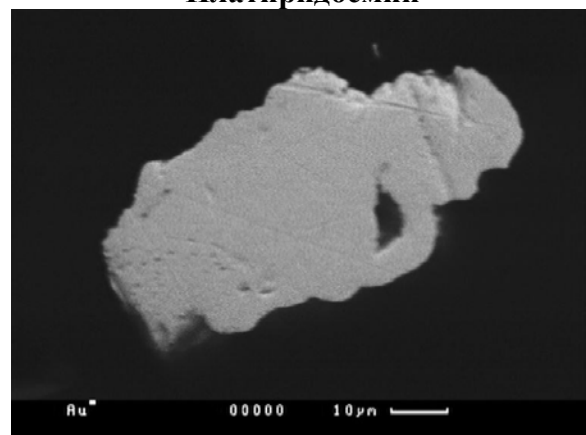
Осмий самородный



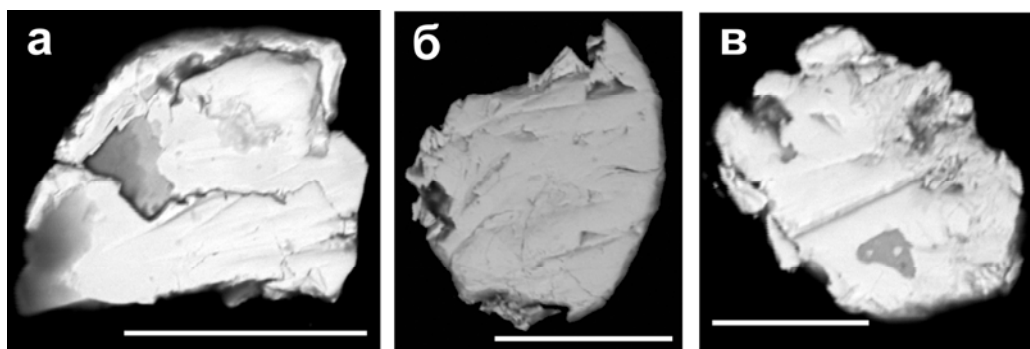
Платиридосмин



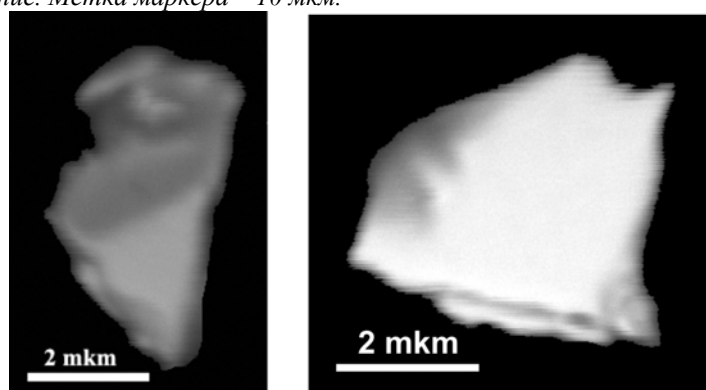
Платосмиридий



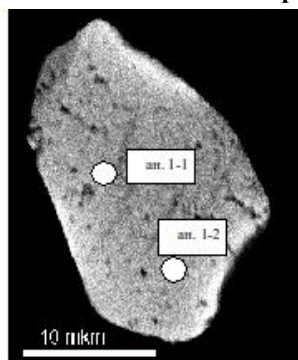
Золото самородное



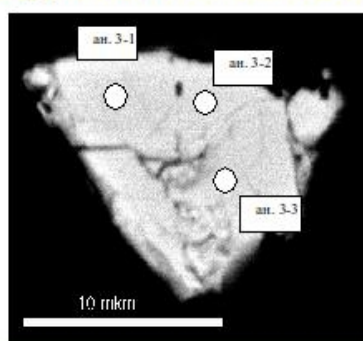
Зерна тугоплавких платиноидов: а) зерна минералов ряда (Os,Ru,Ir), видны включения, вероятно оксидной фазы (?); б) зерно рутений-осмий-иридиевого сплава с повышенной концентрацией платины (RuIrOsPt); в) зерно самородного рутения с примесью платины и родия (RuPtRh) с включением сульфида родия – прассолита (миассита); проба 18/4, Лебединское месторождение. Метка маркера – 10 мкм.



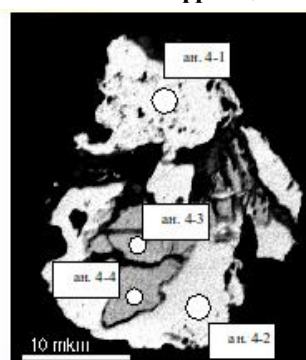
Характерные формы выделений сперрилита в тяжелой фракции.



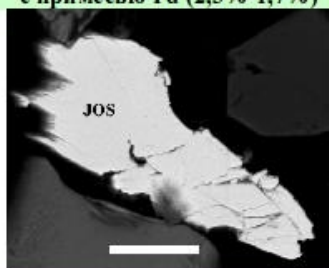
Кристалл кобальтина с примесью Pd (2,3%-1,7%)



Мончит



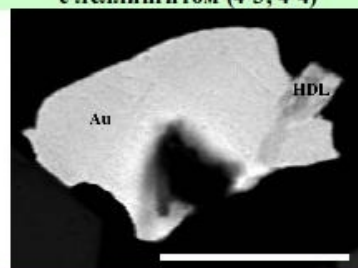
Сросток самородного золота (4.1-4.2) с теллуридом (4-3, 4-4)



Зерно жозита-А из рудного концентрата пробы.



Сложное срастание самородного золота с халькопиритом



Срастание самородного золота с хедлнитом

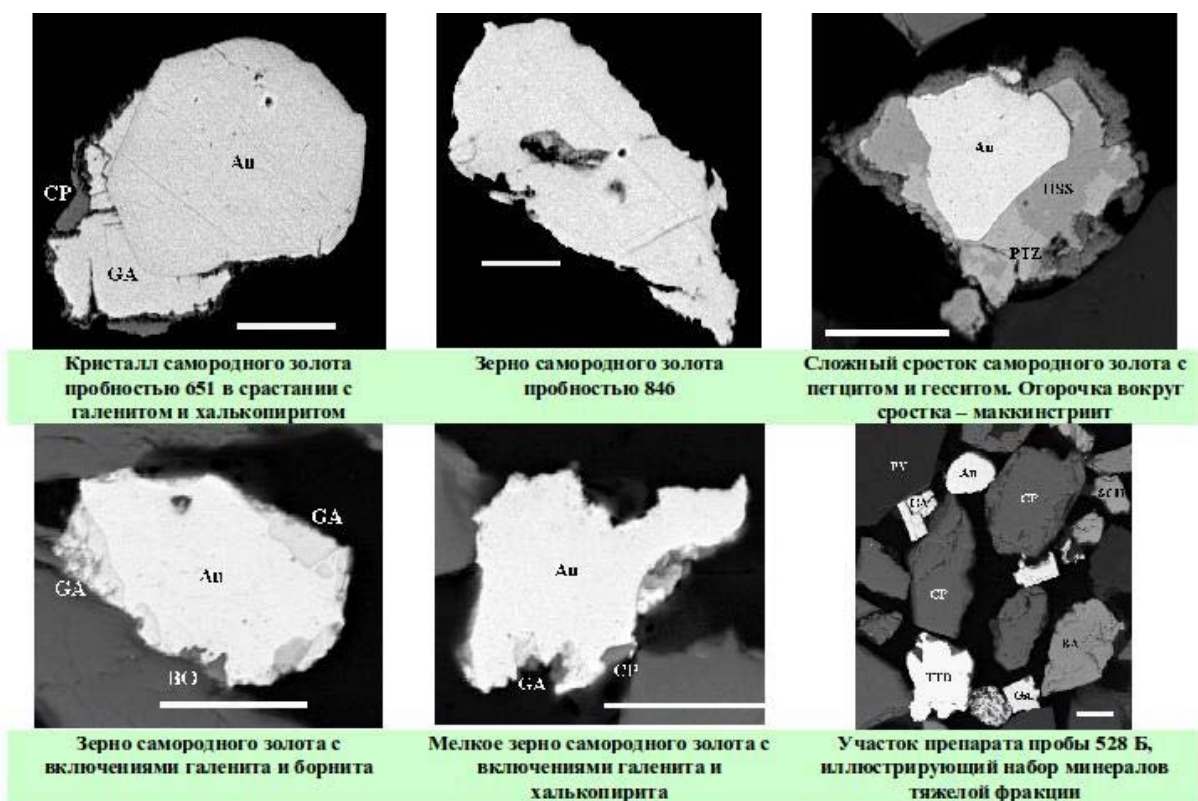


Рис. 3. Основные формы выделения минеральных фаз платиноидов и золота в железистых кварцитах КМА.

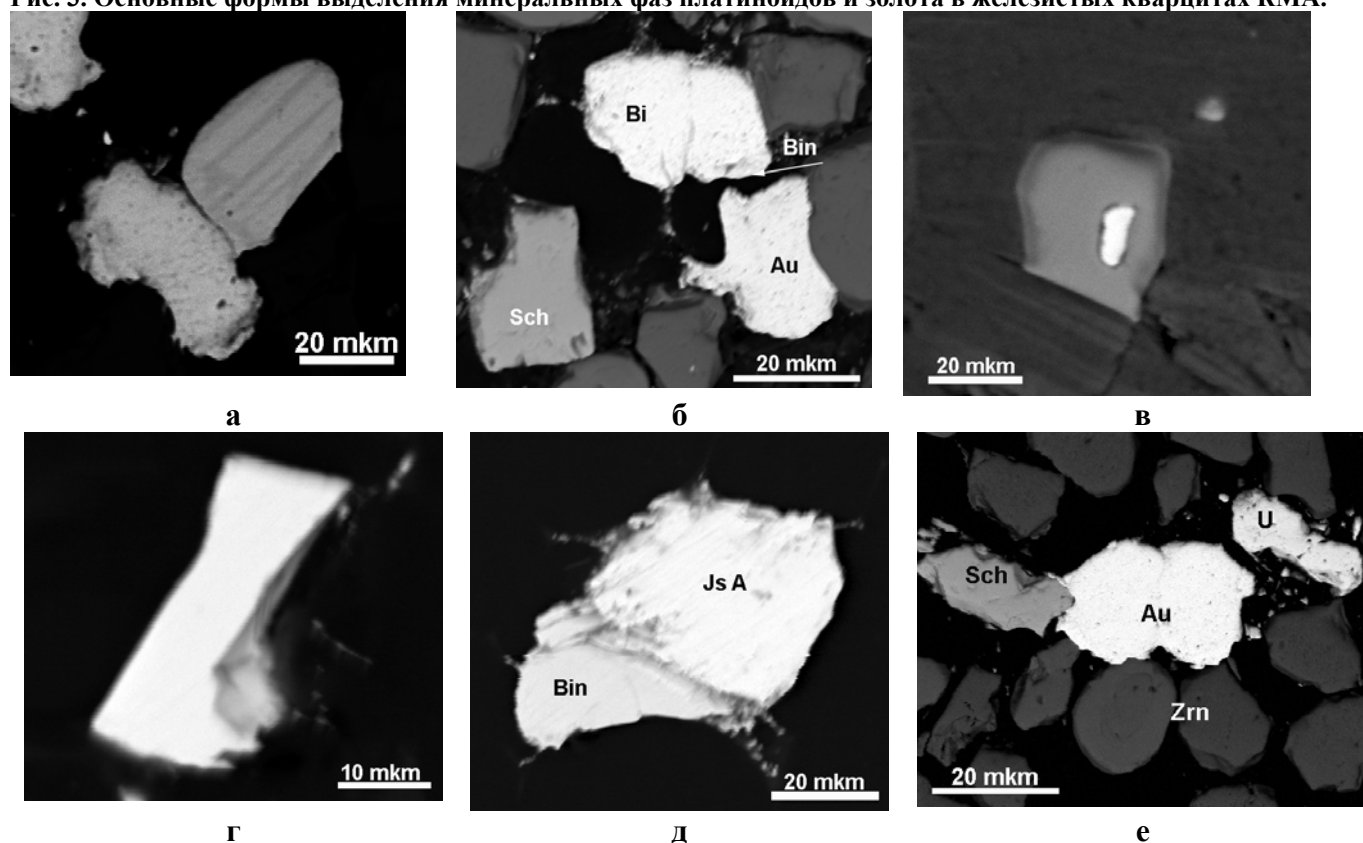


Рис. 4. Формы выделения самородного золота и сопутствующих минералов: а) два зерна золота разного состава: полосатое зерно – сплав золото-медь (темные полосы – AuCu ; светлые – Au_2Cu); крапчатое зерно снизу золото-серебряного состава; б) зерна золота (Au) и висмута (Bi) в сростании с висмутином (Bin) и шеелитом (Sch); в) включение самородного золота в пирите (хлорит-карбонатный метасоматит); г) кристалл лиллианита (в центре); д) сростание висмутита (Bin) и жозеита А (Js A); е) золото в ассоциации с уранинитом (U) цирконом (Zrn) и шеелитом.

2. Типы и минеральный состав золото-платинометалльного оруденения в черносланцевых стратифицированных толщах и их метасоматитах.

Помимо стратифицированных золото-платиносодержащих залежей на контакте стойленской и коробковской свит и залегающих среди железистых кварцитов внутрирудных сланцев, интерес представляют высокоуглеродистые сланцы и метасоматиты оскольской вулканогенно-осадочной серии, перекрывающей курскую. Эти отложения, представляющие совместно с курской серией, по-существу единый палеопротерозойский структурно-формационный комплекс протоплатформенного этапа и последующего континентального рифтогенеза и коллизии, особенно отчетливо проявляются в Старооскольском железорудном районе с известными сверхкрупными и крупными месторождениями КМА (см. рис. 2).

Характерными особенностями подобных золото-платиноносных структурно-формационных зон являются [1, 3, 4, 7, 8, 11, 16, 18, 20, 21]: а) полицикличность и многостадийность развития с резким преобладанием терригенно-осадочных (в том числе мощных железорудных) отложений на ранних стадиях (курская серия) и возрастающей ролью углеродистых вулканогенно-осадочных и вулканических образований (оскольская серия) на поздних стадиях их формирования; б) широкое развитие в разной мере дифференцированных вулканоплутонических ассоциаций с пикрит-толеит-базальтовыми и базальт-андезит-дацитовыми вулканиками (оскольская серия) и магматитами ультрамафит-мафитового, габбро-диорит-гранодиоритового и гранитоидного составов с отчетливой металлогенической специализацией на Cu, Pb, Zn, Au, Ag, металлы платиновой группы (ЭПГ), Р, В, редкие земли; в) высокая степень интенсивности проявления складчатости и взбросо-надвиговых перемещений, сложный структурный рисунок разломных нарушений различных порядков с образованием зон объемного катаклаза, выступающих в качестве контролирующих элементов рудообразующих систем; г) низкоградиентный тип метаморфизма в условиях эпидот-амфиболитовой и в большей мере зеленосланцевой фаций, способствующий перераспределению и накоплению рудного вещества и широкому развитию разнообразных по составу метасоматитов, сопровождающихся комплексным золото-платинометалльным оруденением тимского и кшенского типов, которые совместно с благороднометаллосодержащими междурудными сланцами и подстилающими роговскую свиту углеродистыми толщами стойленской свиты образуют, по существу, единую длительно формирующуюся черносланцевую рудную формацию [5, 16, 20, 21].

Оруденение **тимского типа**, наиболее полно проявившееся в крупной (протяжённость 130 км при ширине 30-50 км) Тим-Ястребовской структуре КМА (рис. 4) характеризуется: а) локализацией в нижней сульфидизированной углеродистой терригенно-осадочной части разреза тимской свиты оскольской серии; б) многоуровневым (3-7 горизонтов, мощностью от первых метров до 25-30 метров) размещением, высокими концентрациями (1.5-34.6 г/т) ЭПГ и Au, отчетливой корреляционной связью их с С, S и рядом петрогенных и малых (Ni, Cu, Co, Cr, Zn, Ti, V, Р и др.) элементов, преимущественно базальтоидным типом распределения ЭПГ (Pd>Pt>Rh>Ru>Ir>Os); в) высокой степенью концентрирования благородных металлов в наиболее тонкозернистой (<0.06 мм) сульфидно-углеродистой фракции, в которой их концентрации многократно (15-16 раз) превышают содержания в исходных (рудовмещающих) породах (табл. 2).

Таблица 2

Содержание ЭПГ и Au (г/т) в различных фракциях углеродистых сланцев Луневско-Введенской рудоносной зоны Тим-Ястребовской структуры (по [7, 11]).

Рудной зоны Гим. Истринской структуры (№ 17, 18).									
№ анализа	Фракция пробы, мм	Pt	Pd	Rh	Ir	Ru	Os	Au	
1	Исходная	0.074	0.070	0.180	0.005	<0.007	0.004	<0.005	0.080
	0.12-0.06	0.13	0.40	0.010	<0.010	0.006	<0.01	0.09	
	<0.06	0.27	0.94	0.018	<0.014	0.008	<0.01	0.33	
	>0.50	0.06	0.18	0.004	<0.006	0.002	-	0.11	
2	Исходная	0.074	0.120	0.610	0.007	<0.007	0.005	<0.005	0.060
	0.12-0.06	0.32	2.2	0.032	<0.010	0.021	<0.01	0.24	

№ анализа	Фракция пробы, мм	Pt	Pd	Rh	Ir	Ru	Os	Au	
	<0.06	0.84	3.2	0.038	<0.020	0.016	<0.01	0.23	
3	Исходная	0.074	0.100	0.210	0.005	<0.007	0.004	<0.005	0.080
	0.12-0.06	0.15	0.45	0.016	<0.010	0.012	<0.001	0.12	
	<0.06	0.45	2.0	0.058	<0.012	0.037	<0.01	0.27	
	>0.50	0.07	0.14	0.004	<0.005	0.002	-	0.11	
4	Исходная	0.074	0.080	0.380	0.005	<0.006	0.004	<0.005	0.090
	0.12-0.06	0.22	1.8	0.027	<0.010	0.015	<0.01	0.19	
	<0.06	0.41	5.4	0.047	<0.010	0.028	<0.01	0.41	
5	Исходная	0.074	0.080	0.220	0.005	<0.006	0.003	<0.005	0.080
	0.12-0.06	0.12	0.47	0.010	<0.020	0.006	<0.01	0.10	
	<0.06	0.24	1.51	0.027	<0.030	<0.007	<0.01	0.13	
	>0.50	0.13	0.31	0.004	<0.008	≤0.002	-	0.11	

Примечание: 1-4-местоположение проб (анализов): 1,2-скв.4011, гл.468.1-468.6 м (1) и 383.3-384.3 м (2); 3,4,5-скв.4014, гл.338.5-340.0 м (3), 353.7-354.7 м (4), 406.0-407.0 м (5). Пределы обнаружения зависели от величины навесок проб, полученных при ситовом фракционировании и последующем анализе.

При исследовании двух крупнообъёмных проб (Ф-11511; скв. 4011, интервал 459,0-477,0 м и Ф-11512; скв. 4014, интервал 314,0-357,0 м), отобранных из Малаховско-Введенской рудоносной зоны, показали высокие концентрации ЭПГ и Au атомно-адсорбционным методом, при этом применение СВЧ и катализа позволило существенно повысить содержания благородных металлов (табл.3).

Таблица 3.

Содержание элементов платиновой группы, золота и серебра в пробах высокоуглеродистых сланцев Луневско-Введенской зоны КМА(по [18]).

Элементы	Ф-11511		Ф-11512	
	Атомно-адсорбционный метод, в г/г	Суммарное содержание после обработки, г/г	Атомно-адсорбционный метод, в г/г	Суммарное содержание после обработки, г/г
Pt	0.30	0.75	0.54	0.68
Rh	0.25	0.71	0.50	0.89
Ir	0.90	1.82	1.00	1.05
Pd	0.10	0.64	0.05	0.42
Σ ЭПГ	1.55	3.92	2.09	3.24
Au	0.90	3.10	1.15	4.30
Ag	12.00	21.20	9.3	19.40
Σ ЭПГ+Au+Ag	14.45	28.22	12.54	26.96

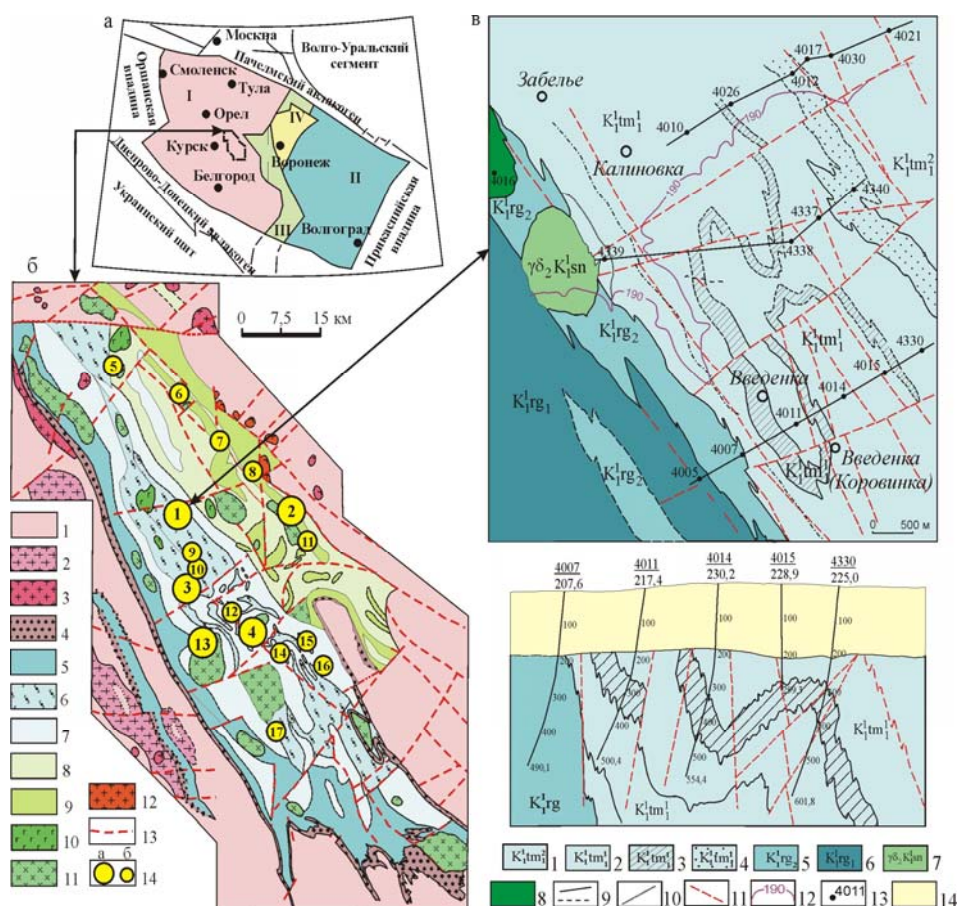


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Тим-Ястребовской золото-платиноносной структуры ВКМ (б), ее местоположение на ВКМ (а) и геологическая схема Луневско-Введенского участка центральной части Тим-Ястребовской структуры с разрезом (в): а) I – мегаблок КМА; II – Хоперский мегаблок; III – Посевская шовная зона; IV – Ольховско-Шукавская грабенсинклиналь; многоугольником обозначено местоположение Тим-Ястребовской структуры; б) 1 – обоянский плутоно-метаморфический комплекс (AR_{1ob} ; плагиогнейсы, прослои и линзы амфиболитов, прослои кварцитов); 2 – салтыковский комплекс мигматит-плагиогранитовый (AR_{2sl} ; плагиограниты, тоналиты, гранодиориты); 3 – атамановский комплекс умеренно-щелочных гранитов (AR_{2a} ; граниты умеренно щелочные плагиоклаз-микроклиновые); 4-12 – раннекарельские образования: 4 – курская серия (K_1ks ; кварцито-песчаники, сланцы, железистые кварциты); 5-9 – оскольская серия: 5 – роговская свита (K_1rg ; карбонатные сланцы, кварц-биотитовые сланцы, доломиты, известняки); 6-9 – тимская свита, нижняя и верхняя подсвиты: 6-7 – нижняя тимская подсвита (K_1tm_1); 6 – существенно терригенная: углеродистые сланцы, метапесчаники, метаалевролиты; 7 – вулканогенно-терригенная: ортосланцы основного и среднего состава, амфиболиты, углеродистые сланцы; 8-9 – верхняя тимская подсвита (K_1tm_2): 8 – нижняя терригенно-углеродистая толща (метапесчаники, сланцы, карбонатные сланцы, амфиболиты); 9 – верхняя вулканогенная толща (ортосланцы ультраосновного, основного и реже среднего состава, амфиболиты, метапесчаники); 10 – золотухинский перидотит-пироксенит-габброноритовый комплекс (K_1z); 11 – стойло-николаевский диорит-гранодиоритовый комплекс (K_1sn); 12 – малиновский гранитный комплекс (K_1m); 13 – тектоно-николаевские нарушения; 14 – разномасштабные по ресурсам (а, б) благороднометалльные рудопроявления: 1 – Луневское, 2 – Кшенское, 3 – Пожженское, 4 – Прилепское, 5 – Сергеевское, 6 – Верхне-Березовское, 7 – Луговское, 8 – Панское-I, 9 – Северо-Тимское, 10 – Тимское, 11 – Роговецкое, 12 – Южно-Погоженское, 13 – Роговское, 14 – Зареченское, 15 – Петровское, 16 – Безленкинское, 17 – Крутоверховское; в) 1 – нижнетимская подсвита, верхняя толща: ортосланцы по породам основного состава (амфиболовые, актинолит-амфиболитовые сланцы) амфиболиты; 2-4 – нижнетимская подсвита: 2 – горизонт углеродсодержащих кварц-биотитовых сланцев с прослоями кварцитовидных песчаников, метапесчаников, карбонатных пород умеренно сульфидизированных, гранатсодержащих; 3 – горизонт углеродистых кварц-плагиоклаз-слюдистых золото-платиносодержащих сланцев с широким развитием карбонатных, карбонат-амфиболовых пород, тремолитов, доломитов с повышенным содержанием сульфидов; 4 – горизонт черных, темно-серых углеродистых кварц-биотитовых сланцев, алевросланцев с прослоями метапесчаников умеренно сульфидизированных; 5 – роговская свита, верхняя подсвита: доломиты, амфибол-карбонатные породы, сланцы; 6 – роговская свита, нижняя подсвита; 7-8 – интрузивные образования: 7 – стойло-николаевский комплекс, вторая фаза: гранодиориты и кварцевые диориты; 8 – первая фаза: габбро, габбродиориты; 9 – геологические границы: достоверные и предполагаемые; 10 – границы разновозрастных образований (фациальные) внутри стратиграфических подразделений; 11 – разломы; 12 –

абсолютная отметка кристаллического фундамента; 13 – местоположение и номера пробуренных скважин; 14 – породы осадочного чехла.

К этой структуре приурочен **кшенский тип** золото-платиносодержащего оруденения, сосредоточенный в протяжённой (более 100 км при ширине 2-8 км) Воскресеновской рудоносной зоне рассланцованных, катаклазированных, миланитизированных и различных по степени интенсивности метаморфически и метасоматически преобразованных основных и ультраосновных вулканитов и углеродсодержащих вулканогенно-осадочных пород верхней части разреза тимской свиты (рис. 5). Характерными особенностями кшенского типа оруденения являются [4, 5, 11, 16, 20, 21]: а) отчётливая пространственно-временная связь золото-платиносодержащих руд с зонами повышенной сульфидной минерализации, определяющая принадлежность оруденения к сульфидно-вкрапленному типу с ведущей ролью пирит-пирротинового и арсенопирит-пиритового минеральных парагенезисов при крайне ограниченном проявлении жильного сульфидно(пирит)-кварцевого типа; б) резкое преобладание Au (230-6500 мг/т, иногда до 20100 мг/т) над Pt (60-680 мг/т, в редких случаях до 18000 мг/т) и Pd (50-100 мг/т, иногда до 400 мг/т); в) значительная аналогия по геолого-структурному положению, характеру рудовмещающих пород, условиям локализации бескварцевого сульфидно-вкрапленного типа оруденения с рядом известных крупных месторождений (Калгури в Австралии, Гейта в Танзании, Вендерер в Южной Родезии; [16, 20]).

