ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

Nº 1 / 2017

Основан в марте 1933 года

Журнал выходит шесть раз в год

УЧРЕДИТЕЛИ

Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации



Российское геологическое общество



Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главные редакторы: С.А.Аксенов А.И.Иванов

С.С.Вартанян, Н.В.Милетенко (зам. главного редактора), Т.М.Папеско (зам. главного редактора), А.И.Черных (зам. главного редактора)

Бюро

Е.М.Аксенов, А.И.Варламов, А.И.Жамойда, А.К.Корсаков, А.А.Кременецкий, В.С.Круподеров, М.И.Логвинов, Г.А.Машковцев, Н.В.Межеловский, И.Ф.Мигачев, А.Ю.Розанов, Г.В.Ручкин, Г.В.Седельникова, И.Г.Спиридонов, В.И.Старостин, Е.Г.Фаррахов



ОРГАНИЗАЦИЯ, УПРАВЛЕНИЕ, ЭКОНОМИКА, НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ

Аксенов С.А.

Основные	результаты	геологоразведочных	работ
на твердые	полезные ис	скопаемые в 2016 г. и з	задачи
на 2017 г.			

МИНЕРАГЕНИЯ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ.

Кряжев С.Г.

Изотопно-геохимические и генетические моде-	
ли золоторудных месторождений в углеродисто-	
терригенных толщах	28
Некрасов А.Н.	
Геолого-генетические модели полихронных-поли-	
генных благороднометалльных месторождений	
Верхояно-колымской складчатой области (на при-	
мере Мангазейского сереброрудного поля)	39
Голубев Ю. К., Прусакова Н.А., Лукьянова Л.И.	
Опыт выявления коренных источников алмазных	
россыпей арктической зоны Якутии	54
Анфилогов В.Н., Кабанова Л.Я., Игуменцева М.А.,	
Никандрова Н.К.	
Геологическое строение, петрография и генезис	
кварцевого месторождения Гора Хрустальная	

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Гриненко В.С., Князев В.Г.

Голубева Ю.Ю., Колесникова Т.И.

3

Нижняя-средняя юра Якутского погребенного	
сводового поднятия, Тукуланского выступа и	
Лунгхинско-Келинской впадины: расчленение	
разрезов и их корреляция	75

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Особенности алма	зоносности разных фа	аз внедре-	
ния кимберлитов		1	05

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

70-летие Сергея Сероповича Вартаняна 11	15
---	----

(Средний Урал) 68 75-летие Алексея Гордеевича Волчкова 117

Редакция: Т.М.Папеско, А.З. Добросердов Компьютерная верстка А.В.Кондратьев

Журнал включен в Перечень рецензируемых научных изданий

Подписано в печать 13.01.2017 Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1 Телефон: (495) 315-28-47. Факс: (495) 315-43-47. E-mail: ogeo@tsnigri.ru Сайт электронной библиотеки: http://elibrary.ru

Типография ФГУП ЦНИГРИ

УДК 550.812.1:553.3/.8 © С.А.Аксенов, 2017

Основные результаты геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые в 2016 г. и задачи на 2017 г.

С.А.АКСЕНОВ (Федеральное агентство по недропользованию; 125993, г. Москва, ул. Б. Грузинская, 4/6, ГСП-3).

Аксенов Сергей Алексеевич



saksenov@rosnedra.gov.ru

Main results of nonfuel mineral exploration in 2016 and tasks for 2017

S.A.AKSENOV

Основной объем финансирования геологоразведочных работ (ГРР) на твердые полезные ископаемые (ТПИ) в 2016 г. пришелся традиционно на благородные металлы, в меньшей степени на цветные, черные металлы и уран. Работы были сосредоточены преимущественно в Дальневосточном и Сибирском федеральных округах (рис. 1). нение работ силами единого подрядчика, а также частичная реорганизация отраслевых НИИ и отдельных производственных организаций.

В 2016 г. геологоразведочные работы завершились на 25 объектах, из них на 12 получены положительные результаты. Приросты ресурсов получены по 8 видам полезных ископаемых, их значения приведены в табл. 1.