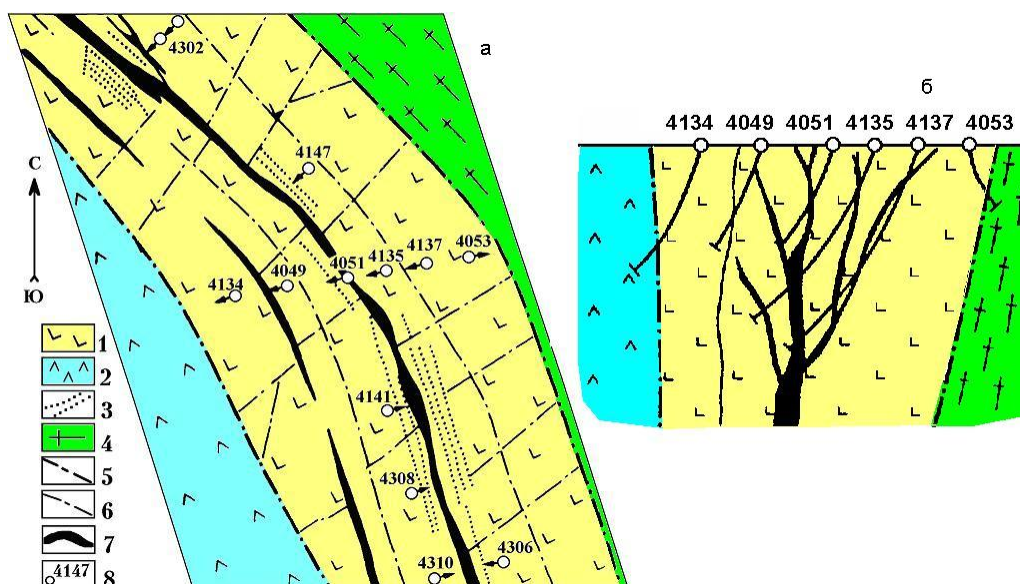


Рис. 6. Схема геологического строения (а) и геологический разрез (б) Кшенского рудопроявления: 1-2 – оскольская серия, верхняя подсвита тимской свиты: верхняя толща (1), нижняя толща (2); 3 – дайки разного состава и формационной принадлежности; 4 – мигматиты, анатектит-граниты; 5-6 – разрывные нарушения: главные (5) и второстепенные (6); 7 – золото-платиносодержащие рудные тела; 8 – скважины и их номера.

Золото-платинометалльное оруденение тимского и кшенского типов характеризуется сложным многокомпонентным, полиминеральным составом (свыше 60 рудных минералов, в том числе более 20 собственных минеральных фаз ЭПГ и Au; табл. 4) и многообразием форм распределения благородных металлов в виде [11, 20, 21]: а) самородных элементов (золото, палладий, платина, осмий, серебро); б) металлических твёрдых растворов и интерметаллических соединений – палладий платиносодержащий, платина железосодержащая, золото-платина-палладий, осмистый иридий, рутениридосмин, платиридосмин, платосмиридий, золото ртуть-теллур-серебросодержащее, амальгама золота-серебра, аркверит, станнид палладия (неназванный минерал), платина-палладий-золото-серебро-олово; в) сульфидов, теллуридов, селенидов и сульфосоединений ЭПГ, Au и Ag – сперрилит, ирарсит, гёссит, селенид палладия и платины (неназванный минерал), тестибиопалладинит, антимонид палладия и золота (неназванный минерал) и др.;

г) примесей в основных платино-паладий-золотосодержащих рудообразующих сульфидах (мас.%) – пирротине (Au до 0,27, Pt до 0,27 и Pd до 0,13), пирите (Pt до 0,18, Au до 0,17 и Pd до 0,03), халькопирите (Pt до 0,60, Au до 0,16 и Pd до 0,08), сфалерите (Pd до 0,06) и других спорадически развитых сульфидах, сульфоарсенидах, сульфоантимонидах и теллуридах – арсенопирите (Au до 0,32, Pt до 0,18), пентландите (Au=0,13, Pt до 0,07, Pd до 0,04), галените (Pt до 0,15, Au до 0,10), молибдените (Pd до 0,14, Au до 0,07), теллуровисмутите (Pt до 0,95, Au до 0,35, Pd до 0,08), ульманите (Pt до 0,17, Au до 0,11, Pd до 0,08), алабандине (Pd до 0,13, Pt до 0,10, Au до 0,10), герсдорфите (Pt до 0,22, Au до 0,31, Pd до 0,02), кобальтине (Pd до 0,03), которые в совокупности с нахождением благородных металлов в углеродистом веществе (в том числе и в фуллеренах) определяют необходимость разработки принципиально новых экологически безопасных технологий извлечения всего комплекса металлов[18].

Характерной особенностью минералов ЭПГ и Au является их тесная ассоциация со сложными титанатами Ba, Ca и Bi. В сростании с минералами титановой группы наиболее часто встречается неназванный титанат Ba, являющийся по составу Ba - аналогом перовскита $(Ba,Ca)(Ti,Zr)O_4$; реже минералы платиновой группы ассоциируют с перовскитом $(Ca,Ba,Sr)TiO_3$, титанатом Ba и Bi - $BaBi_2(Ti,Nb)_3O_{10}$, а так же титанатами Ba состава $BaTiO_3$ и $Ba_2Ti_5O_{12}$. Кроме того, в этих агрегатах присутствуют мелкие (1-5 мкм) включения неназванного титаната бария состава $Ba_2Ti_5O_{12}$. В палладий-платиносодержащих концентратах тяжелых минералов микрозондовыми анализами установлены апатит, рутил, монацит $(Ce,La,Nd,Th,Y,Gd,Sm)PO_4$, шеелит $Ca(W,Mo)O_4$, бадделиит $(Zr,Hf,Sc)O_2$, барит, циркон и др. (см. табл.4). Тесная ассоциация минералов платиновой группы с титанатами Ba, Ca и Bi выступает в качестве надежного минералогического признака при поисках благороднометалльной минерализации в черных сланцах.

Характерные морфологические типы минеральных фаз ЭПГ, Au и ассоциирующих с ними других минералов приведены на рис. 7, 8.

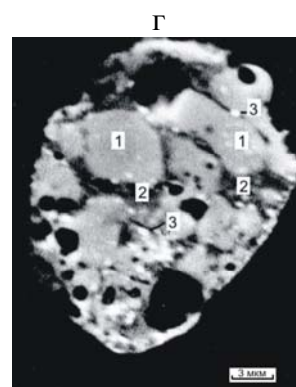
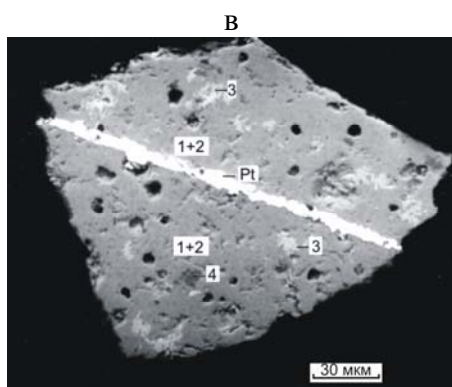
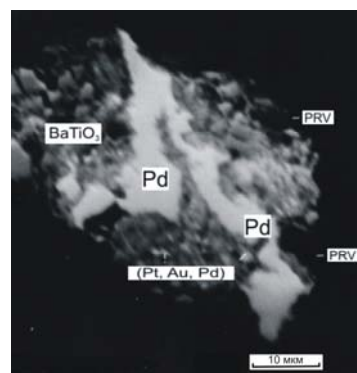
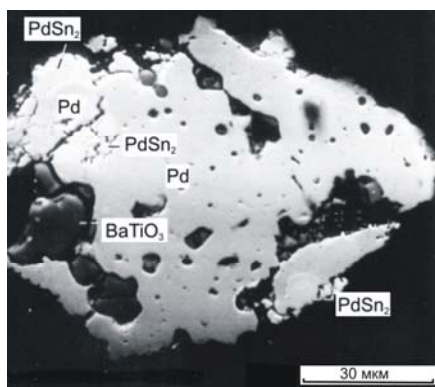
Таблица 4.

Минералы золото-платинометалльного оруденения черносланцевого типа ВКМ.

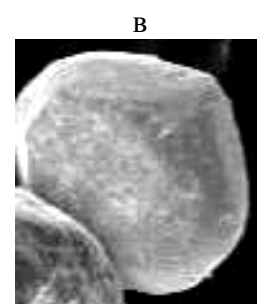
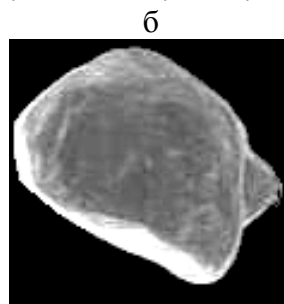
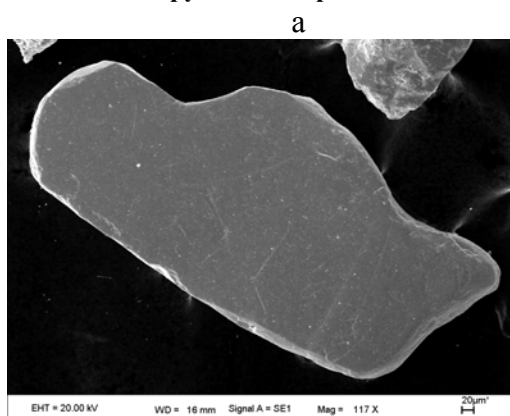
<i>Самородные металлы</i>	
Золото	Au
Палладий	Pd
Платина	Pt
Осмий	Os
Медь	Cu
Серебро	Ag
<i>Металлические твердые растворы и интерметаллические соединения</i>	
Палладий платиносодержащий	$Pd_{0.94}Pt_{0.06}$
Платина железосодержащая	$Pt_{0.96}Fe_{0.04}$
Золото-платина-палладий	$Pd_{0.86}Pt_{0.08}Au_{0.04}Fe_{0.02}$
Осмистый иридий (невьянскит?)	(Ir,Os)
Платиридосмин	(Os, Ir, Pt)
Рутениридосмин	(Os, Ir, Ru)
Золото ртуть-теллур-серебросодержащее	$Au_{0.53}Ag_{0.29}Te_{0.07}Hg_{0.02}$
Амальга золота-серебра	$Au_{6.95}Ag_{6.07}Hg_{3.14}$
Аркверит	(Ag,Hg,Pt)
Станнид палладия (неназванный минерал)	$PdSn_2$
Платина-палладий-золото-серебро-олово	(Pt,Pd,Au,Ag,Sn,Zn)
<i>Сульфиды</i>	
Пирит	FeS_2
Ni-Cu-пирит	$(Fe,Cu,Ni)S_2$
Ni-Co-пирит	$(Fe,Ni,Co)S_2$
Макинавит	$(Fe_{7.86}Ni_{0.89}Co_{0.04}Cu_{0.13}Zn_{0.02})_{8.94}S_{8.06}$
Пирротин	$Fe_{1-x}S$
Ni-пирротин	$(Fe,Ni)_{1-x}S$
Пентландит, в том числе Ag-Pt-Pd-содержащий	$(Fe,Ni)_9S_8$

Халькопирит	(CuFe)S ₂
Марказит	FeS ₂
Кубанит	CuFe ₂ S ₃
Биоларит	FeNi ₂ S ₄
Марганцовистый сфалерит	(Zn _{0.87} Mn _{0.13})S
Селенистый галенит	(Pb _{0.99} Fe _{0.03}) _{1.02} (S _{0.77} Se _{0.21}) _{0.98}
Молибденит, в том числе Re-Pd-Au-содержащий	MoS ₂
Киноварь	HgS
Дигенит	Cu _{2-x} S
Куприт	Cu ₂ O
<i>Сульфоарсениды, теллуриды, антимониды, селениды, сульфосоли</i>	
Сперрит	PtAs ₂
Ирарсит	(Ir, Ru, Rh, Pt) AsS
Арсенопирит	(Fe _{0.9} Ni _{0.1})AsS
Алтаит	(Pb _{0.95} Fe _{0.13}) _{1.08} Te _{0.92}
Гессит	(Ag _{1.94} Cu _{0.04}) _{1.98} Te _{1.02}
Ульманит	(Ni _{0.87} Co _{0.07} Fe _{0.07} Cu _{0.01}) _{1.02} Sb _{1.01} S _{0.97}
Теллуровисмутит	(Bi _{1.69} Pb _{0.23} Fe _{0.11} Ag _{0.04}) _{2.07} (Te _{2.89} Sb _{0.02} Se _{0.01}) _{2.92}
Буланжерит	(Pb _{4.64} Cu _{0.57} Fe _{0.28}) _{5.44} (Sb _{3.92} Sn _{0.02}) _{3.49} (S _{10.4} Se _{0.10}) _{10.59}
Клаусталит	(Pb _{0.98} Cu _{0.02}) _{1.0} (Se _{0.78} S _{0.27}) _{1.0}
Цинкосодержащий станнин	Cu _{1.95} (Fe _{0.97} Zn _{0.11}) _{1.08} Sn _{1.02} S _{3.95}
Станнин	Cu _{1.98} (Fe _{1.08} Ni _{0.01}) _{1.09} Sn _{1.00} S _{3.94}
Селенид палладия и платины (не названный минерал)	(Pd _{2.39} Pt _{0.53} Fe _{0.06}) _{2.98} Se _{2.02}
Тетраэдрит	Cu ₁₂ Sb ₄ S ₁₃
Теллурантимонид палладия (тестибиопалладинит (?))	(Pd _{0.88} Fe _{0.10} Ni _{0.08}) _{1.06} (Te _{1.01} Sb _{0.89} Bi _{0.04}) _{1.94}
<i>Оксиды, вольфраматы, молибдаты, фосфаты и др.</i>	
Ильменит	FeTiO ₃
Магнетит	Fe ₃ O ₄
Рутил	TiO ₂
Касситерит	SnO ₂
Шеелит	Ca(W,Mo)O ₄
Перовскит	(Ca,Ba,Sr)TiO ₃
Титанат бария	(Ba,Ca)(Ti,Zr)O ₄
Титанат бария и висмута	(Ba,Bi) _{1-x} (Ti,Nb)O ₃
Бадделиит	(Zr,Hf,Sc)O ₂
Циркон	Zr[SO ₄]
Барит	Ba[SO ₄]
Монацит	(Ce,La,Nd,Th,Y,Gd,Sm)PO ₄
Апатит	Ca ₅ [PO ₄] ₃ (F,Cl)

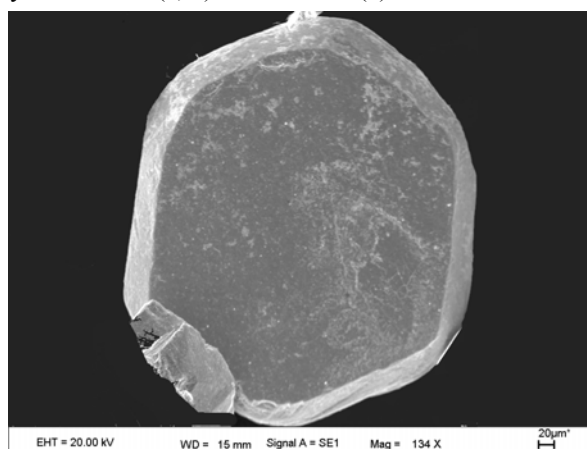
Выполнена оценка ресурсов (категории P₁-P₂-P₃) в пределах развития черносланцевых толщ и метасоматитов (тимской и кшенский типы) Тим-Ястребовской структуры (Au=1754 т, ЭПГ=763 т, сумма Au и ЭПГ=2517 т) и стратиформного черносланцевого типа в пределах контура Михайловского железорудного узла (по категории P₂+P₃; Au=520 т, Pt=275 т, Pd=561,6 т; сумма Au и ЭПГ составляет 1356,6 т).



Растровые электронно-микроскопические фото в обратно-рассеянных электронах зерен минералов платиновой группы из черных сланцев КМА: а-г- полированные шлифы из зерен. PRV-перовскит.



Морфология рутенидосминов: уплощённая (а, б) и объёмной (в).

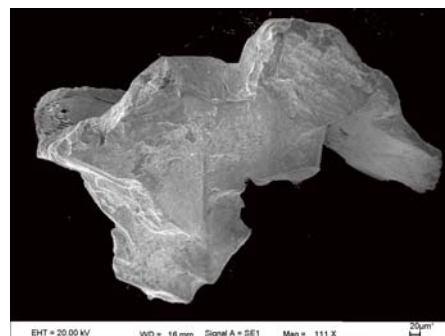
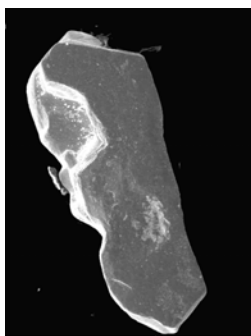
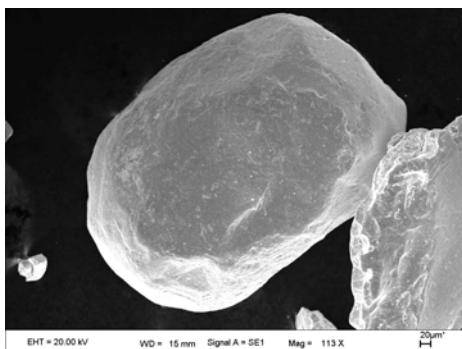


Кристалл рутеносмиридина

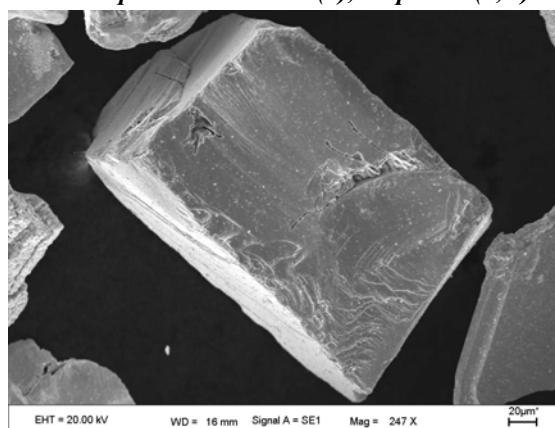
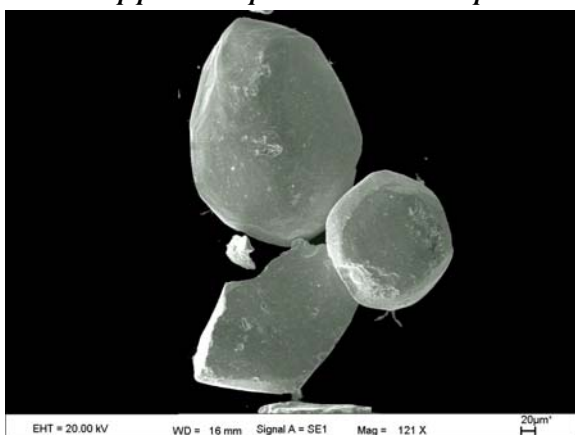
а

б

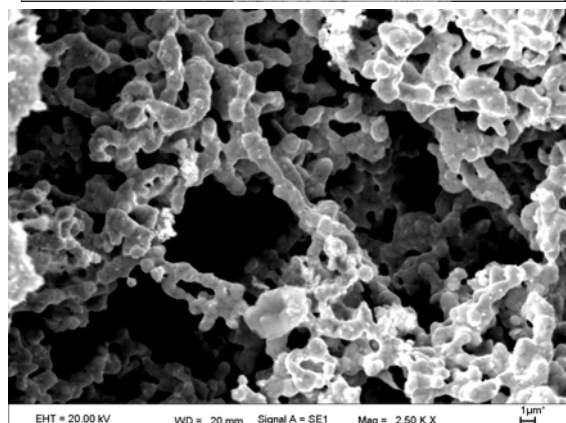
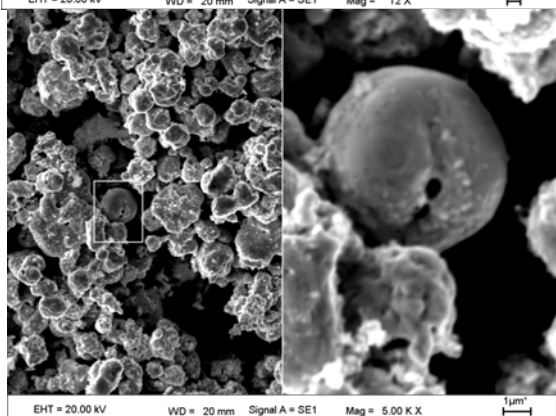
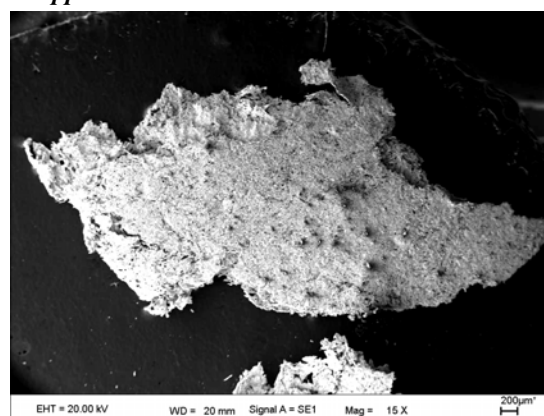
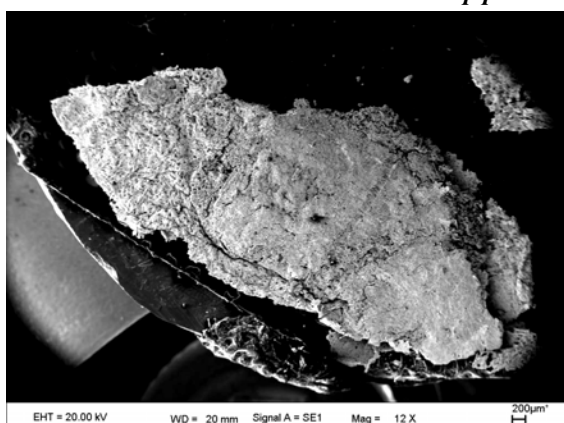
в

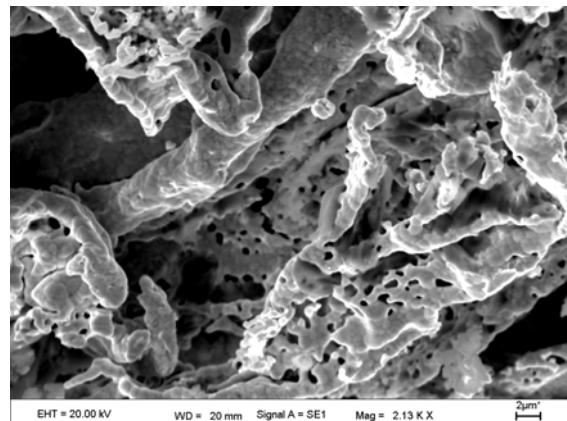
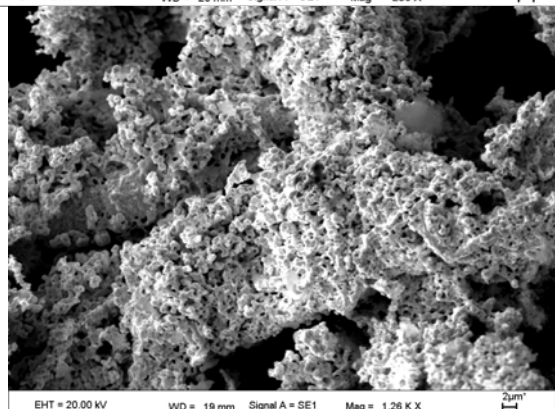
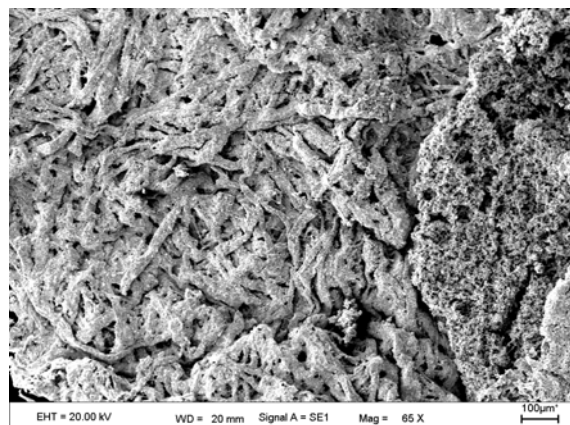
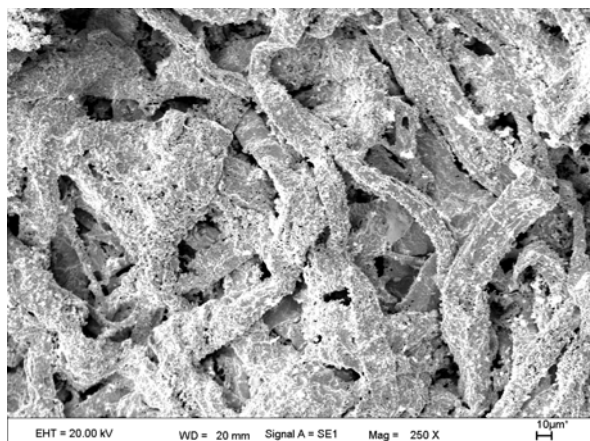


Морфология кристаллических зерен с повышенным содержанием осмия (а), и иридия (б, в).

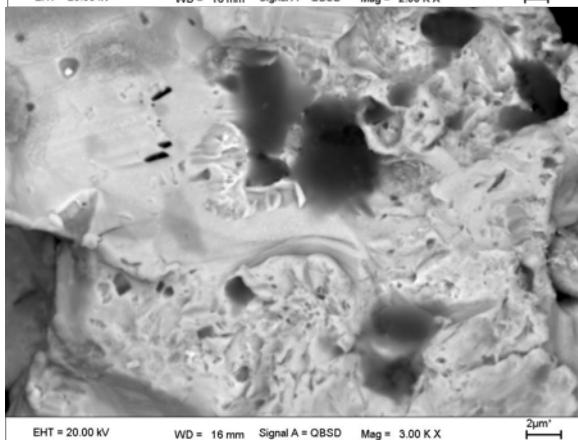
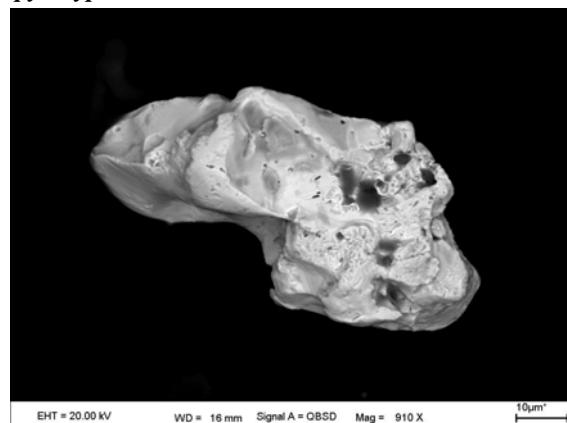
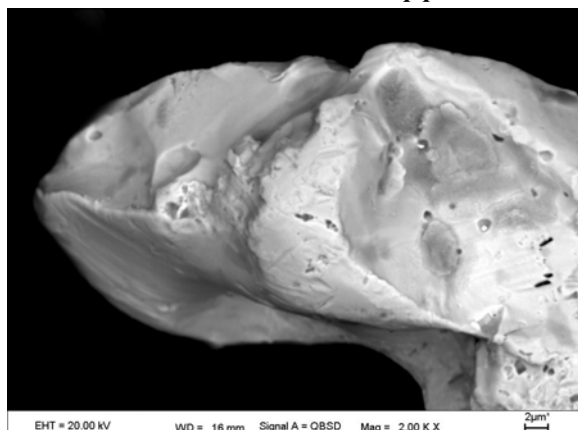


Морфология зерен сперрилита





Морфология и микроструктура платины



Морфология и микроструктура зерен золота

Рис. 7. Формы выделения минеральных фаз платиноидов и золота в черносланцевых толщах (тимской тип)

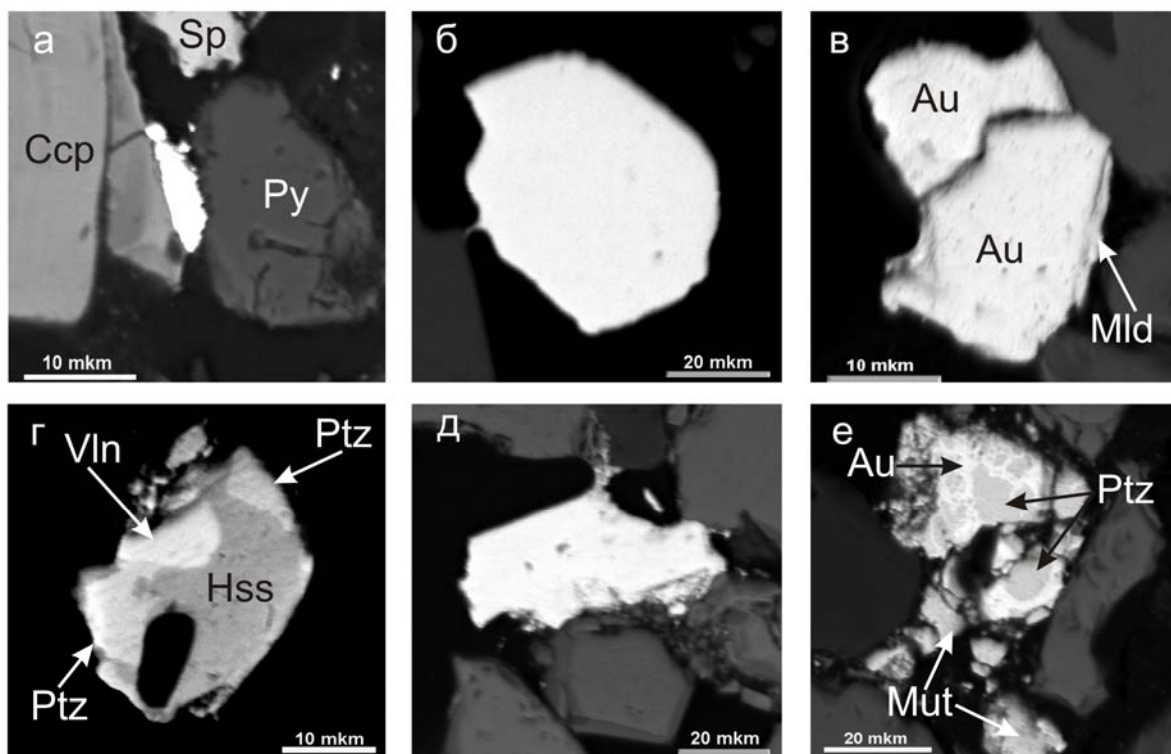


Рис. 8. Формы выделения самородного золота и сопутствующих минералов из тяжелой фракции концентратов минералогических проб внутрирудных амфиболсодержащих сланцев: а) пластинчатое золото в сростании халькопиритом (Ccp) на границе с пиритом (Py), сверху светло-серое зерно сфалерита (Sp); б) зерно высокопробного самородного золота; в) сростание самородного золота (Au) различного состава (сверху золотины с пробностью 955‰, внизу – 819‰), на периферии более низкопробного зерна оторочка мальдонита (Mld); г) сросток теллуридов благородных металлов петцита (Ptz), гессита (Hss) и вольтскита (Vln); д) кристалл сивьянита (в центре); е) замещение петцита самородным золотом и мунитом (Mut).

3. Источники и модель формирования благороднометалльного оруденения.

Комплекс структурно-вещественных признаков по закономерностям размещения, минеральному и химическому составу пород и руд, формам нахождения МПГ, Au и их взаимосвязи с определенными фациальными и минералогическими типами железистых кварцитов, углеродистых сланцев и вулканитов, соотношениям стабильных изотопов C, O, S и другим параметрам (в том числе числовым характеристикам по РТ-условиям [16, 17, 19, 20, 21] образования силикатных и рудных минеральных парагенезисов) свидетельствуют о формировании благороднометалльной рудообразующих систем тимского, старооскольского и кшенского типов в условиях сопряженной деятельности нескольких разнородных источников рудного вещества [11, 16, 20, 21]: а) экзогенного (осадочно-хемогенного); б) флюидно-магматогенного в связи с многоактным разноглубинным проявлением вулканогенно-интрузивного магматизма с нарастающей щелочностью и флюидонасыщенностью; в) метаморфогенного с экстракцией рудного вещества из субстрата и его мобилизацией в процессе функционирования глубинных флюидно-магматогенных очаговых зон и проявления регионального метаморфизма и гидротермально-метасоматических процессов. В совокупности эти источники (рис. 5) определяют принадлежность золото-платинометалльного оруденения в железорудных месторождениях КМА к полигенному и полихронному осадочному и осадочно-флюидно-магматогенному, позднее метаморфизованному [3, 5, 8, 10, 11, 16, 19, 20, 21 и др.].



Рис. 9. Источники поступления рудного вещества при формировании благородно-металльного оруденения в межрудных сланцах курской серии (на примере Оскольского железорудного месторождения; по В.С. Кузнецову).

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 08-05-00158) и
Гранта Президента Российской Федерации (НШ-2211.2008.5)*

Литература.

1. Буряк В.А., Михайлов Б.К., Цымбалюк Н.В. Генезис, закономерности размещения и перспективы золото- и платиноносности черносланцевых толщ // Руды и металлы.- 2002.-№6.-С.25-36.
2. Двойнин В.В., Дунай Е.И., Воевода И.И. Золотоносность железистых кварцитов курской серии КМА // Разведка и охрана недр. 1993. №9. С.12-14.
3. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. – С.Пб.: Наука, 2000.-755 с.
4. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Чередникова О.И. Металлогения платиноидов крупных регионов России.-М.: ОАО Геоинформмарк, 2001.-302 с.
5. Додин Д.А., Золоев К.К., Коротеев В.А., Чернышов Н.М. Углеродсодержащие формации – новый крупный источник платиновых металлов XXI века. – М.: ООО «Геоинформмарк», 2007. – 130 с.
6. Железные руды КМА. / Под. ред. В.П. Орлова. М.: Геоинформмарк, 2001. - 616 с.
7. Рудашевский Н.С., Кнауф В.В., Чернышов Н.М. Минералы платиновой группы из черных сланцев КМА //Докл. РАН.- 1995. -Т. 334, № 1. -С. 91-95.
8. Созинов Н.А., Чистякова Н.Н., Казанцев В.А. Металлоносные черные сланцы Курской магнитной аномалии. М.: Наука, 1988. 149 с.
9. Тигунов Л.П., Быховский Л.З. Проблемы и перспективы попутного получения благородных металлов из нетрадиционных источников минерального сырья. // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. Матер. Всеросс. симпозиума. М.: 2002. С.381-384.

10. Чернышов Н.М. Формационно-генетические типы платинометалльных проявлений Воронежского кристаллического массива // Платина России. Пробл. развития МСБ платиновых металлов. - М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1994. - С.85-103.
11. Чернышов Н.М. Новый тип золото-платинометалльного оруденения в стратифицированных черносланцевых комплексах ВКМ (закономерности размещения, минералого-геохимические особенности и геолого-генетическая модель формирования) // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геологическая. - 1996. - №1. - С.114-132
12. Чернышов Н.М., Додин Д.А. Формационно-генетическая типизация месторождений металлов платиновой группы для целей прогноза и металлогенического анализа // Геология и геофизика. - 1995. - Т. 36.-№1. - С. 65-70.
13. Чернышов Н.М. Формационно-генетическая типизация платинометалльного оруденения и перспективы наращивания минерально-сырьевого потенциала платиновых металлов России // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. – 1996. – Вып. 2. – С. 75-85.
14. Чернышов Н.М., Изоитко В.М., Петров СВ., Молотков С.П. Первые находки минеральных форм элементов платиновой группы в железистых кварцитах КМА (Центральная Россия) // Докл. РАН. 2003. Т.391. №1. С. 104-107.
15. Чернышов Н.М., Петров СВ., Молотков С.П. Особенности распределения и формы нахождения благородных металлов в железистых кварцитах Михайловского месторождения КМА и их техногенных продуктах (Центральная Россия). // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. геол., 2003. №1. С.93-104.
16. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та. 2004. 448 С.
17. Чернышов Н.М., Петров СВ. Новые минеральные формы платиноидов и золота в железистых кварцитах Лебединского месторождения КМА (Центральная Россия). // Докл. РАН. 2006. Т.408. №4. С.586-589.
18. Чернышов Н.М., Моисеенко В.Г., Абрамов В.В. Новые минералы платиноидов в черносланцевых комплексах тимского типа (КМА) // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Серия: Геология, 2007, №2. – С. 152-158.
19. Чернышов Н.М. Благороднометаллосодержащие парагенезисы сульфидов и их аналогов в железорудных месторождениях КМА (Центральная Россия). // Вестник Воронеж. гос. ун-та, Геология, 2007. №1. - С. 101-114
20. Чернышов Н.М. Золото-платинометалльное оруденение черносланцевого типа Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). / Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та. – 2007. – 177 с.
21. Чернышов Н.М. Минералы благородных в рудах черносланцевого типа Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия) // Зап. РМО. 2009. СXXXVI. №1. с.36-51
22. Чернышов Н.М., В.С. Кузнецов, С.В. Петров. Новые данные о минеральном составе благороднометалльного оруденения Стойленского железорудного месторождения КМА (Центральная Россия) // Доклады РАН. - 2009. - Т. 428, №6. - С. 801-804.
23. Чернышов Н.М. Типы и минеральный состав золото-платинометалльного оруденения железорудных месторождений-гигантов КМА (Центральная Россия). // Докл. РАН. 2010. т.430. №3. С.395-399.
24. Шелехов А.Н., Лючкин В.А., Ляховкин Ю.С. Месторождения железистых кварцитов и продукты их передела — новый перспективный источник золото-

- платинометалльного сырья в XXI в. (на примере Центральной России). // Платина России. М.: ЗАО «Геоинформмарк». 1999. Т. III. кн. 2. С. 289-294.
- 25.** Шер С.Д. Минералогия золота. М.: Недра, 1972. 295 с.

К вопросу о природе голубой окраски магматогенного кварца**А.Ю. Альбеков, А.В. Жабин, М.В. Рыборак***Воронежский государственный университет**394006, Воронеж, Университетская пл., 1; e-mail: petrology@list.ru*

Аннотация. Проведены исследования состава и структуры порфировых выделений кварца голубого цвета в метариолитах лебединской свиты михайловской серии. Установлено, что кварц приобретает голубую окраску вследствие тончайшего (на уровне 1-5 микронов) расслоения, которое может быть вызвано достаточно быстрым остыванием магматической массы, либо вследствие более позднего тектонического воздействия. Основное влияние на возникновение окраски оказывают образующиеся вокруг микрочастиц кварца полости.

Ключевые слова. Голубая окраска кварца, микроструктура, метариолиты, Курский блок

Кварц (SiO_2) является одним из главных минералов, как группы окислов, так и семейства кремнезёма и широко распространён в литосфере. Содержит в небольших количествах примеси Al, Fe, Ca, Mg, Ti, Na, K, Li, OH и др. Установлено 12 полиморфных модификаций кристаллического SiO_2 , из них основные — α -кварц (тригональный низкотемпературный), β -кварц (гексагональный высокотемпературный), β_2 -тридимит (гексагональный), β -кристобалит (кубический). Все они устойчивы при нормальном давлении, образование их определяется температурой среды. При давлении свыше 2 ГПа образуется моноклинный коэсит, свыше 10 ГПа — самая плотная модификация кварца — гексагональный стишовит. Кристаллическая структура α - и β -кварца представлена каркасом из связанных вершинами $[\text{SiO}_4]$ -тетраэдров, спирально закрученных вдоль тройных осей симметрии, вследствие чего различаются правые и левые энантиоморфные формы.

Кварц выделяется в виде отдельных зёрен, хорошо огранённых призматических, редко ромбоэдрических кристаллов, зернистых и шестоватых агрегатов, сливных микроволокнистых и сферолитовых масс (халцедон). Помимо полиморфных модификаций, в зависимости от окраски, выделяется несколько его кристаллических разновидностей: горный хрусталь — водянисто-прозрачный крупнокристаллический; дымчатый кварц (раух-топаз) — дымчато-бурый; морион — слюдяно-чёрный, цитрин — жёлтый, оранжевый; аметист — фиолетовый; розовый кварц.

Одной из редких природных разновидностей является кварц голубой окраски. Задачей представленной работы является попытка установить причины ее возникновения.

Традиционно, причиной возникновения голубой окраски кварца по Д.Дэна с соавторами [1] считается присутствие в нем тончайших игольчатых включений рутила, который селективно рассеивает голубую часть спектра обычного света (эффект Тиндаля). Голубое окрашивание кварца, по мнению Дэна, может быть также связано с наличием в нем также более крупных включений, очевидно, газовой-жидких веществ. Светорассеивание, видимо, во многом зависит от количества и размеров включенного материала.

На основе сравнения с другими окрашенными разновидностями кварца и учитывая то, что кварц имеет стабильную кристаллическую решетку и ограниченные возможности изоморфизма представляется, что это не единственные причины, благодаря которым кварц получает голубое окрашивание. Авторы предполагают различные причины образования голубой окраски у природного магматогенного кварца: 1) мелкие включения различных минералов (рутил, сфен, турмалин, содалит, дюмортьерит и др.); 2) изоморфные примеси в кварце; 3) широко проявленные газовой-жидкие включения; 4) специфическая микроструктура кристаллов кварца.

Для диагностики каждой из предполагаемых причин возникновения окраски были использованы различные методы:

1) Установления наличия или отсутствия микроскопических включения различных минералов (рутил, сфен, турмалин, содалит, дюмортьерит и др.) проводилось с

использованием а) микроскопического исследований кристаллов кварца в шлифах оптическими методами на поляризационном микроскопе; б) исследование на электронном сканирующем микроскопе JSM-6380LV в отраженных электронах (Воронежский госуниверситет, г.Воронеж).

2) Диагностика возможных изоморфных примесей в исследуемом кварце проводилась рентгеноспектральным локальным анализом на электронном сканирующем микроскопе JSM-6380LV с рентгеноспектральным микрозондовым анализатором Jeol 6460 (Воронежский госуниверситет, г. Воронеж, аналитик С.М. Пилюгин). Ускоряющее напряжение 20 кV, ток зонда 25нА, диаметр зонда 5 μ м. Точность анализов систематически (через каждые 1,5-2 часа) контролировалась по природным и синтетическим эталонам.

3) Наличие газовой-жидких (флюидных) включений и их состав изучены в пластинках толщиной 200-300 мкм с двусторонней полировкой. Исследования выполнялись на установке "Linkam" (г. Черногоровка, аналитик М.Новикова) с рабочим температурным интервалом от -196 град.С до 600 град.С (THMSG 600) и автоматическим режимом нагрева и охлаждения образца со скоростью от 0,1 до 90 град/мин. Приборная точность измерений соответствовала 0,1 град.С. Систематическая калибровка установки производилась по природным (CO₂, Campetio, Alps) и синтетическим (H₂O) включениям в кварце.

4) Исследование микроструктура кристаллов кварца произведено на электронном сканирующем микроскопе JSM-6380LV (Воронежский госуниверситет, г.Воронеж) в неполированных зернах окрашенного кварца.

Объектом исследования являются метариолиты лебединской свиты михайловской серии Курского мегаблока Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия) с широко проявленными порфиоровыми вкрапленниками кварца голубой окраски. Изучаемые образования вскрыты в шахте им.Губкина (г.Губкин, Белгородской области).

Макроскопически метариолиты представляет собой темно-серые до черных породы с буроватым или зеленоватым оттенком. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, что выражается в некотором рассланцевании породы, появлении директивных текстур (в отдельных образцах сохраняется массивная текстура), развитии биотита, мусковита, кальцита и вторичных амфиболов.

Порфиоровые вкрапленники представлены неравномерно распределенными изометричными или субизометричными зернами кварца голубой окраски, количество которых достигает до 30, редко 40%. Размер кристаллов колеблется от долей мм до сантиметра (рис.1).



Рис. 1. Фотографии образцов метариолитов михайловской серии с порфиоровыми вкрапленниками голубого кварца.

Установления наличия или отсутствия микроскопических включения различных минералов.

Проведенные исследования показали, что порфиновые вкрапленники представлены кварцем изометричной или субизометричной формы. Границы отдельных зерен округлые, четкие, в тоже время, как у сосуществующих с ними отдельных кристаллов значительно корродированны с развитием по зонам коррозии мелкого перекристаллизованного кварца реже полевых шпатов (рис. 2). Размеры крупных вкрапленников в пределах шлифов до 12 мм по удлинению (обычно 3-4 мм). Мелкие зерна имеют размеры 0,8х1,0 мм. Некоторые зерна имеют зональное или волнистое погасание.

Основная мелко-тонкозернистая масса сложена кварцем, полевым шпатом, кислым плагиоклазом, тонкозернистыми кристаллами биотита, мусковита, кальцита, вторичными амфиболами, апатитом и девитрифицированным вулканическим стеклом.

Микроскопическое исследование, так же как и просмотр поверхности зерен кварца на электронном сканирующем микроскопе в отраженных электронах не показали наличие микроскопических фаз рутила или любого другого минерала.

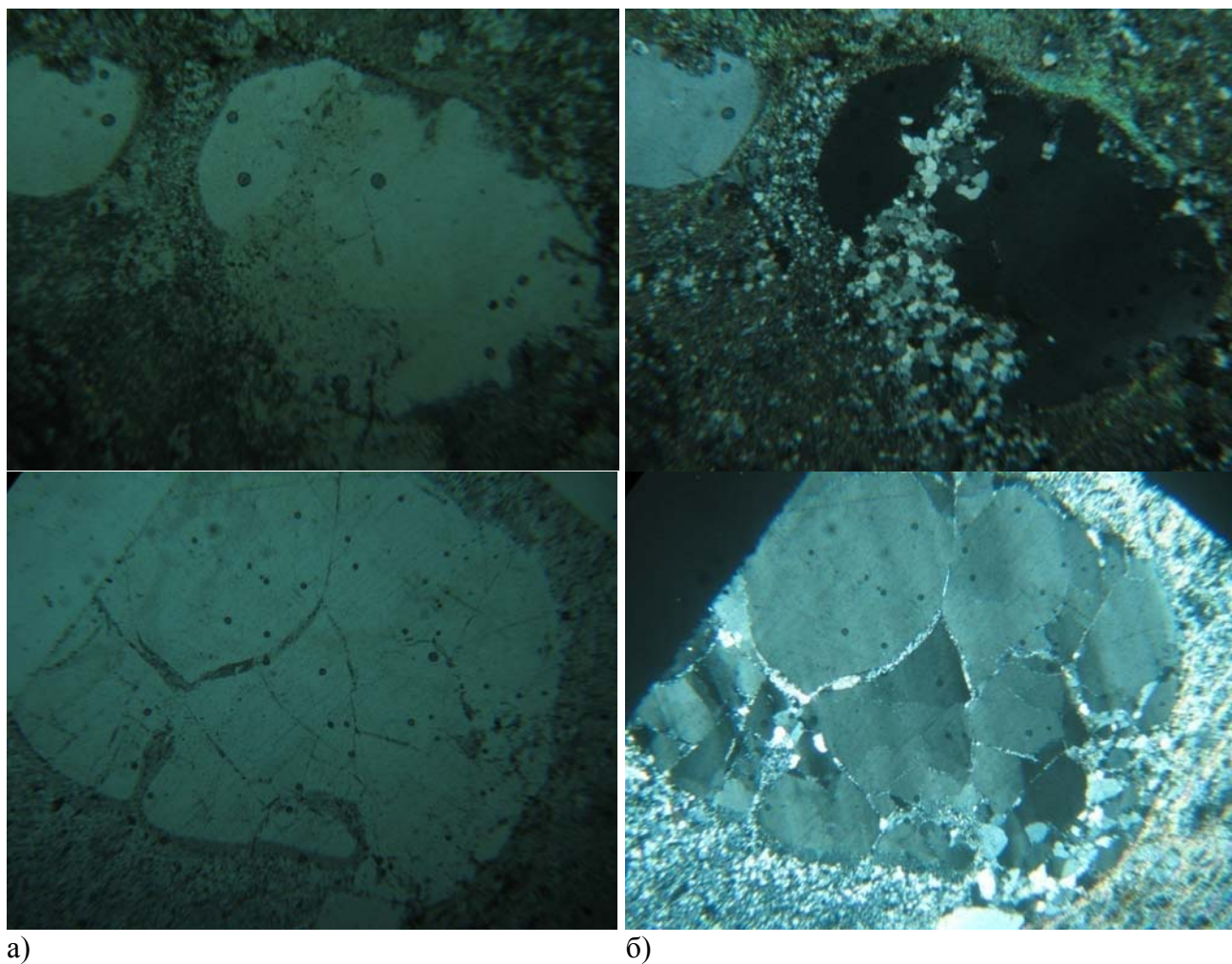


Рис. 2. Микрофотографии вкрапленников голубого кварца с вростками тонкозернистых минералов. Увеличение 7,5х: а) проходящий свет; б) николи скрещены.

Установление возможных изоморфных примесей в кварце с помощью высокоточных анализов типа масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) не реализуется вследствие установленной трещиноватости зерен и развития по трещинам различных минералов. По этой причине был использован точечный рентгеноспектральный микрозондовый анализ, который позволил установить, что кварц голубой окраски состоит практически из чистого оксида кремнезема и содержит в незначительном количестве (примерно на уровне 2σ) примеси хрома, марганца, натрия, калия, железа, магния и кальция (табл.1). К сожалению проведенные рентгеноспектральные микрозондовые исследования не

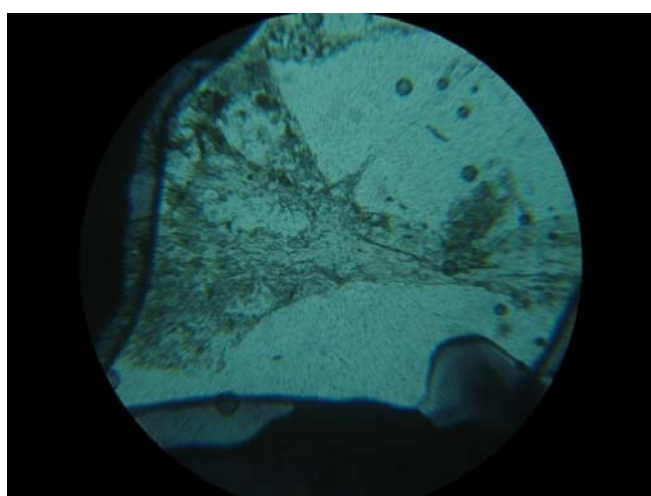
позволили диагностировать многие рудные, редкие и рассеянные элементы, по этой причине достоверно диагностировать природу голубой окраски кварца не представляется возможным, но установлено, что значимые концентрации титана в кварце отсутствуют.

Таблица 1

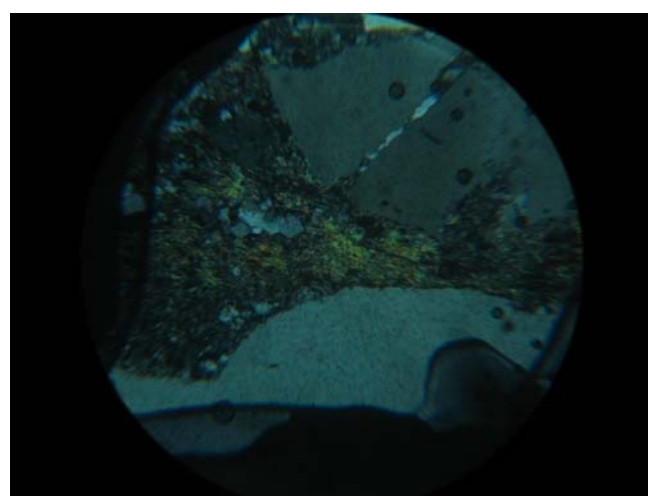
№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	99,90	0,00	0,06	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,15	0,17	100,14
10	99,52	0,00	0,09	0,00	0,10	0,13	0,08	0,08	0,20	0,00	100,20
13	99,50	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,14	0,03	99,75
1	99,86	0,00	0,08	0,00	0,04	0,00	0,01	0,03	0,00	0,13	100,15
8	99,75	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00	99,87

Микрозондовый рентгеноспектральный состав порфировых зерен кварца

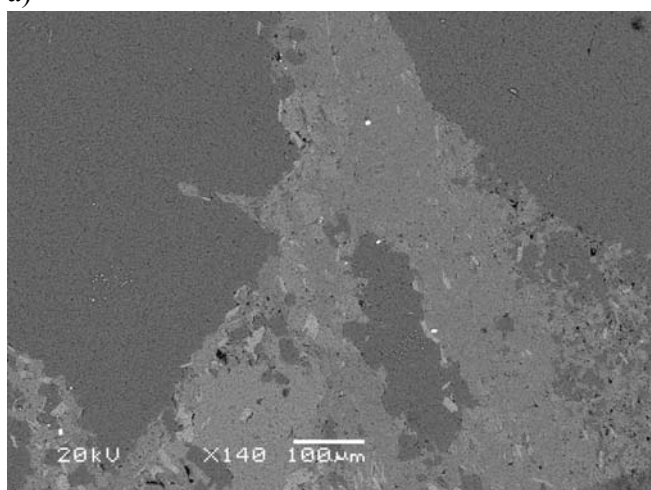
Примечание: № п/п соответствует точкам анализа: 1, 10, 13 на рис.3; 1 и 8 на рис. 4



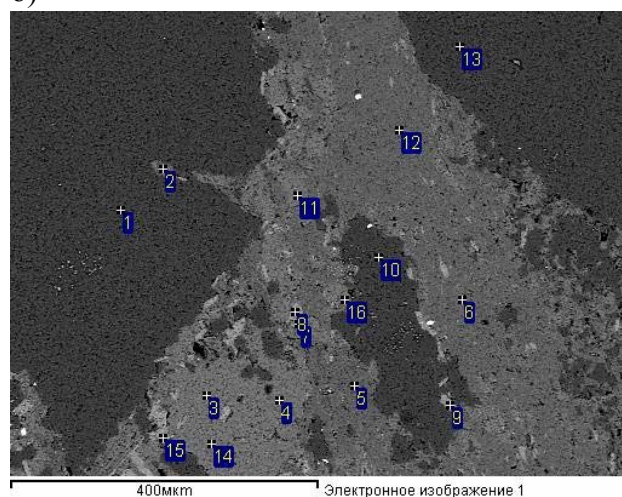
а)



б)

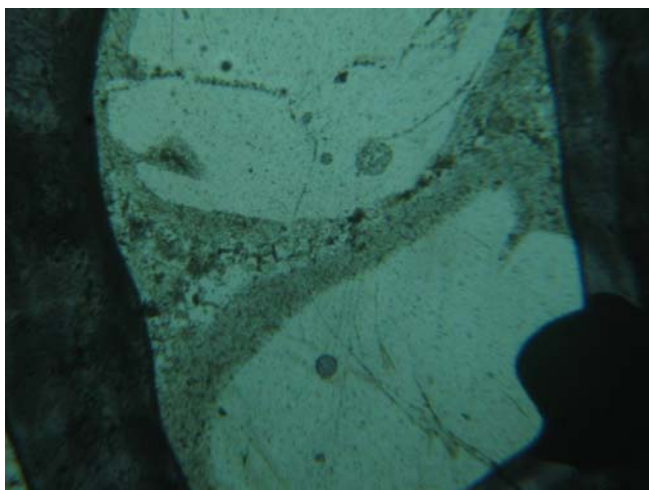


в)

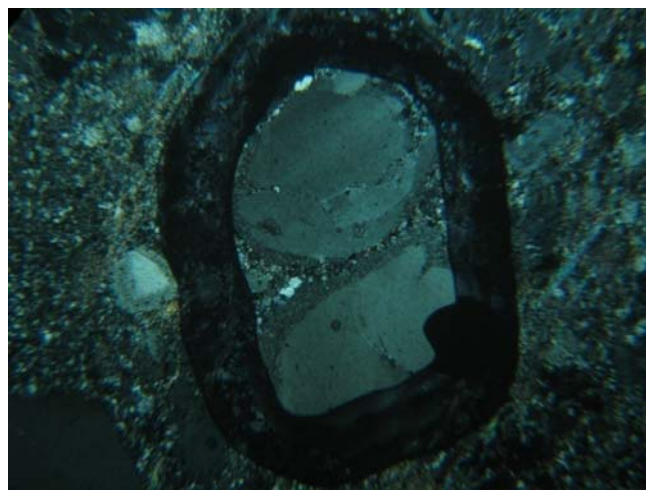


г)

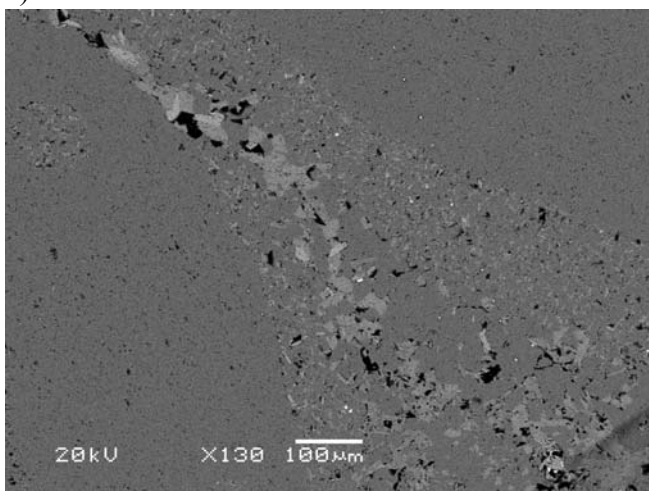
Рис. 3. Микрофотография зерен голубого кварца с минералами основной массы породы (шлиф 1): а) увеличение 60х проходящий свет; б) увеличение 60х, николи скрещены; в) тот же участок в отраженных электронах; г) то же с точками произведенных микрозондовых анализов.



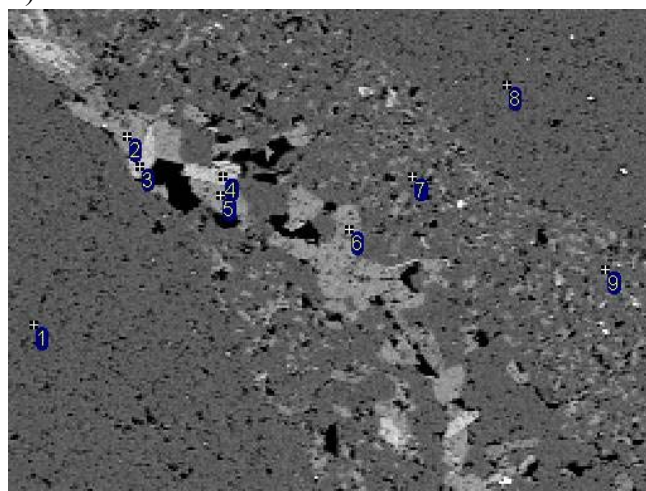
а)



б)



в)



г)

Рис. 4. Микрофотография зерен голубого кварца с оторочкой криптозернистого минерального агрегата: а) увеличение 20х проходящий свет; б) увеличение 10х, николи скрещены; в) тот же участок в отраженных электронах; г) то же с точками произведенных микрозондовых анализов.

Проведенные исследования показали, что изученных зернах голубого кварца флюидные включения представлены только водными разностями. Они локализуются во всех случаях вдоль залеченных трещин, не выходящих за пределы зерен (первично-вторичные).

Большинство включений неправильной, иногда "амебовидной" формы, сильно вытянутые и изогнутые, объемные, нередко темные или с затемненными краями (рис. 5). В целом их размер в среднем порядка 10-20, реже до 30-50 мкм. Температура плавления льда от 0,1 до 0,8 С.

Учитывая крайне незначительное количество газово-жидких включений в исследованных образцах, можно сделать вывод о их непричастности к возникновению окраски кварца.

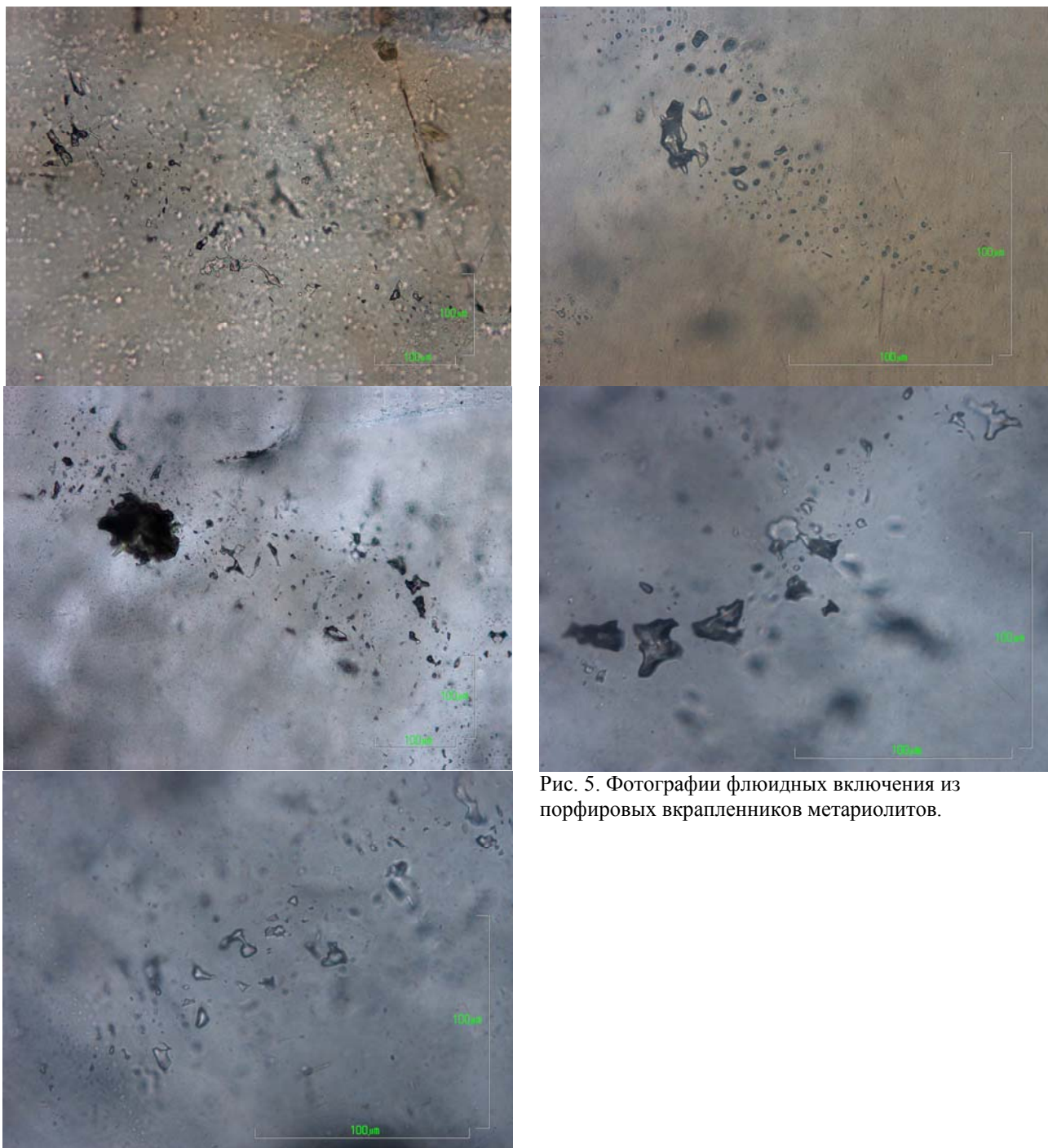


Рис. 5. Фотографии флюидных включения из порфировых вкрапленников метариолитов.

Для оценки влияния микроструктуры зерен кварца на его окраску, были проведены сравнительные исследования не только порфировых вкрапленников голубой окраски из метариолитов михайловской серии, но и образцы кварца серого и белого цвета из расположенных в одном регионе гранитов павловского интрузивного комплекса (рис. 6) и железистых кварцитов из Михайловского железорудного карьера (рис. 7).

Исследование структуры кварца из гранитоидов и железистых кварцитов показало, что они обладают плотным строением с незначительными сколами раковистого облика (рис. 6,7).

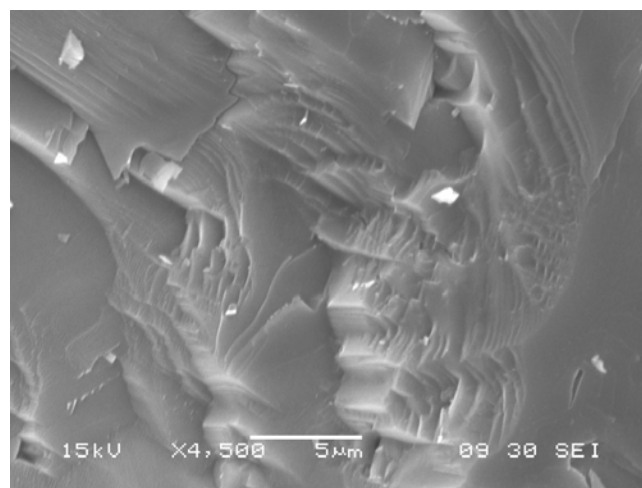
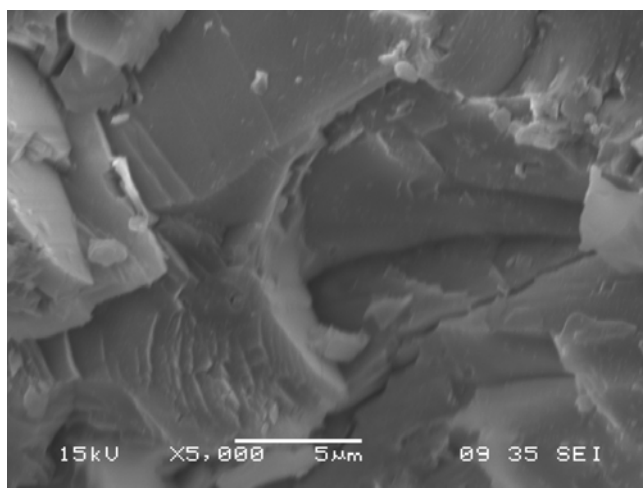


Рис. 6. Микроструктура зерен кварца из мигматизированных гранитоидов павловского комплекса Шкурлатовского карьера (Воронежская область).

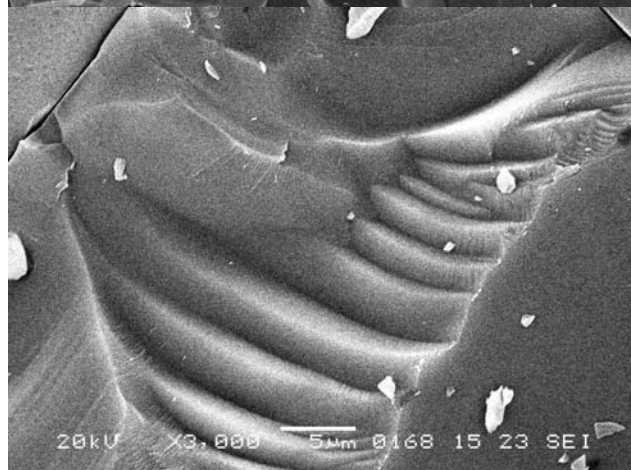
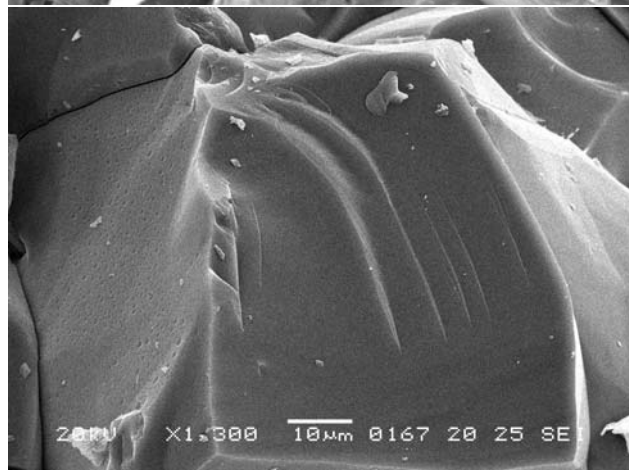
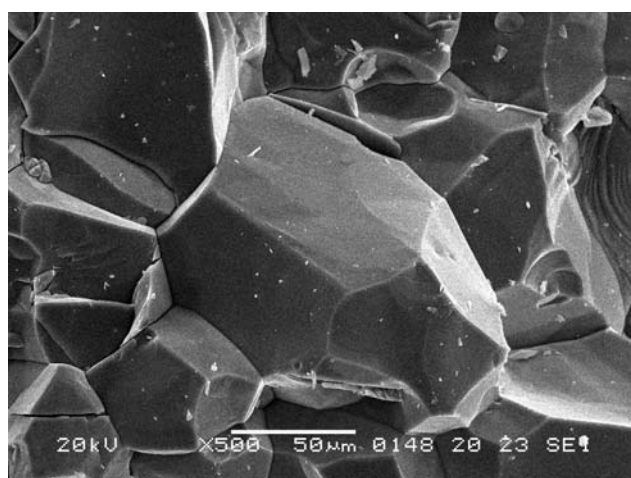
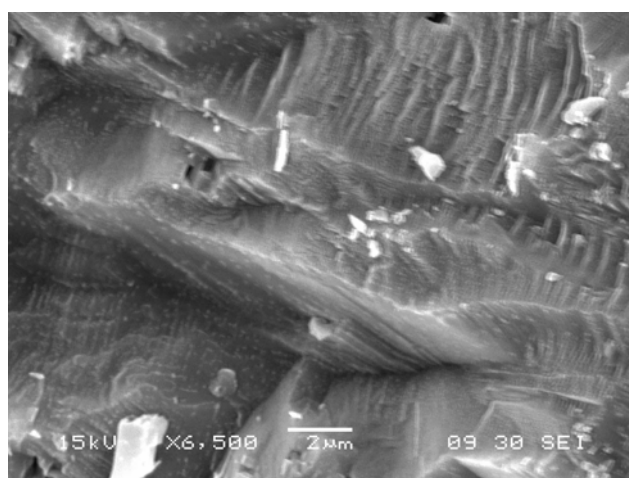


Рис. 7. Микроструктура зерен кварца из железистых кварцитов Михайловского железорудного карьера.

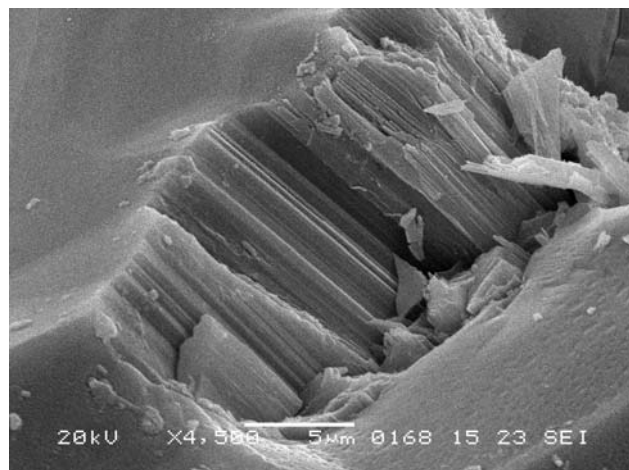
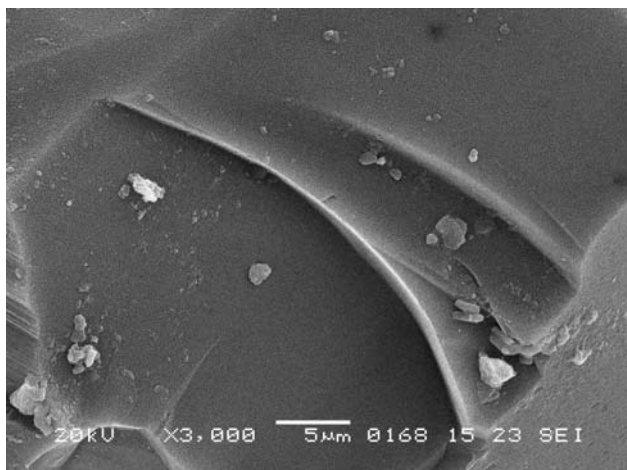


Рис. 7 (продолжение). Микроструктура зерен кварца из железистых кварцитов Михайловского железорудного карьера.

Микростроение зерен кварца голубой окраски из исследованных образцов метариолитов разительно отличается от них. Главной чертой зерен является их тончайшая "пластинчатая раздробленность", хорошо наблюдаемая на рис.8. Весь кристалл кварца состоит из мельчайших пластинок, размером 1-2 x 5-6 микрон, со свободным пространством между ними. Подобное строение, возможно, способствует возникновению эффекта интерференции световой волны на границе этих микроблоков, что приводит к возникновению голубой окраски.

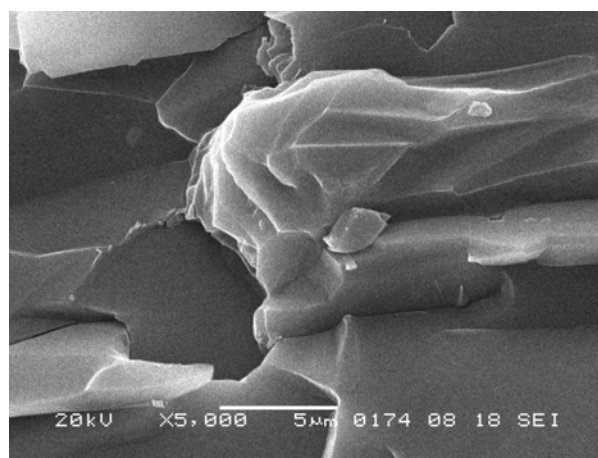
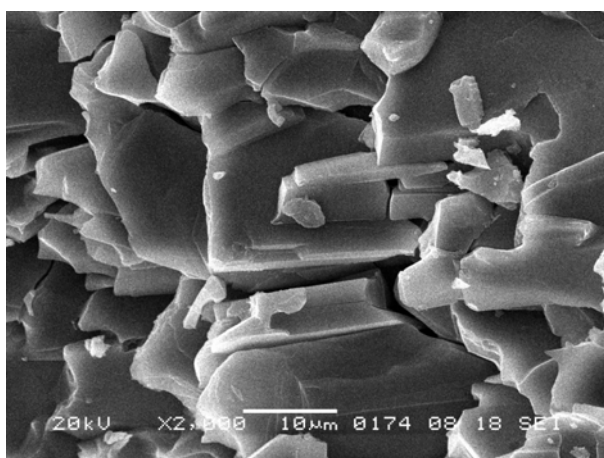
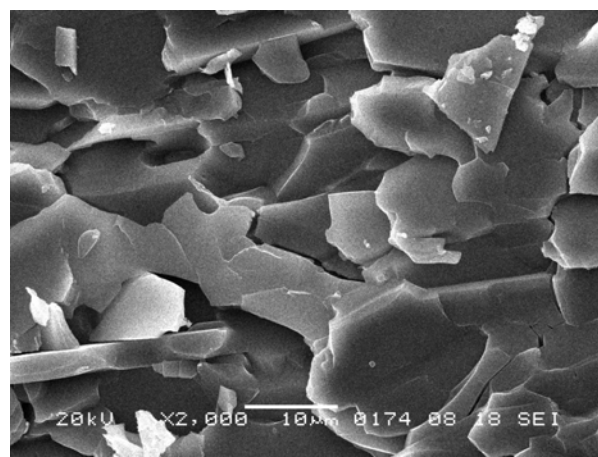
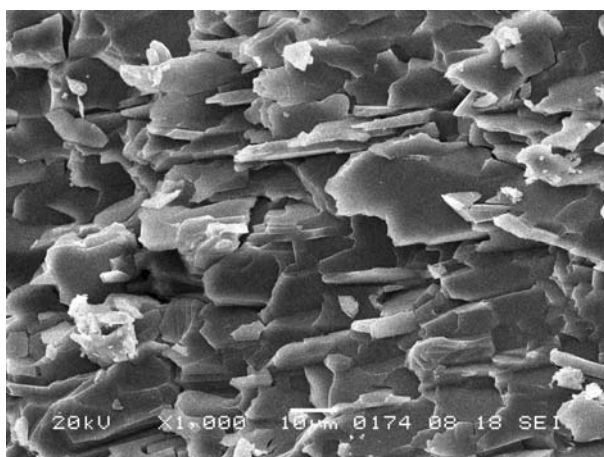


Рис. 8. Микроструктура зерен кварца голубой окраски.

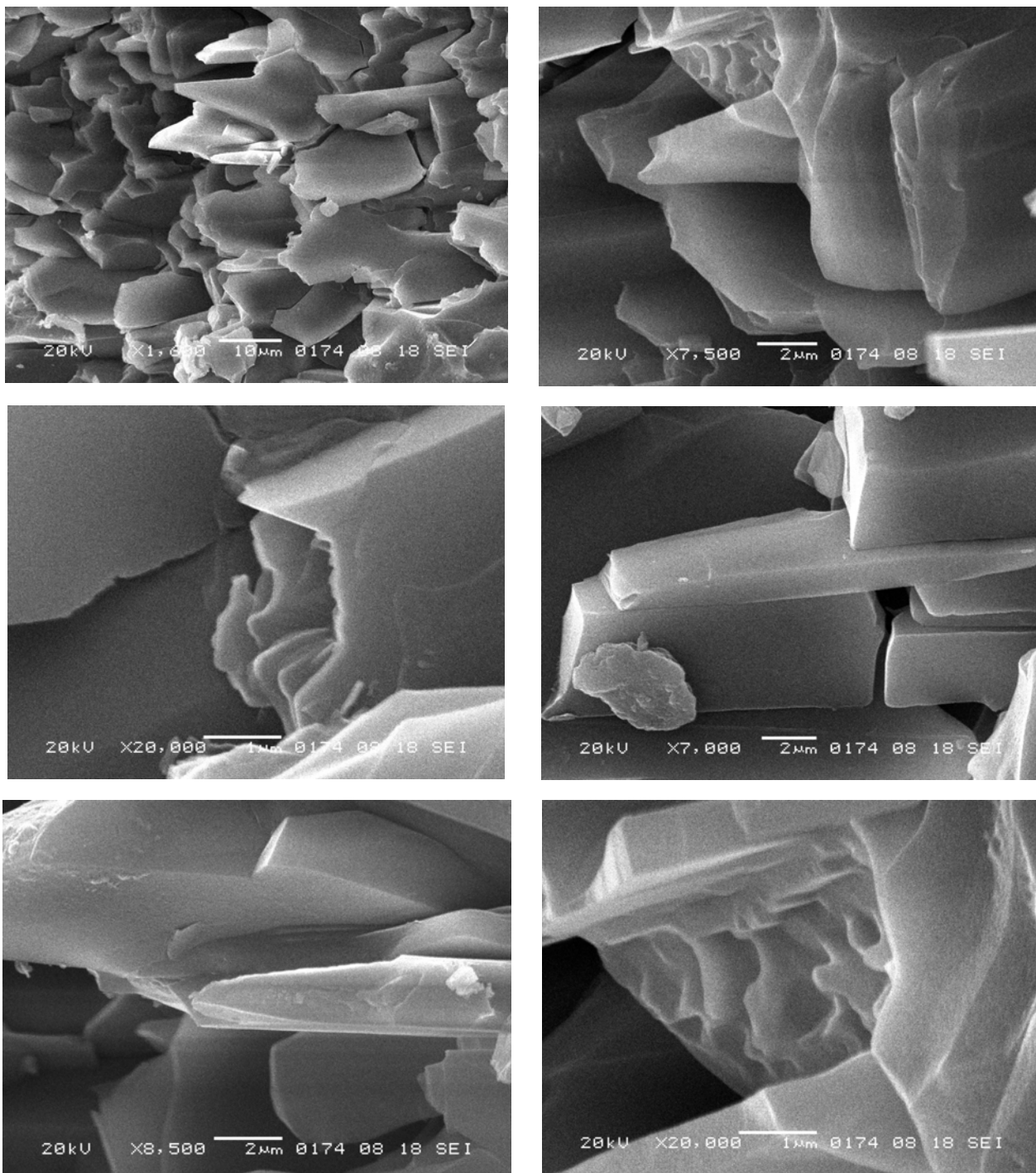


Рис. 8 (продолжение). Микроструктура зерен кварца голубой окраски.

Таким образом, предполагается, что кварц приобретает голубую окраску вследствие тончайшего (на уровне 1-5 микронов) расслоения, что может быть вызвано достаточно быстрым остыванием магматической массы (что актуально для риолитов), либо вследствие более позднего тектонического воздействия. Основное влияние на возникновение окраски оказывают образующиеся вокруг микрочастиц кварца полости.

Список литературы

1. Дэна Дж. Д. и др. Система минералогии. М., Т. 2 (1). 1953. 774 с; Т. 2. (2) 1954. 590 с.

Минералого-петрографические особенности дайковых пород Большемартыновского ультрамафит-мафитового плутона ВКМ

Л.В. Гончарова, М.Н. Чернышова
Воронежский государственный университет

Аннотация. Впервые в крупном (40,5 км²) Большемартыновском плутоне, включающем три породные группы (мамонскую, ширяевскую, каменскую) мамонского комплекса, установлена характерная для промышленных интрузивов высокая степень распространения (более 7%) и широкий по составу спектр различных по возрасту и геолого-генетической принадлежности дайковых пород.

Ключевые слова: Большемартыновский плутон, формационно-генетические типы даек, минералого-петрографический состав, перспективы рудоносности

Mineralogical and petrographic characteristics of dyke rocks Bolshemartinovsky ultramafic-mafic pluton Voronezh crystalline massif

Abstract. For the first time in a large (40.5 km²) Bolshemartinovsky pluton, consisting of three breed groups (Mamon, Shiryaevo, Kamensky) Mamon complex set typical of industrial intrusions high degree of proliferation (7%) and a wide range of different composition by age and geo-genetic affiliation of dyke rocks.

Keywords: Bolshemartinovsky pluton, Formation-genetic types of dikes, mineralogical and petrographic composition, the prospects for ore

В пределах Воронежского кристаллического массива (ВКМ) все известные сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения и многочисленные разномасштабные рудопроявления пространственно и генетически связаны с двумя никель-платиноидными комплексами: – мамонским дунит-перидотит-габброноритовым (2100-2080 ± 10 млн лет) [1] и еланским ортопироксенит-норит-диоритовым (2065-2050 ± 14 млн лет) [2]. Пространственно они целиком располагаются в пределах Хоперского мегаблока. Характерной особенностью этой структуры является широкое (более 300 тел) развитие ультрамафит-мафитовых и мафитовых интрузивов мамонского комплекса, среди которых выделяются четыре структурно-вещественных типа [1,3]: 1) ранние существенно ультрамафитовые в различной мере дифференцированные, промышленно рудоносные (мамонский тип); 2) ультрамафит-мафитовые умеренно-магнезиальные камерно-дифференцированные с титанистой роговой обманкой (ширяевский тип); 3) ультрамафит-мафитовые камерно-дифференцированные (елань-вязовский тип); 4) безрудные, слабодифференцированные габброидные интрузивы (каменский тип). Установлено [4], что важнейшим компонентом никель-платиноносных интрузий являются дайковые образования, которые нередко сопровождаются оруденением.

Большемартыновский плутон, расположен в западном поясе Хоперской структуры (рис. 1), где сосредоточены по-существу все известные месторождения (Нижемамонское, Подколodновское) и многочисленные рудопроявления. Этот крупнейший (40,5 км²) плутон является уникальным, так как в нем совмещены породные ассоциации различных комплексов. Его внутренняя структура определяется наличием трех последовательно сформировавшихся групп (типов) породных ассоциаций [5]: а) мамонской – бесполевошпатовой ультрамафитовой; б) ширяевской роговообманковой ультрамафит-мафитовой; в) каменской, существенно мафитовой. Каждая из них в пределах плутона слагает автономные тела (рис. 2). Кроме того, в массиве, подобно промышленно никеленосным интрузивам, установлены довольно высокая степень распространенности

(>7%) и широкий спектр дайковых пород–комагматов мамонского, еланского, бобровского комплексов и лампрофиров.

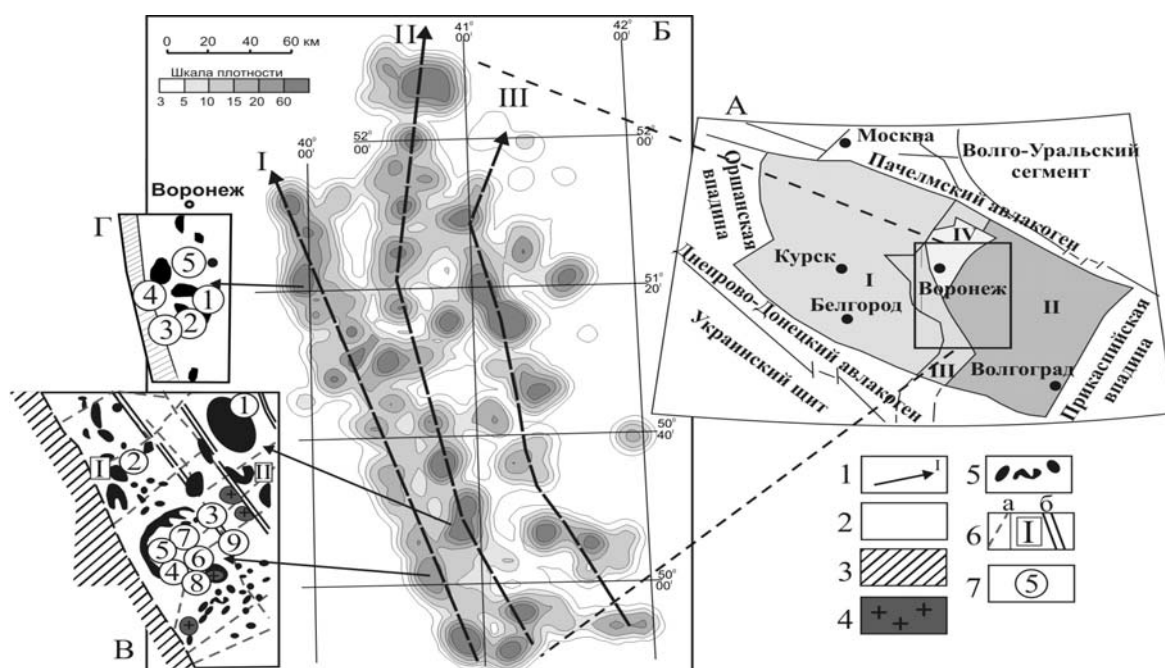
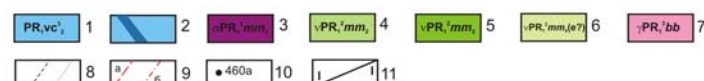


Рис. 1. Положение Большемартыновского плутона на схеме размещения никель-платиноносных интрузивно-дайковых тел мамонского комплекса в структуре ВКМ (по Чернышовой, 2006, с дополнениями): **А**) – схема структурно-формационного районирования ВКМ: I – мегаблок КМА; II – Хоперский мегаблок; III – Лосевская шовная зона; **Б**) – плотность распределения интрузивно-дайковых тел мамонского никель-платиноносного комплекса и направление осевых структур (I) зон рассеянного спрединга: I – Западная (Лосевско-Мамонская); II – Центральная (Озерковско-Ширьевская); III – Восточная (Елань-Эртильская); **В**) – схема размещения интрузивно-дайковых тел мамонского комплекса в пределах Мамонско-Подколдновского рудного района: 2 – песчаниково-сланцевые отложения воронцовской серии; 3 – вулканогенно-осадочные отложения лосевской серии; 4 – гранитоиды бобровского комплекса; 5 – ультрамафитовые тела мамонского никель-платиноносного комплекса; 6 – тектонические нарушения (а) и границы зон (б): I – Западная, II – Центральная; 7 – месторождения и рудопроявления: 1 – Ширьевское, 2 – Нижнемамонское, 3 – Артюховское, 4 – Подколдновское, 5 – Юбилейное, 6 – Северо-Бычковское, 7 – Мартовское, 8 – Коммунальное, 9 – Бычковское; **Г**) – положение в северной части Западной зоны Астаховско-Большемартыновского рудного района с проявлениями: 1 – Шишовское, 2 – Астаховское, 3 – Песковатское, 4 – Икореевское, 5 – Большемартыновское.



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Большемартыновского плутона (по материалам Молоткова С.П., 1972г., с дополнениями)

1-2-палеопротерозойские образования (воронцовская серия): 1-метаморфизованные песчаниково-сланцевые отложения; 2-черные сланцы с зоной брекчирования; 3-7-плутонические породы: 3-ультрамафиты ранней фазы (дуниты и их серпентинизированные разновидности, перидотиты, оливиновые пироксениты, серпентиниты); 4-ассоциация пород ширьевского типа (титаностороговообманковые перидотиты, оливинороговообманковые пироксениты, безоливиновые вебстериты, роговообманковые габбро и габбронориты, горнблендиты оливинсодержащие); 5-ассоциация пород каменского типа (безоливиновые габбронориты, габбро, габбродиориты, диориты); 6-предположительно (выделены по данным геофизики) габбродиориты и их лейкократовые разновидности мамонского комплекса, с единичными дайками норитов еланского комплекса; 7-бобровский комплекс (граниты, гранитпорфиры, лейкограниты); 8-геологические границы; 9-разрывные нарушения; 10-номера скважин; 11-линия разреза



В соответствии с ранее разработанной формационной и петрогенетической систематикой пород [6], в Большемартыновском плутоне выделяются два типа дайковых образований [7]. К первому типу относятся: а) дайковые тела-апофизы интрузивных эквивалентов во вмещающих породах (перимагматические дайки); б) жильные отщепления интеркумулясного расплава автономно кристаллизующихся рудномагматических систем (интрамагматические дайки). Их суммарное количество составляет 7,2 об.% (табл.). Ко второй группе относятся менее распространенные (около 1 об.%) дайки более поздних комплексов, а так же гетерогенные по своей формационной природе лампрофиры.

В целом, в плутоне наиболее распространены жильные отщепления, связанные с формированием породных групп мамонского, ширяевского и каменского типов, что отчетливо прослеживается на большинстве петрографических колонок скважин (рис. 3).

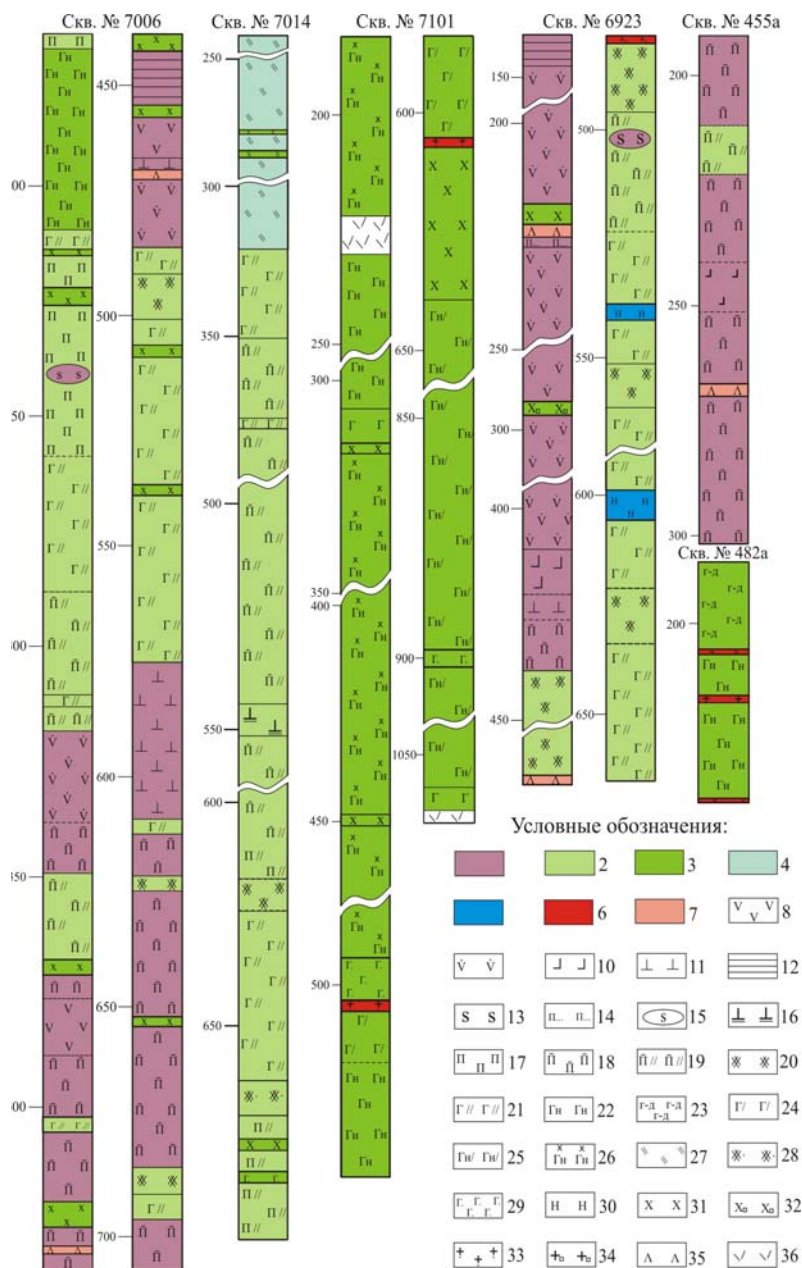


Рис. 3. Петрографические колонки скважин

Примечание: породные ассоциации мамонского (1), ширяевского (2), каменского (3) типов; 4—отложения воронцовской серии; 5—породы еланского комплекса; 6—породы бобровского комплекса; 7—лампрофиры; 8—дуни-ты; 9—аподунитовые серпентиниты; 10—гарцбургиты; 11—лер-цолиты; 12—поперидотитовые серпентиниты; 13—серпентиниты; 14—пироксенит оталькованный; 15—ксенолиты; 16—лер-цолиты роговообманковые; 17—пироксениты; 18—оливиновые пироксениты; 19—пироксениты оливиновые роговообманковые; 20—горнблендиты; 21—габ-бро роговообманковое; 22—габ-бронориты; 23—габбродиориты; 24—габбро амфиболизированное; 25—габбронориты амфиболизированные; 26—габбронориты биотитовые; 27—метасланцы; 28—жильные горнблендиты; 29—микрогаббро; 30—мелкозернистые нориты; 31—диориты; 32—диоритовые порфиры; 33—лейкограниты; 34—гранит-порфиры; 35—спессартиты, керсантиты; 36—талк-карбонатные породы

Таблица

*Распространенность (об.%) и состав дайковых образований в
Большемартыновском плутоне*

I тип		II тип	
Оливиновые горнблендиты мамонского типа	0,5 %	Гранитоиды бобровского комплекса	0,7 %
Горнблендиты ширяевского типа	1,7-2 %	Нориты еланского комплекса	0,1 %
Микрогаббро, габбронориты и диориты каменского типа	5 %	Лампрофиры	1 %

Горнблендиты, относимые к основным ультрамафитам, развиты среди пироксенитов мамонского и ширяевского типов (скв. № 7006; 7014). Однако следует отметить, что оценка количественной роли жильных горнблендитов значительно усложнена вследствие принадлежности этого семейства пород к различным фациальным типам и генетической неоднородности [4]. Тесная пространственная ассоциация оливиновых и оливин-пироксеновых горнблендитов с роговообманковыми лерцолитами и оливин-роговообманковыми пироксенитами, наличие между ними постепенных переходов с сохранением текстурно-структурного облика (крупнокристаллическое сложение с пойкилоидиоморфными структурами) и качественно однотипный состава породообразующих (обыкновенная буровато-зеленая и бурая роговая обманка, пироксены, оливин и др.) рудных и акцессорных (пирротин, пенталандит, пирит, халькопирит, ильменит, сфен, рутил, циркон, апатит) минералов и ряд других признаков, свидетельствуют о принадлежности подобных высокомагнезиальных горнблендитов к интрузивным дифференциатам единого сингенетического ряда ультрамафитовых тел [4,8]. Вместе с тем, в ряде случаев наблюдаются присущие жильным образованиям отчетливо секущие контактовые взаимоотношения горнблендитов с ультрамафитовыми дифференциатами, а сами горнблендиты характеризуются обычно мелкозернистым сложением.

В породах, слагающих плутон, достаточно широко развиты горнблендиты умеренно-магнезиального состава, относимые к ширяевскому типу пород (рис. 4а). Мелко-крупнокристаллические массивные с гипидиоморфной и пойкилитовой структурами жильные горнблендиты характеризуются минеральным составом (об. %): роговая обманка – 85-95; плагиоклаз – 2-5, биотит ($f=28-40$ мол. %) – 1-6 ± пироксен. Амфиболы приурочены к титанистой роговой обманке ($f=30-50$ мол. %), а плагиоклаз (An_{32-55}) выполняет интерстиции между ее кристаллами.

Микрогаббро и микрогаббронориты наиболее широко развиты среди пород каменского (скв. № 7101), а также ширяевского типов (скв. № 7014). Их соотношение с вмещающими интрузивными дифференциатами характеризуются четкими контактами и разномасштабными зонами закалки, обогащенными, как правило, тальком, хлоритами и амфиболами (тремолит, актинолит в ассоциации с магнетитом ± сульфиды). *Микрогаббро* (рис. 4б) представляют собой мелкозернистые пироксен-плагиоклазовые (± роговая обманка, биотит) породы преимущественно габбровой структуры. Характеризуются практически однотипным с вмещающими их мафитами минеральным составом (об. %): мелкопризматический плагиоклаз (An_{50-60}) – 68-70, мелкозернистый ромбический (Fs_{38-40}) – 3-23 и моноклинный ($En_{45}Wo_{43}Fs_{12}$) – 4-15 пироксены, биотит – 1-1,5, кварц – 0,5-1, роговая обманка – 0,5-2.

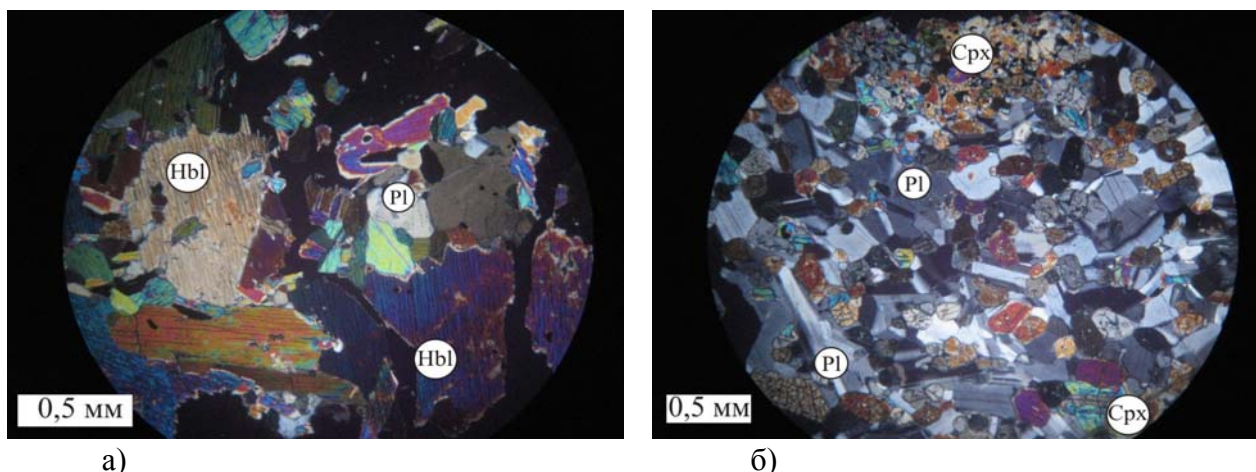


Рис. 4. Горнблендит (а) габброидного ряда (скв. № 7006, гл. 490,3м); микрогаббро (б) (скв. № 7101, гл. 493,7 м), ник. скрещены

Нориты, относимые к еланскому типу интрузий, впервые были выделены авторами [7] в виде дайковых образований в породах ширяевского типа Большемартыновского массива (скв. № 6923). Подобно жильным породам еланского комплекса [4], нориты представляют собой лейко- мезократовые породы, отличающихся более мелкозернистым сложением и полным отсутствием оливина (рис. 5). Структура гипидиоморфнозернистая и офитовая (равномерное распределение в разной мере корродированных кристаллов ортопироксена, пространство между которыми заполнено ориентированными призматическими зернами плагиоклаза). Минеральный состав (об. %): плагиоклаз – 40-50; ортопироксен – 35-45; биотит – 2-5; рудные минералы – 0,5-1,5. Ортопироксен-бронзит (Fs_{13-29}) присутствует в вид крупных гломеропорфировых скоплений с искривленными трещинами спайности и блоковым волнистым погасанием, обычно корродированных плагиоклазом или окруженных роговой обманкой. Плагиоклаз (An_{76}) слагает беспорядочно ориентированные призматические кристаллы, которые заполняют интерстиции между ортопироксенами. Сравнительно распространенный биотит образует самостоятельные чешуйки. В небольших количествах в жильных норитах присутствует КПШ, а также кварц.

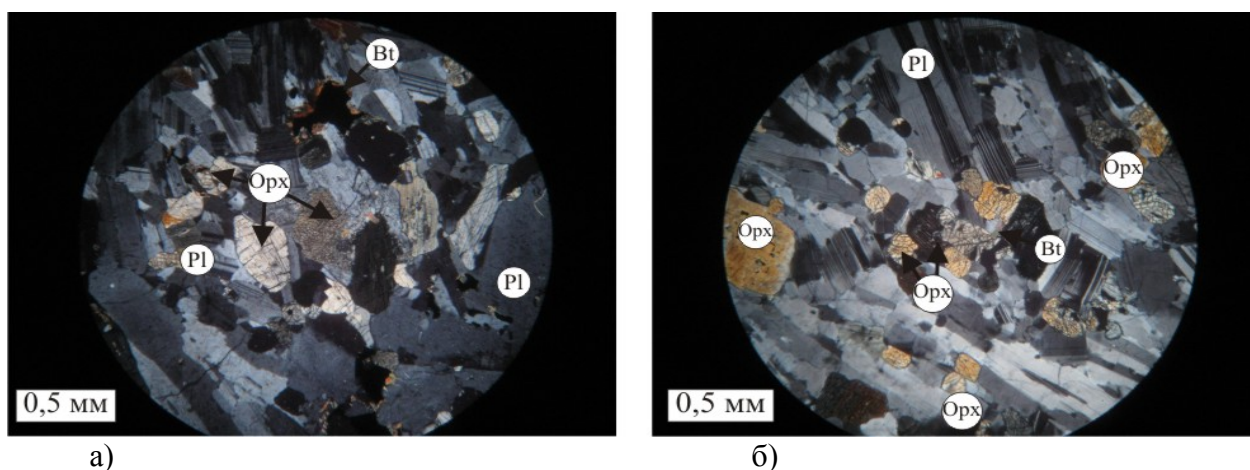


Рис. 5. Жильные нориты. Структура гипидиоморфнозернистая, ник. скрещены: а) скв. № 6923, гл. 539,1 м; б) скв. № 6923, гл. 601,0 м.

Среди дайковых пород среднего состава наиболее распространенными являются *диориты* и в меньшей мере *диоритовые порфириты*. Дайки диоритов с вмещающими их интрузивными дифференциатами имеют отчетливо секущие взаимоотношения и встречаются во всех выделенных типах породных ассоциаций. Ультрамафиты в контакте с диоритами обычно тремолитизированы, оталькованы и карбонатизированы (скв. № 7006; 6923). Контактные зоны диоритов среди мафитов обычно значительно обогащены

биотитом, а роговая обманка габброидов нередко замещается тремолитом и биотитом. Макроскопически диориты представляют собой серые породы средне- и мелкозернистого сложения, с элементами субориентированной текстуры (рис. 6). Структура в основном гипидиоморфнозернистая, а иногда и отчетливо выраженная порфировая (диоритовые порфириды). Среди минеральных разновидностей в дайковых породах Большемартыновского плутона выделяются (об. %): 1) *биот- кварцсодержащие и кварцевые*: плагиоклаз – 60-70, биотит – 3-15, кварц – 3-20 ± микроклин; 2) *биотит-роговообманковые*: плагиоклаз – 58-65, биотит – 5-10, роговая обманка – 10-15 ± микроклин. 3) *кварцсодержащие биотит-роговообманковые*: плагиоклаз – 40-65; биотит – 3-12; роговая обманка – 15-25; кварц – 2-6; 4) *кварцевые биотит-роговообманковые*: плагиоклаз – 51-62; биотит – 5-10; роговая обманка – 15-17; кварц – 5-13. Во всех разновидностях диоритов в различных количествах (2-10 %) присутствуют вторичные, рудные и акцессорные минералы [4,7].

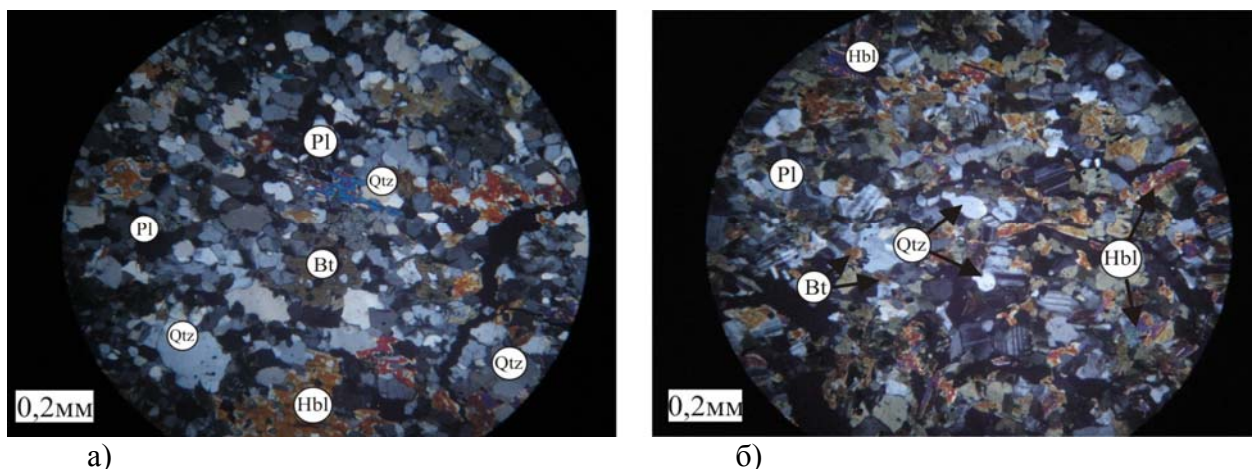


Рис. 6. Жильные диориты мелкозернистые, ник. скрещены: а) кварцсодержащий биотит-роговообманковый (скв. № 7006, гл. 469,5 м); б) кварцевый (скв. № 7006, гл.440м).

Группа гранитоидных пород – жильных апофиз бобровского комплекса, в пределах плутона представлена жильными образованиями *лейкогранитов* и *гранит-порфиров* (рис. 7). Дайковые породы кислого состава наиболее развиты в пределах мафитовых пород каменского типа (скв. № 7101; 482а), однако наблюдаются и в интрузивных дифференциатах ширяевского и мамонского типа (скв. № 451а; 6923). Внешне жильные гранитоиды представляют собой светло-серые и розовато-серые преимущественно мелкозернистые породы гранитной, гипидиоморфной, участками аллотриоморфнозернистой с элементами пегматоидной и пойкилитовой (включения кварца, биотита ± мусковит в плагиоклазе) структуры, массивной или слабо ориентированной текстуры. Количественно-минеральный состав (об. %) [7]: а) *лейкограниты*: КППШ – 30-40; плагиоклаз – 15-20; кварц – 35-40; мусковит – 2-5; редко биотит; хлорит, сфен, апатит в качестве акцессорных; б) *граниты*: КППШ – 16-20; плагиоклаз – 30-40; кварц – 25-35; биотит – 2-7, ± мусковит (1-2), ± магнетит, хлорит, апатит.

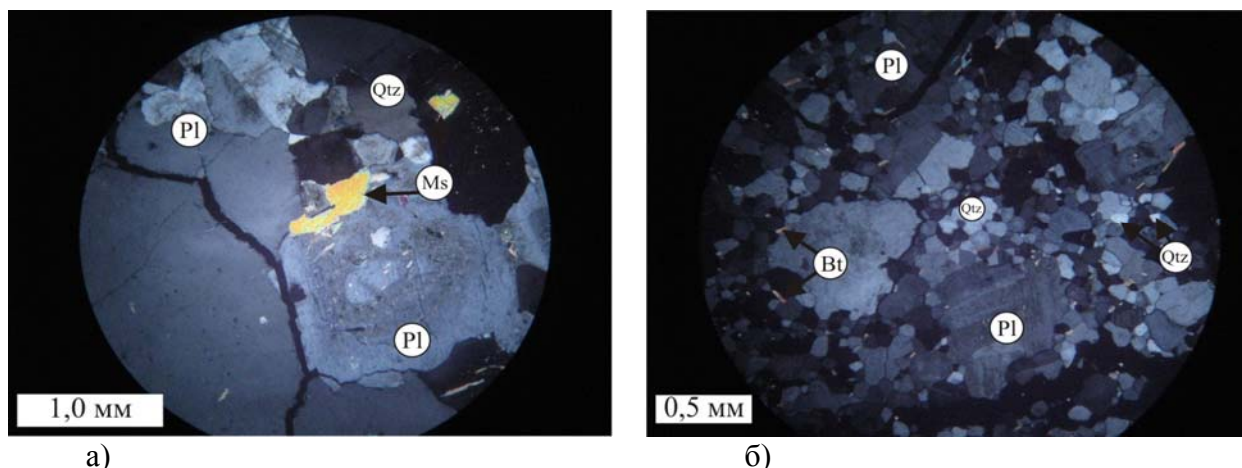


Рис. 7. Жильные граниты, ник. скрещены: а) лейкогранит крупнокристаллический (скв. № 482а, гл. 238, 2м); б) гранит-порфирит (скв. № 6923, гл. 480, 3м).

В составе Большемартыновского массива довольно широко проявлены дайки плагиоклазовых лампрофиров, встречающихся практически во всех породных ассоциациях. Важные особенности (рис. 8) их минералого-петрографической и генетической характеристики детально рассмотрены ранее в ряде работ [4,9], что заключается в заметном количественном преобладании среди них роговообманковых разновидностей (спессартитов) над биотитовыми (керсантами).

Спессартиты представляют собой темно-серые до черных мелко- и тонкозернистые породы массивной (с элементами ориентированной) текстуры. Количественно-минеральный состав их характеризуется значительными вариациями (об. %) главных – плагиоклаз – 15-55; роговая обманка – 38-56; и второстепенных (биотит – 1-24; иногда кварца до 3-6, пироксена – 1-3), вторичных (тремолит, актинолит, хлориты, карбонаты), рудных и акцессорных (сульфиды, ильменит, апатит, циркон) минералов.

Для *керсантитов* характерна серая, темно серая окраска, тонкозернистое (0,1-0,5 мм) сложение; массивная текстура с элементами порфировидной, субориентированной. При определяющей роли плагиоклаза и биотита количественно-минеральный состав их отличается заметными вариациями (об. %): плагиоклаз – 40-62; биотит – 28-35; роговая обманка – 3-10,5; среди второстепенных и вторичных в различных количествах присутствуют хлориты, минералы тремолита и актинолита, карбонаты.

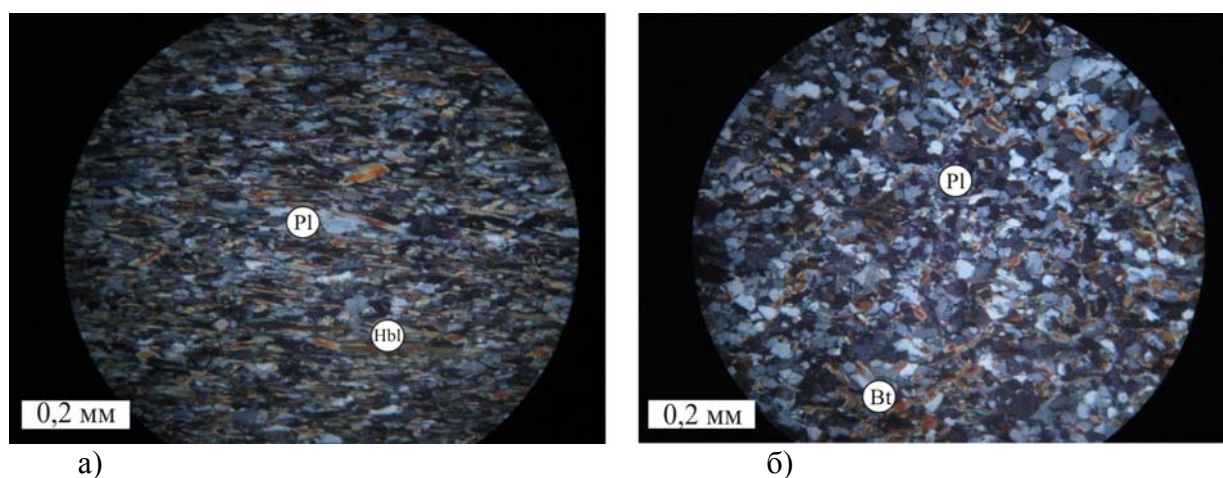


Рис. 8. Лампрофиры, ник. скрещены: а) спессартит с ориентированной текстурой (скв. №6923, гл.480 м; б) керсанти́т с микрогипидиоморфной структурой (скв. №7006, гл. 539 м)

В ходе проведенных исследований по дайковым образованиям Большемартыновского массива получены следующие выводы. Подобно промышленно никеленосным интрузиям мамонского комплекса изученный плутон характеризуется: а)

сравнительно высокой степени насыщенности дайками, являющимися производными трех выделенных интрузивных породных ассоциаций; б) среди жильных образований развиты по существу все присущие никель-платиноносным интрузивам петролого-генетические типы даек (перемагматические, жильные отщепления интеркумуляусного расплава трех интрузивных породных ассоциаций мамонского комплекса, дайки более поздних магматических комплексов и лампрофиров); в) разнообразием состава, включая широкий спектр групп (ультраосновных, основных, средних, кислых), семейств (горнблендиты, габброиды, диориты, граниты, лампрофиры) дайковых образований.

Впервые вне пределов Елань-Эртильской зоны Хоперского мегаблока с известными месторождениями и проявлениями сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд в норитах, в Большемартыновском плутоне выявлены дайки пород, минералого-петрографический облик которых аналогичен рудоносным интрузивам еланского комплекса. В совокупности с широким развитием присущих мамонскому типу месторождений дайковых образований, наличие жильных норитов предопределяет возможность установления в плутоне промышленно значимых рудных залежей полигенной природы.

Список литературы

1. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия) / Н.М. Чернышов – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. - 448 с.
2. Чернышов Н.М. Уран-свинцовый возраст норит-диоритовых интрузий Еланского никеленосного комплекса Воронежского кристаллического массива / Н.М. Чернышов [и др.] // Доклады РАН, 1998. - Т.359, №1. - С.98-101.
3. Фролов С.М. Генетические типы базит-гипербазитовых интрузий мамонского комплекса ВКМ и их взаимоотношения / С.М. Фролов // Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. - Воронеж, 1976. - С. 61-66.
4. Чернышова М.Н. Дайки сульфидных платиноидно-медно никелевых месторождений Воронежского кристаллического массива / М.Н. Чернышова // Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2005. 368 с.
5. Гордейченко Л.В. Особенности состава Большемартыновского массива ВКМ в связи с перспективой его оценки на платиноидно-медно-никелевые руды / Л.В. Гордейченко // Доклады VIII международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». - Москва, 2007. - Т.5. - С.65-67.
6. Чернышов Н.М. Рудонесущие дайки ведущих типов сульфидных платиноидно-медно-никелевых рудно-магматических систем / Н.М. Чернышов, М.Н. Чернышова, Л.В. Гончарова // Литосфера. - 2009. - № 5.- С. 36-55.
7. Чернышова М.Н. Дайки Большемартыновского многофазного плутона Воронежского кристаллического массива (типы, состав, возрастные взаимоотношения и роль в оценке потенциальной никеленосности) / М.Н. Чернышова, Л.В. Гончарова // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. геология. - 2009. - № 2. - С. 123-133.
8. Фролов С.М. О горнблендитах базит-гипербазитовых интрузий мамонского комплекса юго-востока ВКМ / С.М. Фролов // Вопросы петрологии и рудоносности основного-ультраосновного магматизма Воронежского кристаллического массива. - Воронеж, - 1974. - С. 16-21.
9. Чернышова М.Н. Дайки мамонского никеленосного комплекса и их соотношение с оруденением / М.Н. Чернышова. - Воронеж, 1999. - 121с.

Особенности распределения лантаноидов в ультрамафит-мафитовых ассоциациях золотухинского комплекса и проблема определения природы родоначального расплава
П.С. Бойко

Воронежский государственный университет

***Аннотация.** В приведенной работе исследованы особенности распределения лантаноидов в породных ассоциациях золотухинского комплекса, выделенных в пределах петротипического смородинского массива. Исходя из полученных данных на основе интерпретации диаграмм отношений РЗЭ делается вывод, что в породах комплекса слабо проявлены процессы кристаллизационной дифференциации, а мелкозернистые габбронориты интермагматических даек в наибольшей степени среди других породных ассоциаций массива соответствуют составу исходного расплава.*

***Ключевые слова:** лантаноиды, ультрамафит-мафитовые ассоциации, дифференциация, золотухинский комплекс.*

Distribution of lanthanides in the ultramafic-mafic rock associations of zolotukhinsky complex and the problem of determining the nature of parental melts

***Abstract.** Features of the distribution of lanthanides in rock associations zolotukhinsky complex isolated within petrotipic Smorodinsky massif are observed in this paper. Based on the obtained data and interpretation of REE relations diagrams it is concluded that processes of crystallization differentiation in the rocks of complex don't seem evident. Fine-grained gabbro-norite from intermagmatic dykes appear to be most corresponding composition of the original melt among the other rock associations of massif.*

***Key words:** lanthanides, ultramafic-mafic association, differentiation, zolotukhinsky complex.*

Введение

В пределах структурно-формационной зоны КМА широко развиты разновозрастные ультрамафит-мафитовые породы архейских бесединского, сергиевского, и раннепротерозойских золотухинского, смородинского и стойло-николаевского комплексов. Исследуемый золотухинский комплекс долгое время рассматривался как отдельный подтип развитого в пределах юго-восточной части ВКМ рудоносного мамонского комплекса, с которым он по многим параметрам проявляет черты аналогии и лишь в 1999 году после утверждения на Региональном совещании породы габбронорит-перидотитовой формации обрели статус самостоятельного образования – двухфазного (гипербазитовая и базитовая фазы) дунит-перидотит-габброноритового золотухинского комплекса [1]. В настоящее время комплекс в недостаточной степени исследован на предмет его формационной принадлежности и геодинамической природы его формирования. Также на сегодняшний день не существует какой-либо достоверной петрохимической модели формирования пород комплекса. Целью данного исследования было: а) определить характерные для пород комплекса особенности распределения РЗЭ; б) подтвердить сингенетическое родство выделенных на основе петрографических и петрогеохимических исследований породных ассоциаций; в) уточнить роль процессов кристаллизационной дифференциации в процессе становления смородинского массива и определить наиболее близкие к вероятному составу исходного расплава ассоциации пород

Предмет исследования

Петротипический для пород второй фазы золотухинского комплекса Смородинский плутон (рис. 1) представляет собой достаточно крупный массив и сложен сочетанием крутопадающего штокообразного тела ультрамафит-мафитовых пород золотухинского комплекса с прорывающим его силлоподобным телом габбродолеритов смородинского комплекса. Породы первой фазы золотухинского комплекса представлены в разной степени

измененными ультраосновными породами. В них преимущественное значение имеют аподунитовые и, в большей степени, апоперидотитовые серпентиниты. Основную часть разреза Смородинского плутона составляют породы второй фазы, представленные в различной степени измененными (амфиболизированными, местами биотитизированными, окварцованными и хлоритизированными) крупно-среднезернистыми габброноритами разного состава, с выделением обедненных клинопироксеном участков (нориты) и весьма лейкократовых разностей, близких по составу к анортозитам. Среди среднезернистых габброноритов выделяются мелкозернистые разности этапов довнедрения, составляющие небольшой мощности (15-50 м) тела. С целью установления критериев выделения золотухинского комплекса, уточнения его формационной принадлежности, а также определения в сингенетическом ряду пород некоторых особенностей эволюции исходного расплава был отобран представительный набор проб из участков, максимально полно и широко характеризующих обзор основных петрографических видов пород [3] и в наименьшей степени подвергшихся воздействию наложенных процессов. При этом были выделены следующие разновидности пород: ультрамафиты первой фазы (серпентинизированные перидотиты); среднезернистые габбронориты, в целях сравнения подразделяемые на залегающие под и над силлом габбродолеритов смородинского комплекса, мелкозернистые габбронориты интермагматических даек и наиболее лейкократовые крупнозернистые разности габброноритов, относимые к анортозитам.

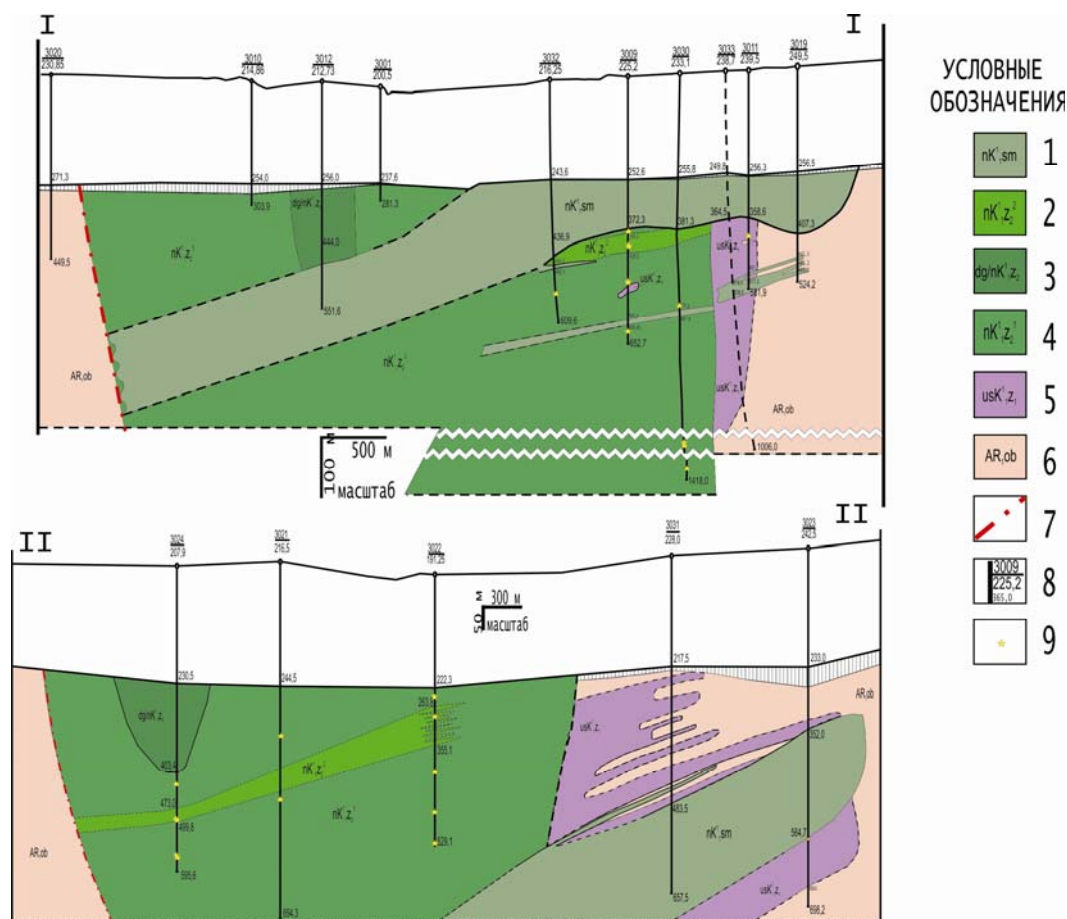


Рис. 1. Геологические разрезы Смородинского массива по профилям I – I и II – II (по [2] с дополнениями: 1 – габбродолериты, троктолиты, долерит-пегматиты смородинского комплекса; 2 – 4 породы второй фазы золотухинского комплекса: 2 – мелкозернистые габбронориты с директивной текстурой (вторая подфаза); 3 – интенсивно насыщенные жильными телами микрогаббро, диоритов и плагиогранитов, ксенолитами вмещающих пород габбронориты апикальных частей интрузии (первая подфаза) и 4 – крупно-среднезернистые амфиболизированные габбронориты, участками до норитов (первая подфаза); 5 – дуниты, перидотиты, серпентиниты, пироксениты первой фазы золотухинского комплекса; 6 – гранито-гнейсы, гнейсы и амфиболиты обоянского плутона-метаморфического комплекса; 7 – тектонические нарушения; 8 – скважины, их номера и отметки реперных горизонтов, 9 – точки отбора проб для анализов ICP MS.

Исследованные серпентинизированные перидотиты - это массивные среднезернистые породы с реликтово-гипидиоморфной структурой, обусловленных сочетанием изометричных серпентинизированных зерен оливина - хризолита (Fa_{10-17}) и хризотил-форстерита (Fa_{5-22}) и орто- и клинопироксенов – диопсида (En_{45-56} Wo_{41-46} Fs_{1-9}) и энстатита (En_{98-92}) с присутствием роговой обманки.

Средне-крупнозернистые габброноритовые образования нами условно подразделяются на: 1) залегающие над силлом смородинского комплекса породы (подверженные частичному термальному воздействию остывающего тела габбродолеритов), 2) залегающие под силлом, (не подверженные подобному воздействию) разности. Петрографически эти разновидности габброноритов весьма схожи и отличаются лишь степенью амфиболизации.

Структура этих пород гипидиоморфнозернистая и габбровая, текстура – массивная. Сложены сочетанием короткопризматических пироксенов (2,5-3,0 мм) с таблитчатыми плагиоклазами (3,0-3,5 мм) двух генераций (лабрадор-битовнит - An_{50-71} и андезин - An_{32-48} , в общей массе слагающих 35 – 70 об.% породы. Ромбические пироксены составляют от 20 до 40 об.%, в меланократовых разновидностях – до 50-60 об.%, представлены зернами размером от 0,3 до 1,5 мм и зачастую имеют изометричную, округлую форму. По составу пироксен соответствует гиперстену ($\text{En}_{58-60}\text{Wo}_{2-6}\text{Fs}_{35-39}$), иногда бронзиту ($\text{En}_{71-73}\text{Wo}_{2-8}\text{Fs}_{20-27}$) при подчиненном значении (5-15 об.%) ксеноморфного авгита. В большей части разреза массива пироксены встречаются в виде реликтов и замещены вторичными амфиболами. Второстепенные минералы представлены ксеноморфными биотитом и кварцем, содержание которого колеблется в пределах единичных зерен.

Структура мелкозернистых габброноритов интермагматических даек габбровая, текстура массивная, местами директивная за счет слабоудлиненных зерен плагиоклаза лабрадор-андезина (An_{46-50}) с содержанием до 45-50 об.% и амфиболизированных по периферии пироксенов: диопсида и гиперстена. В породах отмечаются отдельные единичные зерна биотита, кварца и акцессорный апатит.

Лейкократовые габбронориты (анортозиты) характеризуются порфировидной структурой и пятнистой текстурой за счет обособления скоплений крупнозернистых зерен плагиоклаза и распределенных между ними скоплений и иногда прорастающих их отдельных изометричных амфиболизированных зерен пироксена. Плагиоклаз представлен крупными таблитчатыми (5 мм) и удлиненными (до 10 мм) иногда зональными зернами андезина, реликты пироксена представлены гиперстеном. Среди наиболее амфиболизированных зерен пироксенов отмечаются отдельные обособления биотита неправильной формы.

Методика исследований

Содержания и особенности распределения лантаноидов в отобранных образцах были исследованы высокоточным методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа – ICP MS в ИПТМ РАН, г. Черноголовка (руководитель Аналитического центра к.х.н. В.К. Карандашев) и SURRC (Scottish Universities Reactor Research Centre, East Kilbride, Scotland, аналитик Л. В. Шумлянский).

В Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов (в ИПТМ РАН) малые и редкие элементы определялись методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP MS). Разложение образцов пород, в зависимости от их состава, проводили путем кислотного вскрытия как в открытой, так и в закрытой системах. Контроль химического выхода при проведении процедуры разложения образцов осуществлялся с помощью ^{161}Dy . Пределы обнаружения для PЗЭ, Hf, Ta, Th, U составляли 0,02-0,03 ppm, для Nb, Be, Co – 0,03-0,05 ppm, для Li, Ni, Ga, Y – 0,1 ppm, для Zr – 0,2 ppm, для Rb, Sr, Ba – 0,3 ppm, для Cu, Zn, V, Cr – 1-2 ppm.

В институте SURRC измерение концентраций лантаноидов проводилось стандартным методом. Процесс измерения концентраций производился с использованием VG Elemental PQ2 plus ICP-MS с небуляризатором Мейнхарда и водоохлаждаемой стеклянной камерой

распыления Скотта. Детали применявшегося протокола измерения на ICP-MS описаны в [4]. Правильность анализа контролировалась путем измерения международных и российских стандартных образцов. Обработка данных анализов производилась с помощью программного обеспечения Microsoft Excel'2003.

Полученные результаты

Исследованные породные ассоциации золотухинского комплекса характеризуются в среднем нормальным содержанием и распределением РЗЭ. В ультрамафитовых разностях общее содержание РЗЭ не превышает 25 г/т, а соотношение нормализованных по хондриту С1 [5] количества легких и тяжелых лантаноидов довольно постоянно и составляет 5,1-5,2. Содержания редкоземельных элементов в габброидах подвержены значительным колебаниям при общем закономерном увеличении от 21,7 до 117,5 г/т. При этом как минимальные значения, так и максимальные характерны для всех габброноритов вне зависимости от их положения относительно секущего массива тела габбродолеритов смородинского комплекса. Отношение легких лантаноидов к тяжелым подвержено большим колебаниям (от 3,6 до 8,4), однако в большинстве случаев оно близко к указанному для пород первой фазы (4-6). Для исследованных пород также характерны значительные вариации аномальных содержаний европия, что выражается в изменении отношения Eu/Eu^* от 0,54 до 1,58 (Eu – реальное содержание европия в образце, нормированное по хондриту, а Eu^* – хондрит-нормализованное, рассчитываемое как среднее по Sm и Gd , не аномальное содержание европия). Общие суммарные значения содержаний лантаноидов (до 183 г/т) и колебания отношения Eu/Eu^* (0,67-1,89), а также разница в накоплении тяжелых и легких элементов (отношение La/Yb до 22,2) достигают своего максимума в крупнозернистых лейкоратовых (анортозитовых) разностях. Мелкозернистые габбронориты интермагматических даек, характеризуются сходным с среднезернистыми аналогами общим количественным содержанием (79 – 105 г/т) и распределением (значения La/Yb колеблются от 4,7 до 8,5) РЗЭ с колебаниями значений Eu/Eu^* от 0,89 до 1,44).

Обсуждение полученных результатов

Интерпретация диаграмм отношений нормированных содержаний лантаноидов ($La_{(n)}/Sm_{(n)} - La_{(n)}$ (рис. 2, а) и $Gd_{(n)}/Yb_{(n)} - Yb_{(n)}$ (рис. 2, б) позволяет сделать вывод об общем равномерном распределении лантаноидов в сингенетическом ряду пород золотухинского комплекса с накоплением как общего содержания редких земель, так и с увеличением доли легких и средних лантаноидов по отношению к тяжелым в габброноритах. Однако для пород второй фазы комплекса характерны значительные колебания содержаний лантаноидов, для каждой из групп (за исключением крайних членов – ультрамафитов и анортозитов) характерны точки как минимальных, так и максимальных значений отношений, поэтому задача выявления закономерностей распределения РЗЭ в разрезе массива остается весьма сложной. С одной стороны, общее равномерное распределение РЗЭ без резко выдающихся значений является свидетельством равновесия кристаллизующейся системы, обусловившим закономерное фракционирование ликвидусных пироксенов и плагиоклазов, с другой – колебания значений σEu в среднезернистых габброноритах могут быть связаны как со значительной ролью фракционирования полевых шпатов на протяжении некоторых интервалов, вплоть до формирования анортозитовых горизонтов, либо с гидротермальным нарушением закрытой системы в процессе слабой амфиболитизации пород вследствие метаморфических преобразований. Как следствие, это не позволяет однозначно отдавать ведущую роль в становлении пород массива только процессам кристаллизационной дифференциации.

Важным моментом является положение на диаграммах точек значений отношений содержаний лантаноидов для мелкозернистых габброноритов интермагматических даек. Поле этих пород на обеих диаграммах локализуется

Таблица

Содержание РЗЭ в породах золотухинского комплекса Смородинского плутона (г/т)

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	сумм. TR	La _(n) /Yb _(n)	Eu/Eu*	La _(n) /Sm _(n)	Gd _(n) /Yb _(n)
1	5,28	12,21	1,72	8,09	2,11	0,86	2,44	0,39	2,46	0,48	1,39	0,21	1,26	0,19	39,09	2,82	1,17	1,57	1,57
2	10,2	21,5	2,6	11,1	2,5	1,0	2,6	0,42	2,3	0,41	1,2	0,17	1,1	0,16	57,16	6,41	1,18	2,61	1,98
3	17,5	39,3	4,7	21,3	4,8	1,7	5,1	0,83	4,5	0,88	2,5	0,34	2,1	0,28	105,73	5,73	1,09	2,30	2,00
4	10,7	25,4	3,7	17,1	4,2	1,3	5,1	0,83	4,5	0,93	2,6	0,37	2,3	0,31	79,39	3,17	0,89	1,58	1,82
5	5,3	11,8	1,6	7,3	1,8	0,93	2,2	0,33	2,1	0,44	1,2	0,16	1,01	0,16	36,47	3,54	1,44	1,82	1,72
6	2,2	4,8	0,7	3,6	1,0	0,54	1,4	0,22	1,5	0,31	0,86	0,12	0,78	0,11	18,11	1,89	1,39	1,33	1,43
7	5,2	11,3	1,6	7,1	1,8	0,75	2,0	0,34	2,0	0,37	1,0	0,15	1,0	0,14	34,72	3,60	1,23	1,86	1,68
8	8,2	16,9	2,0	8,2	1,5	0,75	1,4	0,20	1,2	0,23	0,70	0,10	0,66	0,091	42,23	8,38	1,58	3,39	1,74
9	10,1	23,2	2,8	12,7	2,9	0,81	2,8	0,41	2,6	0,54	1,5	0,20	1,42	0,21	62,20	4,83	0,88	2,23	1,59
10	17,5	37,7	4,6	19,2	3,9	0,69	4,0	0,61	4,1	0,84	2,6	0,38	2,64	0,40	99,07	4,46	0,54	2,82	1,24
11	4,1	8,3	1,0	3,9	0,8	0,60	0,9	0,14	1,0	0,20	0,64	0,094	0,67	0,11	22,39	4,15	2,17	3,26	1,12
12	9,1	17,9	2,1	8,3	1,5	0,76	1,4	0,21	1,3	0,28	0,76	0,11	0,72	0,11	44,60	8,50	1,57	3,72	1,60
13	4,2	7,8	0,94	3,8	0,75	0,65	0,9	0,14	0,9	0,20	0,62	0,091	0,66	0,10	21,70	4,27	2,47	3,49	1,08
14	8,1	18,6	2,4	10,0	2,5	0,93	2,7	0,48	2,5	0,50	1,5	0,22	1,3	0,18	51,87	4,16	1,12	2,07	1,66
15	13,7	30,3	3,4	13,0	2,5	1,2	2,6	0,44	2,2	0,46	1,4	0,21	1,3	0,18	72,82	7,23	1,43	3,42	1,66
16	7,40	14,50	1,75	7,10	1,47	0,76	1,57	0,23	1,45	0,30	0,89	0,12	0,81	0,13	38,48	6,15	1,54	3,16	1,57
17	11,2	29,3	4,0	19,5	4,8	1,4	5,1	0,84	4,6	0,98	2,7	0,36	2,2	0,28	87,29	3,42	0,89	1,46	1,86
18	9,53	22,65	3,00	13,42	3,36	1,08	3,68	0,60	3,76	0,76	2,21	0,34	2,07	0,32	66,78	3,10	0,95	1,78	1,44
19	13,80	29,10	3,72	15,50	3,32	0,99	3,70	0,52	3,29	0,67	1,82	0,24	1,57	0,24	78,48	5,92	0,87	2,61	1,91
20	20,31	44,71	5,57	23,26	5,11	1,58	5,16	0,79	4,72	0,91	2,53	0,37	2,14	0,32	117,48	6,39	0,95	2,50	1,95
21	8,4	17,8	2,2	10,4	2,5	1,5	2,9	0,50	2,7	0,59	1,8	0,26	1,7	0,24	53,47	3,39	1,74	2,10	1,39
22	13,5	24,0	2,5	9,5	1,6	0,90	1,3	0,19	1,0	0,17	0,49	0,063	0,41	0,05	55,75	22,15	1,89	5,34	2,64
23	29,5	68,9	8,7	39,6	8,7	1,9	8,9	1,3	7,5	1,4	3,7	0,48	2,89	0,42	183,84	6,87	0,67	2,13	2,49
24	4,5	9,4	1,2	5,0	1,1	0,37	1,2	0,20	1,1	0,22	0,62	0,086	0,59	0,087	25,56	5,20	1,02	2,63	1,59
25	3,8	6,5	0,8	3,4	0,9	0,34	1,1	0,16	1,0	0,20	0,53	0,073	0,50	0,07	19,33	5,11	1,05	2,65	1,73

Примечание: 1-6 – мелкозернистые **габбронориты интермагматических даек**: 1 – скв. 3009, гл. 416,2 м; 2 – скв. 3009, гл. 422,1 м; 3 – скв. 3024, инт. 491,5-492,5 м; 4 – скв. 3024, инт. 495,0-496,0 м; 5 – скв. 3009, гл. 382,0 м; 6 – скв. 3009, гл. 481,5 м; 7-11 – среднезернистые **габбронориты под телом габбродолеритов**: 7 – скв. 3009, гл. 478,6 м; 8 – скв. 3032, гл. 522,5 м; 9 – скв. 3030, гл. 1094,0 м; 10 – скв. 3030, гл. 1139 м; 11 – скв. 3030, гл. 1355 м; 12-21 – среднезернистые **габбронориты над телом габбродолеритов**: 12 – скв. 3021, гл. 328,0 м; 13 – скв. 3021, гл. 460,0 м; 14 – скважина 3022, глубина 243,2 м; 15 – скважина 3022, интервал 308,0-312,0 м; 16 – скважина 3022, глубина 400,0 м; 17 – скважина 3022, глубина 471,5 м; 18 – скважина 3022, глубина 528,5 м; 19 – скважина 3024, глубина 431,5 м; 20 – скважина 3024, глубина 569,2 м; 21 – скважина 3024, интервал 578,5-579,0 м; 22-23 – **анортозиты**: 22 – скв. 3009, гл. 625,0 м; 23 – скв. 3030, гл. 565,5 м; 24-25 – **ультрамафиты первой фазы**: 241 – скважина 3011, глубина 401,0 м; 2 – скважина 3015, глубина 427,1 м.

в области средних значений средне-крупнозернистых габброноритов, что может свидетельствовать в пользу выделения этих пород как наиболее близких по составу к исходному расплаву.

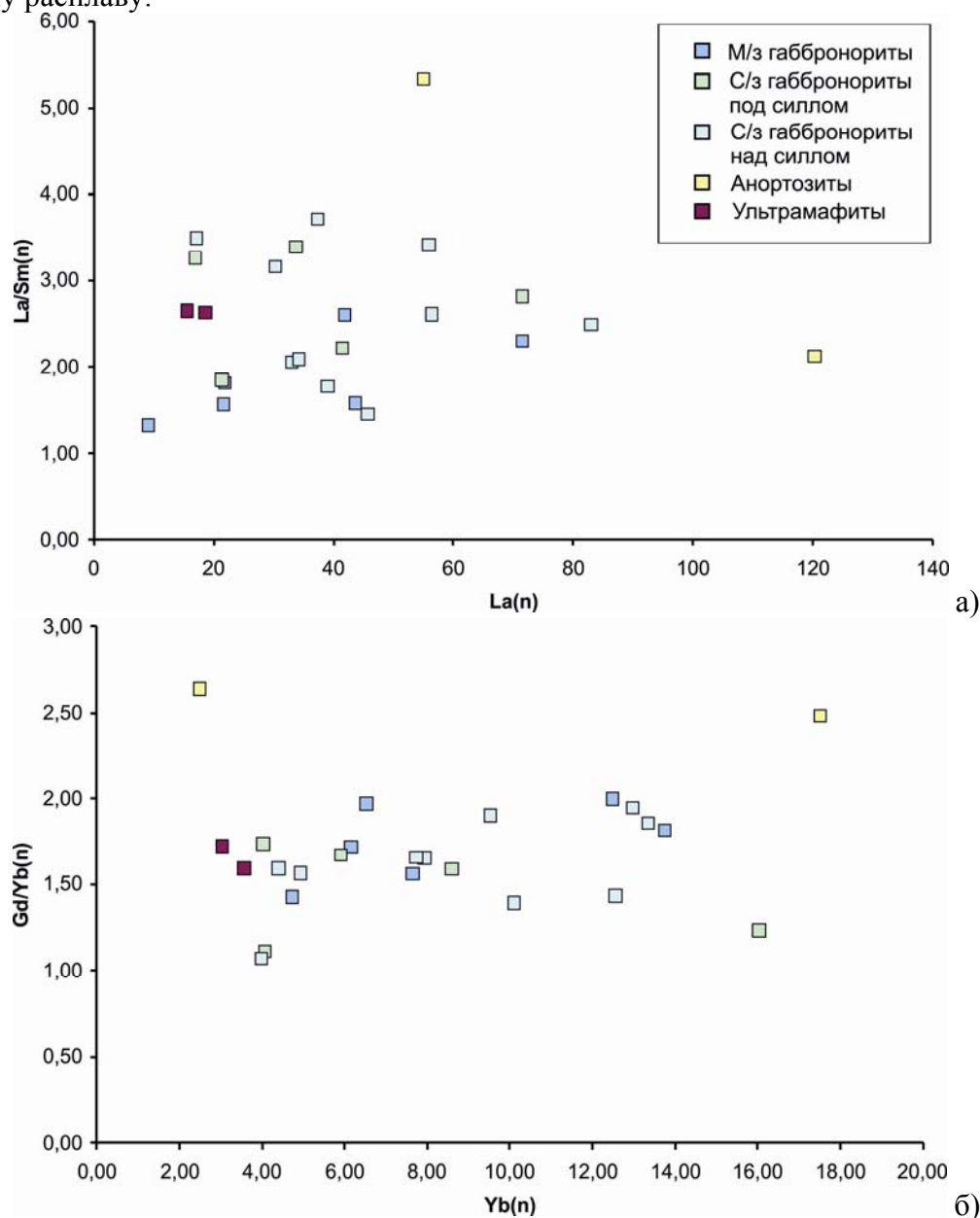


Рис. 2 Диаграммы отношений нормированных содержаний лантаноидов ($La(n)/Sm(n) - La(n)$ (а) и $Gd(n)/Yb(n) - Yb(n)$ (б))

Выводы

Анализ концентраций и характер распределения лантаноидов в изученных типах пород Смородинского плутона показали сингенетичность ряда пород золотухинского комплекса. При этом подразделяемые нами габбронориты под и над силлом габбродолеритов смородинского комплекса не выказывают какой либо существенной разницы между собой.

Наличие в разрезе массива лейкократовых габброноритов (анортозитов) могут указывать на высокую степень дифференцированности образований второй фазы золотухинского комплекса при значительной роли фракционирования полевых шпатов, однако в общем по разрезу в содержаниях и распределении РЗЭ эта дифференцированность проявлена весьма слабо. Положение полей значений отношений лантаноидов для мелкозернистых габброноритов интермагматических даек среди полей крупно-среднезернистых габброноритов позволяет выделить эти породы как наиболее близкие по составу к исходному расплаву.

Работа выполнена при финансовой поддержке ГК 02.740.11.0021 и ГК П171.

Литература

1. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия) / Н.М. Чернышов – Воронеж, Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. – 448 с.
2. Альбеков А.Ю. Геология, петрология и минерагеническая оценка перспектив рудоносности габбродолеритовых массивов трапповой формации ВКМ: Автореф. канд. дис. геол-минерал. наук / А.Ю. Альбеков – Воронеж, 2002. – 24с.
3. Бойко П.С. Петрография пород второй фазы золотухинского комплекса (структурно-формационная зона КМА) //Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геологич. -2010. -№2. -С. 159-170.
4. Olive V. A Protocol for the determination of the rare earth elements at picomole level in rocks by ICP-MS: Results on geological reference materials USGS PCC-1 and DTS-1 / V. Olive, R. M. Ellam, L. Wilson // Geostandards Newsletter – the Journal of Geostandards and Geoanalysis, 2001. – Vol. 25. – P. 219–228.
5. Palme H. Abundances of the elements in the solar system / H. Palme, H. Beer // Landolt-Borstein Group VI: astronomy and astrophysics: instruments; methods; Solar System. Berlin: Springer, 1993. – P. 196–221.

**Состав сульфидов коматиит-базальтовой формации Косиновского
медно-никелевого проявления (Льговско-Ракитнянский
зеленокаменный пояс КМА)**

Е.М. Боброва

Воронежский государственный университет

Аннотация. На основе геолого-структурного анализа сульфидных ассоциаций с определенными типами пород и жильных образований, характера распределения в них на базе микрозондовых исследований главных и сопутствующих элементов выделены три типа сульфидных парагенезисов Косиновского медно-никелевого проявления, характеризующих полигенную природу их образования.

Ключевые слова: коматиит, базальт, Курская магнитная аномалия, Косиновский участок, сульфиды, парагенезис.

**Composition of komatiite-basalt formation sulphides from Kosinovsky copper-nickel ore
point (L'govsko-Rakitnyansky greenstone belt of KMA)**

E.M. Bobrova

Voronezh State University

Abstract. On the basis of geological and structural analysis of sulphide associations with specified types of rocks and vein formations, major and associated elements distribution, defined by microprobe studies, three types of sulfide assemblages from Kosinovsky copper-nickel ore point are identified. That characterizes the polygenic nature of their forming.

Keywords: komatiite, basalt, Kursk magnetic anomaly, Kosinovsky site, sulfides, paragenesis.

Металлогеническая специализация ультраосновных и основных пород гранит-зеленокаменных областей определяется пространственной и парагенетической связью с ними повышенных концентраций черных, цветных и благородных металлов. В ряде районов распространения докембрийских зеленокаменных поясов известны месторождения, в том числе и эксплуатируемые, железных (алгомский тип), колчеданных и медно-молибденовых руд, хрома, золота, платиновых металлов, сульфидного никеля (австралийский тип).

Особый интерес представляют ультраосновные и основные вулканиты неоархейских зеленокаменных поясов, с которыми в Австралии и Канаде ассоциируют богатые медно-никелевые руды с золотом, серебром и металлами платиновой группы [1-3].

В пределах Курской гранит-зеленокаменной области (КГЗО) установлены два неоархейских зеленокаменных пояса северо-западного простирания – Льговско-Ракитнянский (Белгородско-Михайловский) и Алексеевско-Воронецкий (Орловско-Тимской). В мафит-ультрамафитовой вулcano-плутонической ассоциации Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса известен ряд разномасштабных проявлений благороднометалльной минерализации в связи с сульфидным платиноидно-медно-никелевым оруденением (содержания благородных металлов составляют в перидотитовых коматиитах Pt до 60,0 мг/т, Pd до 23,3 мг/т, Au до 4,6 мг/т, в пироксенитовых коматиитах Pt до 14,5 мг/т, Pd до 5,3 мг/т, Au до 2,5 мг/т, в коматиитовых базальтах Pt до 9,0 мг/т, Pd до 4,0 мг/т, в толеитовых базальтах Pt до 7,5 мг/т, Pd до 5,5 мг/т [4]). Одним из наиболее перспективных сульфидно-медно-никелевых проявлений является Косиновское, расположенное на одноименном участке в пределах Льговско-Ракитнянского синклиория (рис. 1).

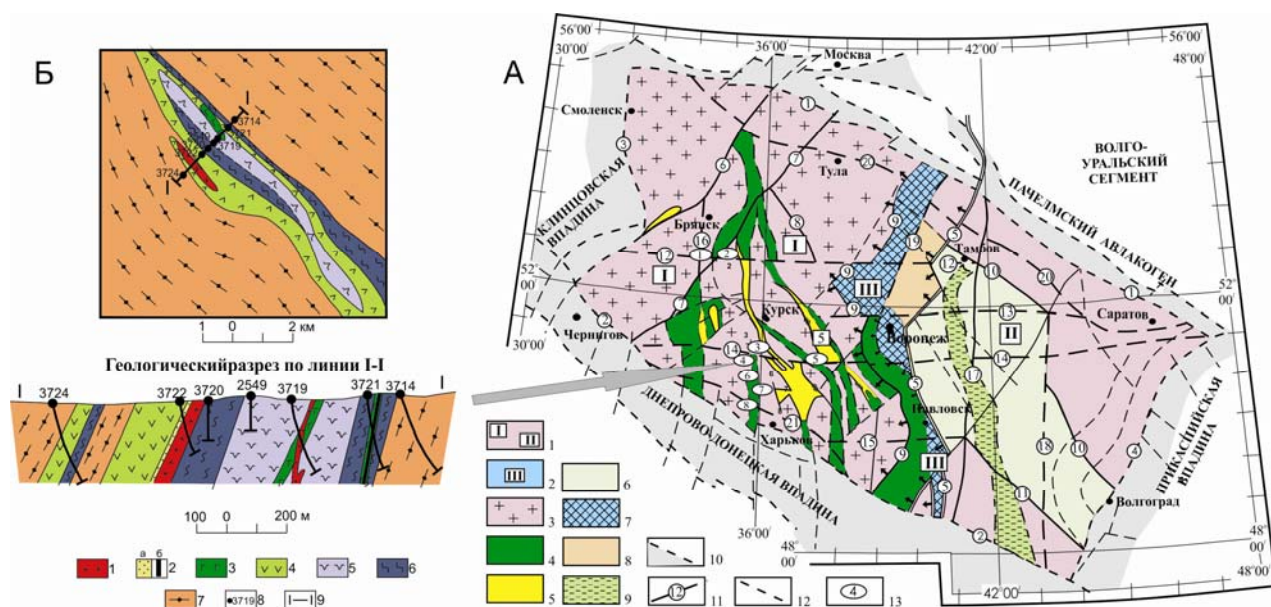


Рис. 1. А – Геолого-тектоническая схема Воронежского кристаллического массива [4]: 1- мезоархейские мегаблоки: Курский (I) и Хоперский (II); 2 - Лосевская шовная зона (III) палеопротерозоя; 3-5 - структурно-вещественные комплексы мезо- (3) и неоархея (4), палеопротерозоя (5); 6 - Воронцовский эпикратонный прогиб палеопротерозоя; 7 - Лосевская шовная зона палеопротерозоя; 8 - Воронежско-Шукавская наложенная грабен-синклиналь; 9 - Калач-Эртильская наложенная структура (реактивизированный рифт); 10 - границы ВКМ; 11 - линейные структурные элементы: 1-4 - глубинные разломы, структурные швы мантийного заложения (внеранговые): 1 - юго-западный бортовой Пачелмского авлакогена, 2 - северо-восточный бортовой, 3 - Смоленско-Рославльский, 4 - Волгоградско-Камышенский; 5 - Лосевско-Мамонский надвиг (1-го ранга); 6-11 - глубинные корово-мантийные разломы (2-го ранга): 6 - Кировско-Клинцовский, 7 - Серпуховско-Бахмачский, 8 - Мценско-Ливненский, 9 - Ряжско-Кантемировский (надвиг), 10 - Тамбовско-Балашиов-Волгоградский, 11 - Чернышевский; 12-21 - трансрегиональные сквозные разломы корово-мантийные (2-го ранга): 12 - Трубчевско-Липецкий, 13 - Воронежско-Курский, 14 - Суджанско-Икореевский, 15 - Куянско-Богучарский, 16 - Белопольско-Навлинский, 17 - Шумилинско-Новохоперский, 18 - Михайловский, 19 - Графский, 20 - Торонец-Саратовский, 21 - Контотоп-Куянский; 12 - региональные разломы (4-го и более высокого ранга); 13 - местоположение участков коматиит-базальтовой формации: 1 - Михайловский, 2 - Жидеевский, 3 - Дичнянский, 4 - Косиновский, 5 - Александровский, 6 - Ивнянско-Береговой, 7 - Висловский, 8 - Олимпийский; **Б – схема геологического строения коматиитовой толщи Косиновского участка [5]:** 1 - плагиоклаз-микроклиновые граниты; 2 - а) кремнистые породы, б) железистые кварциты; 3 - габбро-амфиболиты; 4 - метабазиты; 5-6 - апокоматиитовые серпентиниты; 7 - гранито-гнейсы; 8 - скважина и ее номер; 9 - линия разреза

Преобладающие в разрезе ультрамафит-мафитовые породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций [4-7] и в современном состоянии представляют собой серпентиниты, амфиболитизированные и карбонатизированные серпентиниты, тремолит-карбонатные породы и амфиболиты. Формационная принадлежность пород определяется, главным образом, по химическому составу и реликтовым структурным признакам. По петрохимическим признакам, в соответствии [8], среди пород выделены: перидотитовые метакоматииты (РК), пироксенитовые метакоматииты (РΥК) и магнезиальные метабазалты (МВ). В породах коматиит-базальтовой формации Косиновского проявления отмечаются сульфидная и окиснорудная минеральные ассоциации, находящиеся в тесной связи с вторичными силикатными минералами — серпентином, тремолитом, актинолитом [6]. Кроме того, породы пронизаны сетью кварцевых и карбонатных прожилков.

Большой интерес в оценке генезиса рудообразующих минералов медно-никелевых руд зеленокаменных поясов представляет исследование состава и форм нахождения сульфидов, прежде всего, в условиях практически нацело измененных пород. Породы коматиит-базальтовой формации Косиновского проявления характеризуются повсеместно развитой сульфидной минерализацией. Ведущими минералами являются халькопирит, пентландит, пирротин и пирит. Выполнено более 100 локальных рентгеноспектральных (микронзондовых)

определений сульфидной части (анализаторы Jeol INCA 250 – ВГУ, г. Воронеж, аналитик С.М. Пилюгин и Jeol JXA-733 – Имин УрО РАН, г. Миасс, аналитик В.А. Муфтахов).

Халькопирит является наиболее часто встречаемым сульфидом (таблица), ксеноморфные зерна (до 0,8-1,0 мм) которого находятся в базисе пород и в прожилках, часто отмечаются сростания халькопирита с другими сульфидами. Химическому составу халькопирита в известной мере свойственно относительное постоянство ($\text{Cu} = 29,211\text{--}36,721$ мас.%; $\text{Fe} = 29,027\text{--}34,946\%$, $\text{S} = 33,370\text{--}35,919\%$; Ni до 0,215% и Co до 0,215%). По средним содержаниям Cu , Fe и S халькопирит близок стехиометрическому (рис. 2). Это постоянство, в частности, отмечается для халькопиритов матрикса пород и кварцевых прожилков в отношении Cu/Fe (в матриксе пород $\text{Cu}/\text{Fe} = 1,09\text{--}1,22$, в кварцевом прожилке $\text{Cu}/\text{Fe} = 1,18\text{--}1,25$). Вместе с тем халькопириты карбонатных прожилков являются более железистыми ($\text{Cu}/\text{Fe} = 0,84\text{--}0,91$). Особенностью халькопиритов магнезиальных базальтов и кварцевых прожилков является наличие примеси золота и платины (в магнезиальных базальтах Pt до 0,254 мас.%, Au до 0,288 мас.%; в кварцевых прожилках Pt до 0,245 мас.%). Более полные сведения об элементах-примесях приведены в [9].

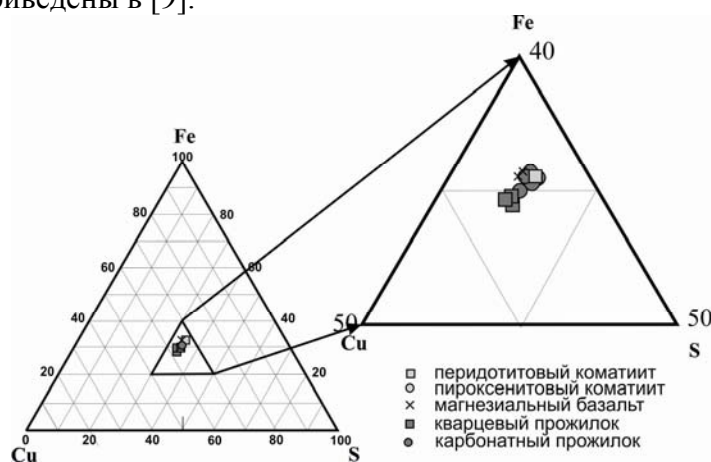


Рис. 2. Положение составов халькопиритов.

Таблица.

Содержание рудообразующих и примесных элементов сульфидов и их формулы

Халькопирит										
мас. % Форма нахождения	Ni	Co	Fe	Cu	Zn	Pt	Au	As	S	Сумма
Базис РК $Cu_{0,993-1,010}Fe_{1,005-1,026}S_2$	0,215	0,215	29,916 - 30,470	33,584 - 33,360	0,097 0,000	0,000	Н.о.	0,000	33,601 - 35,530	99,360- 100,628
Базис МВ $Cu_{0,964-1,101}Fe_{0,970-1,037}S_2$	0,000	0,000- 0,132	29,027 - 30,745	34,262 - 36,721	0,000 - 1,161	0,000 - 0,254	0,000 - 0,288	0,000 - 0,403	33,370 - 35,765	98,752- 100,905
Кварцевый прожилок $Cu_{1,005-1,087}Fe_{0,971-1,002}S_2$	0,000	0,000- 0,114	29,345 - 30,152	35,571 - 36,619	0,156 - 0,248	0,000 0,245	0,000	0,000	34,179 - 34,945	99,503- 101,061
Карбонатный прожилок $Cu_{0,982-1,031}Fe_{0,976-1,046}S_2$	0,000- 0,198	0,000	33,850 - 34,946	29,211 - 31,751	0,053 0,069	0,000	0,000	0,000	34,011 - 35,919	98,983- 101,508
Пентландит										
мас. % Форма нахождения	Ni	Co	Fe	Cu	Pb	As	S	Сумма		
Базис РК $(Fe_{3,900}Ni_{4,600})_{8,500}S_8$	36,000	-	29,400	-	-	-	34,600	100,000		
Базис РYК $(Fe_{4,487-4,562}Ni_{4,536-4,751})_{9,250-9,273}S_8$	35,165- 33,286	0,250- 1,176	31,598- 31,845	0,000	0,000	0,000- 0,446	32,060- 32,337	98,367- 99,796		
Карбонатный прожилок $(Fe_{3,969-4,185}Ni_{4,096-4,404})_{8,190-8,686}S_8$	32,546- 34,811	0,000- 2,470	29,660- 31,084	0,000- 0,308	0,000- 2,114	0,000	34,112- 35,186	98,984- 101,866		
Пирротин										
мас. % Форма нахождения	Ni	Co	Fe	Cu	Zn	As	S	Сумма		
Базис МВ $Fe_{0,845-0,915}S$	0,239- 1,020	0,091- 0,217	58,472- 60,818	0,000- 1,176	0,000- 0,875	0,000- 0,323	38,161- 39,889	99,220- 100,916		
Карбонатный прожилок $Fe_{0,729-0,829}S$	1,024- 1,534	0,000- 0,149	56,201- 57,848	0,000	0,000	0,000	39,226- 41,821	98,523- 100,916		
Пирит										
мас. % Форма нахождения	Ni	Co	Fe	Cu	Zn	Pb	S	Сумма		
Базис РК $Fe_{0,951-1,004}S_2$	0,064- 0,407	0,000	45,364- 46,345	0,000	0,000	0,000- 0,384	52,609- 54,828	98,987- 100,976		
Базис МВ $Fe_{0,987-0,993}S_2$	0,825- 1,031	0,440- 1,523	45,060- 45,533	0,000- 0,142	0,000	0,000- 0,070	53,051- 53,155	99,849- 100,981		
Кварцевый прожилок $Fe_{0,903-0,913}S_2$	0,000- 0,634	0,107- 1,091	45,810- 47,310	0,000- 0,495	0,107- 0,191	0,000- 0,421	51,417- 53,931	99,220- 100,813		
Галенит										
мас. % Форма нахождения	Ni	Fe	Cu	Pb	Ag	Bi	S	Сумма		
Карбонатный прожилок $Pb_{0,972-1,053}S$	0,000- 0,055	0,000- 0,389	0,000- 1,211	82,922- 86,603	0,452- 0,505	1,794- 2,014	12,728- 13,207	100,25 0-		

								101,63 0
--	--	--	--	--	--	--	--	-------------

Примечание: прочерк – не определялось.

Пентландит часто встречается совместно с халькопиритом и магнетитом. Образует ксеноморфные зерна (0,03-0,05 мм) в матриксе и карбонатных прожилках; самостоятельные агрегатные его выделения (до 0,01 мм) характерна для матрикса пород. Изучение пентландита выявило некоторые изменения в его химическом составе (см таблица). Установлены достаточно узкие пределы изменения содержания серы (32,060-35,161 мас.%, среднее значение 34,178%) и катионной части (в матриксе пород Ni=33,286-36,000%, среднее значение 34,817%; Fe=29,400-31,845%, среднее значение 30,948%; в карбонатном прожилке Ni=32,546-34,706%, среднее значение 33,872%; Fe=29,660-30,471%, среднее значение 30,455%). При этом преобладают никелистые (Fe/Ni в матриксе пород 0,82-0,95; в карбонатном прожилке 0,86-0,95) и низкокобальтовые (Co в матриксе пород до 1,176%, в карбонатном прожилке до 2,470%) пентландиты. Пентландиты карбонатных прожилков отличаются примесью меди и свинца [9].

Пирротин встречается вместе с пентландитом, а также халькопиритом в матриксе и карбонатных прожилках. Диапазон изменения химического состава (см таблица) пирротина в матриксе Fe=58,472-60,818 мас.%; S=38,161-39,889%; в карбонатных прожилках Fe=56,201-57,848%; S=39,226-41,821%. По уровню концентрации Fe и S сульфиды группы пирротина представлены гексагональным пирротином, троилитом и их переходной разновидностью (рис. 3), приуроченными к базису пород, а также моноклинным пирротином, развитым в карбонатных прожилках. Образование моноклинного пирротина является скорее следствием снижения температуры и повышением концентрации ионов серы, что характерно, как правило, для гидротермальных условий. Помимо главных элементов присутствуют ряд примесных [9], к которым относятся Ni (0,239-1,534%), Co (до 0,217%), иногда Cu (до 1,176%), а также Zn (до 0,875%) и As (до 0,323%) в пирротинах матрикса.



Рис. 3. Положение составов сульфидов группы пирротина.

Пирит часто корродирует и замещает ассоциирующие с ним сульфиды – пирротин, халькопирит, а также образует самостоятельные мелкие (сотые доли миллиметра) изометричные зерна, отмеченные только в основной массе пород. Состав пирита (см таблица) близок стехиометрическому (в матриксе Fe=45,060-45,965 мас.%, среднее значение 45,655%; S=52,609-53,155%, среднее значение 53,393%; в кварцевом прожилке Fe=45,81-47,310%, среднее значение 46,533%; S=51,417-53,931%, среднее значение 52,591%). Большинство пиритов характеризуется замещением железа никелем (до 1,031%) и кобальтом (до 1,523%), наличием примеси свинца (до 0,42%), а также в пиритах кварцевых прожилков цинка (0,11-0,19%).

Присутствующий лишь в карбонатных прожилках совместно с халькопиритом, пентландитом и пирротином *галенит* имеет близкий к теоретическому состав (Pb=82,922-86,603 мас.%; S=12,728-13,207%). Особенностью галенита является постоянная примесь (см таблица) серебра (0,452-0,505 мас.%) и висмута (1,794-2,014%).

Таким образом, на основе исследования форм нахождения и химического состава

рудобразующих сульфидов установлены три типа последовательно сформировавшихся парагенезисов: 1) пирит-пирротин-пентландит-халькопиритовый вкрапленного оруденения; 2) пирит-халькопиритовый кварцевых прожилков; 3) пентландит-пирротин-галенит-халькопиритовый карбонатных прожилков. Парагенезисы отражают полигенную природу сульфидных минералов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 08-05-00158-а, ГК №02.740.11.002 и П171.

Литература

1. Condie, K.C. Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge. Cambridge University Press. U.K.2001. 306 p.
2. Nalddrett A.J. PT group element deposits // Platinum group elements: Minerslogy, geology, geochemistry. Canad. Inst. Miner. Met. Spec. 1981/ Vol. 11. P. 357.
3. Лешер К.М. Геохимические и минералогические критерии рудоносности коматиитов в австралийских зеленокаменных поясах архейского возраста / К.М. Лешер, Д.И. Гровс // Материалы 27-го Междунар. Геол. Конгресса. М., 1984. Т.9: Петрология. С. 131-141.
4. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: ВГУ. 2004.- 448 с.
5. Которгин Н.Ф. Архейские зеленокаменные пояса Центрального региона России. – М.: Современные тетради. 2001. – 164 с.
6. Бочаров В.Л. Ультрамафит-мафитовый магматизм гранит-зеленокаменной области КМА / В.Л. Бочаров, С.М. Фролов, А.Н. Плаксенко, В.Н. Левин. Воронеж: ВГУ. 1993. – 176 с.
7. Крестин Е.М. Коматииты позднеархейских зеленокаменных поясов Воронежского кристаллического массива // Современная геология. 1980. № 9. С. 84-97.
8. Петрографический кодекс / Под ред. О.А. Богатиков, О.В. Петров. – СПб.: «ВСЕГЕИ», 2009, изд. 2.- 198 с.
9. Боброва Е.М. Элементы-примеси в сульфидных парагенезисах Косиновского медно-никелевого проявления (Льговско-Ракитнянский зеленокаменный пояс КМА) // Материалы II Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского. Спб: ФГУП «ВСЕГЕИ». 2011. – С. 4-7.

**Породообразующие минералы гидротермально-метасоматического
типа золото-платинометалльного оруденения Михайловского железорудного района
КМА**

М.М. Понамарёва

Воронежский государственный университет

Аннотация: Впервые на основе минералого-петрографических и специальных микрозондовых исследований получены новые данные по минералогии породообразующих минералов гидротермально-метасоматического типа золото-платинометалльного оруденения. Для ведущих минералов приведены кристаллохимические формулы, определено их место в общей систематике и положение в метасоматических зонах. Установлены существенные различия выделенных подтипов по составу минеральных парагенезисов.

Ключевые слова: рудоносные метасоматиты, минералогия, железистые кварциты, Курская магнитная аномалия.

**Rock-forming minerals of hydrothermal-metasomatitic gold-platinum ore bearing type of
Mikhaylovsky iron-ore region of KMA**

M.M. Ponomareva

Voronezh State University

Abstract: On the basis of mineralogical-petrographic and special microprobe study the new data on mineralogy of rock forming minerals of hydrothermal-metasomatitic gold-platinum ore bearing type is obtained for the first time. Leading minerals' crystalchemical formulas are resulted, their place in the general systematization and position in metasomatic zones is defined. Essential distinctions in mineral paragenesis' compositions of the allocated subtypes are established.

Key words: ore-bearing metasomatites, mineralogy, ferruteros quartzites, Kursk magnetic anomaly.

Михайловский рудный узел (Курская область) занимает центральную и западную площади одноименной грабенсинклинали субмеридионального простирания (протяженность более 56 км и ширина 15 км). Месторождение приурочено к западному борту структуры, к участку ее флексуобразного изгиба, которое осложнено разноориентированными складчатыми и разрывными деформациями (рис.1). В северной части месторождения отмечаются синклинали и антиклинальные складки субмеридионального простирания протяженностью от 1 до 6,0 км и размахом крыльев от 0,6 до 2,0 км при падении на восток под углом $50 - 70^{\circ}$ (западные крылья) и $80 - 85^{\circ}$ (восточные крылья) [1, 2].

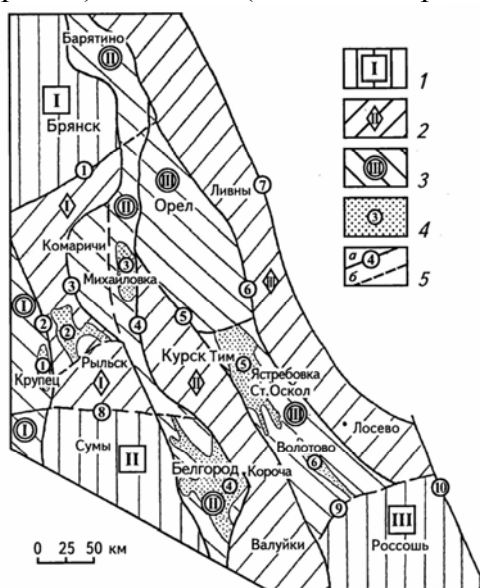


Рис.1. Структурная схема железорудной провинции КМА [3]: 1 – нижнеархейские жесткие массивы (I-Брянский, II- Сумский, III-Россошанский); 2 – горст-антиклинории (I-Львовский, II-Курско-Корочанский, III-Лосевско-Ливенский); 3 – грабен-синклинии (I-Крупецкий, II- Михайловско-Белгородский, III-Орловско-

Оскольский); 4 – грабен-синклинали (1-Крупцевская, 2-Рыльская, 3-Михайловская, 4-Белгородская, 5-Тим-Ястребовская, 6-Волотовская); 5-разрывные нарушения: а – разломы, расчлняющие территорию КМА на блоки второго порядка: 1-Трубчевский, 2-Белопольский, 3-Волчанско-Шаблыкинский, 4-Большеулицко-Землянский, 5-Новооскольско-Воронежский, 6-Алексеевско-Жилевский, 7-Суджанский, 8-Платовско-Варваринский, 9-Коденцовский, 10-Лосевско-Мамонская зона разломов; б) разломы более высоких порядков.

Нижнепротерозойские образования на месторождении представлены курской и оскольской сериями. В составе курской серии выделены две свиты: стойленская и продуктивная коробковская, которая включает две железорудные и две сланцевые подсвиты. Образования нижней железорудной подсвиты больше развиты в пределах месторождения по сравнению с верхней подсвитой, полностью слагая Веретенинскую залежь. В основании нижней железорудной подсвиты залегают безрудные и малорудные кварциты мощность которых варьирует от 3 до 48 м. Выше по разрезу отмечаются четыре пачки рудных кварцитов [2].

Первая пачка (мощностью 60-270 м) расположена в основании подсвиты и сложена карбонатно-магнетитовыми (нижняя часть пачки) и магнетитовыми (верхняя часть пачки) кварцитами. *Вторая пачка* (мощностью 150-500 м) представлена магнетит-гематитовыми кварцитами, среди которых иногда отмечаются пласты существенно гематитовых кварцитов мощностью до 20-30 м, прослой гематит-магнетитовых, магнетитовых и биотит-магнетитовых пиритизированных кварцитов. *Третья пачка* образована гематит-магнетитовыми кварцитами мощностью 140-400 м. Последние в свою очередь характеризуются краснополосчатостью, которая обусловлена дисперсным гематитом в кварцевых прослойках. *Четвертая пачка* представлена переслаивающимися горизонтами магнетитовых, гематит-магнетитовых и отдельными прослоями краснополосчатых кварцитов общей мощностью 120-230 м.

Важнейшим компонентом разнородных по составу кварцитов и их метасоматитов является золото-платинометалльное оруденение, включающее ряд типов [4]: 1) осадочно-метаморфогенный рассеянный с низкими содержаниями Au (0,02-0,12 г/т) и ЭПГ (до 0,05 г/т); 2) один из наиболее крупных по ресурсам ЭПГ и Au (первые тысячи тонн) стратиформный метаморфогенно-метасоматический сульфидизированных контактовых зон (мощностью 40-90 м и протяжённостью до 70 км) железистых кварцитов с подстилающими сланцами (Au=0,54-6,18 г/т, Pt=0,12-0,30 г/т, Pd=0,58-0,77 г/т) и внутрирудных углеродсодержащих толщ (Au=2,6-36,6 г/т, Ag=91-540 г/т, Pt=0,14-0,28 г/т, Pd до 0,57 г/т); 3) гидротермально-метасоматический (линзы и жилы метасоматитов, протяжённостью первые сотни метров при мощности до 3-5 м; Au=0,6-6,2 г/т иногда до 35,8 г/т, ЭПГ=0,3-0,5 г/т); 4) гипергенно-метасоматический в зонах развития линейных кор выветривания (богатые мартитовые руды; Au=0,64-4,30 г/т, иногда до 41,7 г/т, Pd до 1,5 г/т); 5) осадочный (Au=0,53 г/т, Pt=0,15 г/т, Pd=1,70 г/т, P3Э=556,3 г/т, U=12,2-23,6 г/т); 6) техногенный (высокие концентрации ЭПГ до 1,6 г/т, Au= 25,0-43,5 г/т в песках гидроциклона и Pd=0,4 г/т, Pt=0,2 г/т и Au=15,0 г/т в немагнитной фракции). Среди них особый интерес представляют гидротермально-метасоматический и гипергенно-метасоматический типы.

Минералогия

Гидротермально-метасоматический тип.

В пределах данного типа пространственно, приуроченного к ослабленным, высокопроницаемым участкам, были выделены два подтипа: апатит-ортоклаз-пирит-карбонат-кварцевый и барит-гематит-карбонат-кварцевый (рис.2) [1, 5].

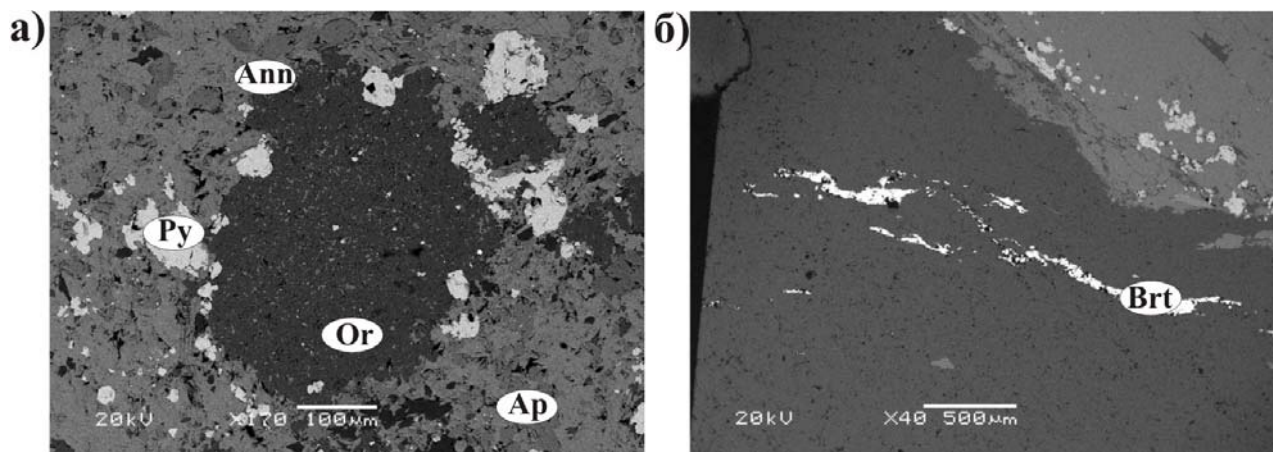


Рис.2. Электронно-микроскопические снимки: а) апатит-ортоклаз-пирит-карбонат-кварцевый подтип; б) баритовый прожилок в гематит-карбонат-кварцевой жилке. *Здесь и далее приняты следующие условные обозначения минералов [6]: Ann- аннит, Ap- апатит, Brt- барит, Cb- карбонат, Нем- гематит, Mag- магнетит, Or- ортоклаз, Py- пирит, Qz- кварц, Sl- селадонит.

1. Апатит-ортоклаз-пирит-карбонат-кварцевый подтип.

В составе подтипа присутствуют: апатит, ортоклаз, кварц, карбонаты, слюды (доминирует тетраферрианнит) и рудные минералы (в основном магнетит и пирит). Изучение взаимоотношений этих минералов показало, что на начальных стадиях происходило формирование кварца, магнетита и слюд (причем к центру прожилков возрастает количество глинозема). В последующем среди кварца появляется апатит, а в конце метасоматического процесса формируются зерна ортоклаза с включениями ранее образованного апатита и магнетита. По периферии ортоклазовых зерен образуется каемка тетраферрианнита (рис.3).

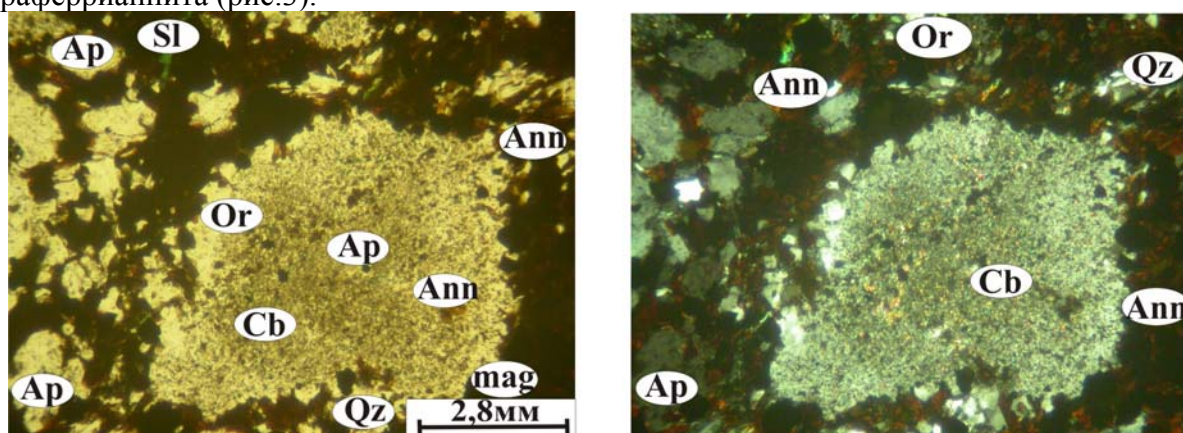


Рис.3. а) кайма тетраферрианнита вокруг зерен ортоклаза (справа фото с анализатором; слева фото без анализатора).

Ортоклаз бесцветный, но за счет разложения мутнеет и приобретает буроватую окраску. Встречается в виде зерен неправильной формы, различающихся по размерам, химическому составу, включениям (apatite и магнетит), которые полностью отсутствуют в мелких выделениях (см. рис.3). Микронзондовые анализы показывают, что в мелких зернах преобладают примеси железа, кальция и ванадия (табл.1-2).

Апатит представлен фторапатитом. По морфологии и химическому составу зерна подразделяется на два типа (табл.3): а) идеально призматические с повышенным содержанием натрия и в) неправильной формы зерна в которых преобладает железо (см. рис.3-4).

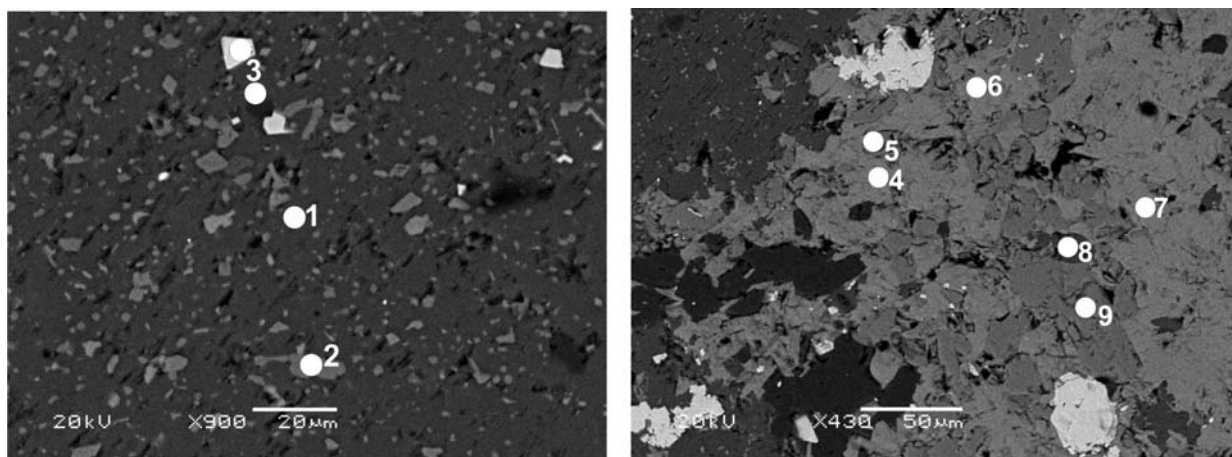


Рис.4. Точки микрозондовых анализов (электронно-сканирующий микроскоп): 1, 6 ортоклаз; 2 магнетит; 3-5 тетраферрианнит; 7-9 апатит (обр. 15).

Таблица 1

Химический состав минералов апатит-ортоклаз-пирит-карбонат-кварцевого подтипа, в мас.%

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	0,00	0,57	0,08	0,08	0,00	0,21	0,18
MgO	0,01	0,00	8,24	6,37	8,36	0,14	12,33
Al ₂ O ₃	17,32	0,11	0,60	1,17	0,97	15,38	0,00
SiO ₂	64,90	0,53	33,45	33,22	33,41	64,95	0,00
K ₂ O	16,52	0,20	6,83	7,61	6,55	15,95	0,00
CaO	0,01	0,08	0,19	0,21	0,13	0,43	0,14
TiO ₂	0,08	0,00	0,10	0,00	0,34	0,07	0,00
V ₂ O ₅	0,18	0,00	0,05	0,00	0,12	0,36	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,08	0,04	0,06	0,00	0,00	0,00
MnO	0,08	0,55	0,00	0,01	0,05	0,00	0,28
FeO	0,90	97,88	41,76	38,77	40,64	2,55	48,83
Сумма	100,00	100,00	91,34	87,50	90,57	100,00	61,76

Примечание: 1, 6- ортоклаз, 2- магнетит, 3-5- тетраферрианнит, 7-пистомезит (рис.4).

Таблица 2

Средний химический состав минералов, в мас.%

Образец №	15 (20)*	6 (9)*	15 (1)*	6 (5)*	15 (1)*	6 (6)*	6 (1)*
Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	63,06	64,38	35,95	38,5	45,5	43,49	0
TiO ₂	0	0	0,25	0	0,24	0	0
Al ₂ O ₃	16,29	14,94	1,1	1,88	10,85	2,34	0
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0
FeO	1,91	3,41	42,32	44,49	19,86	32,6	48,83
MnO	0	0	0	0	0	0	0,28
MgO	0,1	0,23	6,68	4,42	3,08	5,24	12,33
CaO	1,84	1,52	0	0,02	0,24	0,11	0,14
Na ₂ O	0,05	0,05	0	0,07	0,19	0,01	0,18
K ₂ O	15,89	15,05	8,32	9,99	11,73	10	0
P ₂ O ₅	0,59	0,42	0	0	0,22	0	0
Сумма	99,73	100,00	94,62	99,37	91,91	93,79	61,76
Si	2,99	3,04	3,08	3,16	3,82	3,69	0
Ti	0	0	0,02	0	0,02	0	0
Al	0,91	0,83	0,11	0,18	1,07	0,24	0

Cr	0	0	0	0	0	0	0
Fe³⁺	0	0	0,61	0,55	0,79	1,98	0
Fe²⁺	0,08	0,14	2,42	2,5	0,61	0,34	2,05
Mn	0	0	0	0	0	0	0,01
Mg	0,01	0,02	0,85	0,54	0,39	0,67	0,92
Ca	0,09	0,08	0	0	0,02	0,01	0,01
Na	0	0	0	0,01	0,03	0	0,02
K	0,96	0,91	0,91	1,05	1,26	1,08	0
минерал	ортоклаз		тетраферрианнит		ферроалю- моселадонит	селадонит	пистомезит

Примечание: Анализы сделаны на растровом электронном микроскопе Jeol 6380 LV с энергодисперсионным анализатором INCA 250 в ВГУ (аналитик Пилюгин С.М.), * Здесь и ниже приняты следующие обозначения (анализы сделанные на Jeol JCSA – 733 ИминУрО РАН г. Миасс, аналитик Муфтахов В.А.). В скобках указано количество анализов.

Таблица 3

Химический состав апатита, в мас. %

№	Компоненты													Сумма
	F	Na ₂ O	Mg O	Al ₂ O 3	SiO 2	P ₂ O 5	Cl	K ₂ O	Ca O	TiO 2	Cr ₂ O ₃	Mn O	Fe O	
1	3,4 2	0,47	0,00	0,10	0,8 9	41,3 5	0,1 7	0,6 7	52,5 6	0,00	0,00	0,00	0,3 7	100,0 0
2	2,5 6	0,06	0,09	0,06	0,2 2	42,4 4	0,0 0	0,2 0	53,2 1	0,18	0,01	0,27	0,7 0	100,0 0
3	1,4 1	0,13	0,00	0,00	0,0 0	42,8 9	0,0 6	0,1 8	54,3 1	0,17	0,30	0,00	0,5 5	100,0 0

Карбонаты в данном подтипе представлены как первичными, так и вторичными образованиями пистомезитового состава ($\text{Fe}_{1,70}\text{Mg}_{1,22}\text{CO}_3$), которые в виде неправильных зерен развиваются по ортоклазу (рис. 5).

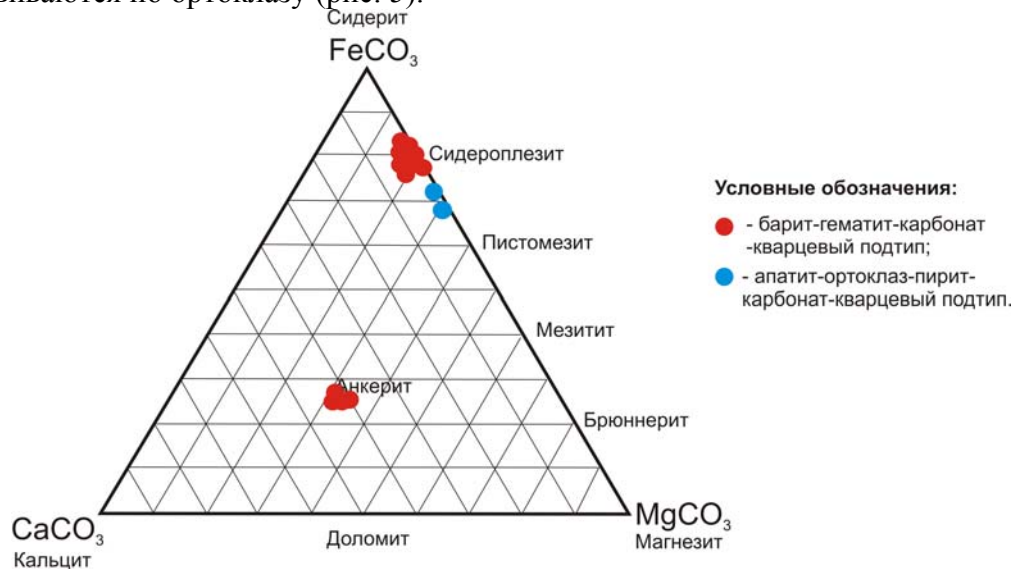


Рис.5. Классификационная схема карбонатов

При описании данного подтипа установлено, что по мере приближения к ортоклазу меняется состав слюд в окружающих его каемках (от малоглиноземистого селадонита к ферроалюмоселадониту (рис.6) и тетраферрианниту).

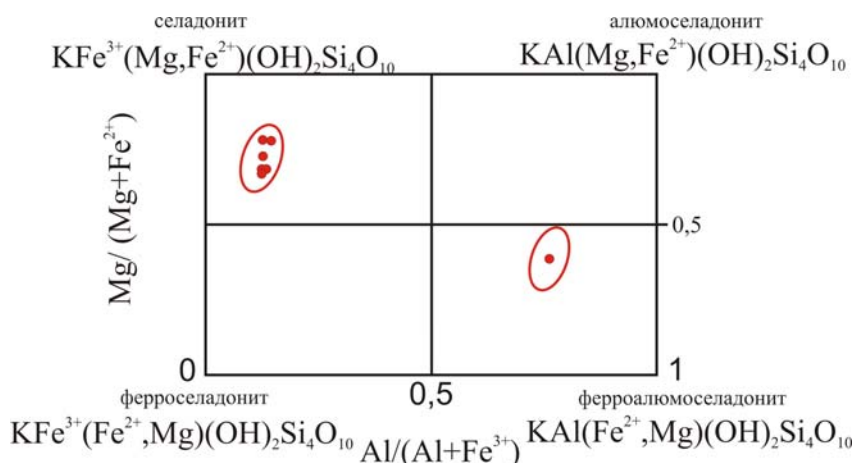


Рис.6. Состав селадонита по классификационной диаграмме (табл.4) [7].

Таблица 4

Общие кристаллохимические формулы минералов	
№ п/п	Кристаллохимическая формула ортоклаз
1	$K_{(0,87-1,26)}[Al_{(0,79-1,00)}Si_{(2,93-3,05)}O_8]$
2	$K_{(0,75-1,02)}[Al_{(0,72-0,97)}Si_{(2,99-3,07)}O_8]$
Кристаллохимическая формула тетраферрианнита	
3	$K_{0,91}Fe^{2+}_{2,42}Fe^{3+}_{0,61}(OH)_2[Al_{0,11}Si_{3,08}O_{10}]$
4	$K_{(0,89-1,09)}Fe^{2+}_{(2,34-2,88)}Fe^{3+}_{(0,28-0,65)}(OH)_2[Al_{(0,15-0,21)}Si_{(3,11-3,22)}O_{10}]$
Кристаллохимическая формула ферроалюмоселадонита	
5	$K_{1,26}Al_{1,07}(Fe^{2+}_{0,61}Mg_{0,39})(OH)_2[Si_{3,82}O_{10}]$
Кристаллохимическая формула селадонита	
6	$K_{(1,01-1,11)}Fe^{3+}_{(1,87-2,16)}(Mg_{(0,61-0,75)}, Fe^{2+}_{(0,25-0,39)})(OH)_2[Si_{(3,45-3,85)}O_{10}]$
Кристаллохимическая формула пистомезита	
7	$Fe_{1,70}Mg_{1,22}CO_3$
Кристаллохимическая формула фторапатита	
8	$Ca_{(5,20-5,38)}(F_{(1,39-1,89)}Cl_{(0,00-0,04)})[PO_4]_3$

2. Барит-гематит-карбонат-кварцевый подтип.

Подобно предыдущему этот подтип имеет секущий характер по отношению к вмещающим железистым кварцитам (рис.7, а) [1, 5]. Среди гематитовых прожилок найден стронцийсодержащий барит (Ba=62,51 вес.%, Sr=0,37 вес.%, S=13,56 вес.%, O=23,56 вес.%) (см.рис.2, б).

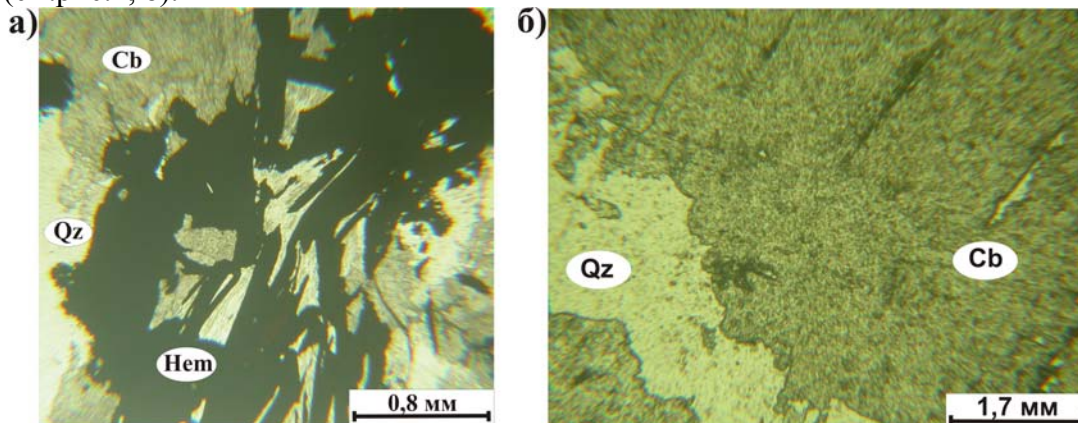


Рис.7. а) барит-гематит-карбонат-кварцевый прожилок (без анализатора); б) карбонат из прожилка (обр.21).

Зерна гематита в проходящем свете бесцветные, но иногда с красноватым оттенком. Размер зерен гематита колеблется от сотых мм до нескольких мм. Зерна кварца окружены

гематитом и имеют слегка вытянутые формы. Данный кварц с синевато-серой окраской. На это явление в свое время указывала Попкова Н.В. [1]. Карбонаты представлены в основном сидероплезитом ($\text{Fe}_{1,70}\text{Mg}_{1,22}\text{CO}_3$), который встречается совместно с гематитом, реже анкеритом ($\text{Ca}_{1,42}(\text{Mg}_{0,98}, \text{Fe}^{2+}_{0,50}, \text{Mn}_{0,02})(\text{CO}_3)_2$) (см.рис.6, б) (табл.5). Сульфиды в этом типе метасоматитов являются редкими минералами.

Таблица 5

Средний химический состав минералов (обр.21), в мас.%

Оксиды	1 (20)	2 (4)	3 (8)
SiO₂	0,05	0,99	0,09
TiO₂	0,00	0,00	0,00
Al₂O₃	0,02	0,00	0,02
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,05
FeO	43,02	13,64	89,43
MnO	1,16	0,57	0,00
MgO	17,34	14,90	0,05
CaO	0,12	30,23	0,01
Na₂O	0,46	0,14	0,32
K₂O	0,04	0,05	0,01
Сумма	62,21	60,52	89,98
Si	0,00	0,04	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00
Fe³⁺	1,70	0,50	2,97
Fe²⁺	0,00	0,00	0,00
Mn	0,05	0,02	0,00
Mg	1,22	0,98	0,00
Ca	0,01	1,42	0,00
Na	0,04	0,01	0,03
K	0,00	0,00	0,00
минерал	сидероплезит	анкерит	магнетит

Таблица 6

Общие кристаллохимические формулы минералов

№ п/п	Кристаллохимическая формула магнетита
1	$\text{Fe}^{2+}_{(0,92-0,99)}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_3$
Кристаллохимическая формула анкерита	
2	$\text{Ca}_{1,42}(\text{Mg}_{0,98}, \text{Fe}^{2+}_{0,50}, \text{Mn}_{0,02})(\text{CO}_3)_2$
Кристаллохимическая формула сидероплезита	
3	$\text{Fe}_{2,05}\text{Mg}_{0,92}\text{CO}_3$

Результаты исследований являются базовыми для установления контроля размещения золото-платинометалльного оруденения в железорудных месторождениях КМА. В процессе комплексных исследований Михайловского железорудного месторождения было доказано существенное различие ранее выделенных подтипов метасоматитов по составу минеральных парагенезисов. Получены новые данные по пороодообразующим минералам гидротермально-метасоматического типа золото-платинометалльного оруденения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 08-05-00158-а и ГК №02.740.11.0021 под руководством чл.корр. РАН, д.г.-м.н., проф. Чернышова Н.М.

Список литературы

1. Попкова Н.В. Золотоносность докембрийских образований Михайловского рудного узла (КМА). / Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук / Н.В. Попкова. - СПб., 2003.-157 с.
2. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия): Монография / Н.М. Чернышов. – Воронеж: Из-во Воронеж. ун-та, 2004.- 448с.
3. Голивкин Н.И. Железные руды КМА / Н.И. Голивкин, Н.Д. Кононов, В.П. Орлов и др. // М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 2001.–616с.
4. Чернышов Н.М. Техногенные продукты железорудных месторождений-гигантов КМА- новый крупный объект золото-платинодобычи XXI столетия и проблемы его комплексного освоения в условиях экологических ограничений /Н.М. Чернышов/ Регион: системы, экономика, управление. Воронеж: ООО «Изд-во «Научная книга»», 2010. - № 1. – С. 27-44.
5. Попкова Н.В., Понамарева М.М. Типы метасоматитов Михайловского месторождения КМА и их благороднометалльная специализация / Н.В. Попкова, М.М. Понамарева // Материалы XVI Международной конференции «Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы». Воронеж: Воронежский государственный университет. 2010. – С. 145-148.
6. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals / D.L. Whitney, B.W. Evans // American Mineralogist, 2010, Vol. 95. – P. 185-187.
7. Rieder M. Nomenclature of the micas / M. Rieder // Mineralogical Magazine, 1999, Vol. 63 (2). – P. 267-279.