Отличительные черты года – снижение финансирования за счет средств федерального бюджета, выпол-

	Прирост запасов и прогнозных ресурсов					
Полезное ископаемое	Катего	рия прогнозных ро	Категори			
Угли, млн. т	1311	70				
Уран, тыс. т	14	20		5		
Железо, млн. т	215	532				
Медь, тыс. т	2195	612	7675			
Молибден, тыс. т	9					
Золото, т	65	196				
Серебро, т	311					
Сепиолитовые глины, тыс. т	>1000					
Прирост запасов и проги металлов»	нозных ресурсов по	о подпрограмме «Р	азвитие промышле	енности редких и р	едкоземельных	
ВеО, тыс. т	5,6					
Nb ₂ O ₅ , тыс. т	1175			465	181	
$\Sigma TR_{2}O_{3}$, тыс. т	6666			2549	1405	
Та ₂ О ₅ , тыс. т				2	8	
Sc ₂ O ₃ , тыс. т	7			4	2	
Y ₂ O ₃ , тыс. т	241			94	47	

1. Результаты ГРР в 2016 г.



Рис. 1.Структура затрат на проведение ГРР за счет федерального бюджета в 2016 г.:

а – динамика финансирования ГРР за счет федерального бюджета, млрд. руб.; б – по видам ТПИ; в – по федеральным округам

Также с положительным результатом завершены геологоразведочные работы по подпрограмме Минпромторга «Развитие промышленности редких и редкоземельных металлов» (см. табл. 1). Предварительно оценены запасы на трех месторождениях редких металлов.

Плановые показатели государственной программы Российской Федерации «Воспроизводство и использование природных ресурсов» (ГП ВИПР) по состоянию на 01.01.2017 г. уже с учетом завершаемых работ этого года накопительным итогом выполнены по 14 видам ТПИ из 34. Показатели реализованы по основным видам твердых полезных ископаемых, таким как: уголь, золото, серебро, алмазы, свинец, цинк, железные руды, вольфрам, молибден и основным видам нерудных полезных ископаемых (рис. 2).

Остановимся на отдельных положительных результатах геологоразведочных работ в пообъектном разрезе.

В 2016 г. получен прирост ресурсов более 1 млрд. т углей ценных марок, пригодных для открытой отработки на Ундытканской площади в центральной части Токинского района Южно-Якутского бассейна. Здесь выявлены угли особо ценных марок, мощные угольные пласты, что особенно актуально в настоящее время (рис. 3).



Рис. 2. Выполнение показателей ГП ВИПР по приросту прогнозных ресурсов категорий Р₁+Р₂ (накопительным итогом, %)



Рис. 3. Фрагмент геологической карты Ундытканской угленосной площади (А) и разрез по линии III–IIIа (Б):

отложения: 1 – четвертичные, Q и 2–4 – юрские, свиты: 2 – нерюнгриканская, J_3nr , 3 – беркакитская, J_3br , 4 – кабактинская, J_3kb ; 5 – угольные пласты; 6 – скважины

На Кулариктинском участке Витимского урановорудного района (Республика Бурятия) локализованы значительные ресурсы урановых руд, пригодных для отработки технологией подземного выщелачивания (рис. 4). Следует отметить, что работы на этот тип уранового оруденения в нашей стране практически всегда эффективны.

В результате оценочных работ на Шаргадыкской рудной залежи Ергенинского района (Республика Калмыкия) была разработана и апробирована технология



Рис. 4. Фрагмент геологического разреза через палеодолину Эмкэрсэ-5 (Кулариктинский участок):

1 – граниты; 2 – делювиальные отложения; 3 – делювиально-пролювиальные отложения с горизонтами озерных отложений; 4 – базальты; 5 – зеленые и первично желтоцветные породы; 6 – светло-серые породы; 7 – белесые породы; 8 – сероцветные породы; 9 – повышенные концентрации урана

переработки фосфор-редкоземельно-урановых руд нетрадиционного типа с получением уранового и редкоземельного концентратов и суперфосфата способом кучного выщелачивания. Доказана возможность их эффективной отработки в современных условиях (рис. 5, табл. 2). Важно отметить, особенно в связи с урановой проблематикой, что к этому объекту проявляет интерес Росатом.

Важным резервом минерально-сырьевой базы меди Южного Урала, в качестве альтернативы традиционным для этого региона медно-цинково-колчеданным месторождениям, становятся объекты медно-порфирового типа. Примером этого служат промышленные медно-порфировые месторождения Михеевское (запасы меди категорий A+B+C₁+C₂ - 1488,4 тыс. т, среднее содержание 0,44%) и Томинское (запасы меди категорий A+B+C₁+C₂ - 1536,5 тыс. т, среднее содержание 0,47%) (рис. 6).

По инициативе ФГУП ЦНИГРИ в 2014–2016 гг. проведены исследования для наращивания сырьевой базы меди в объектах медно-порфирового типа на Южном Урале. В результате этих работ подготовлена прогнозная карта Южного Урала масштаба 1:500 000, специализированная на этот тип оруденения, выделены перспективные на медно-порфировое оруденение вулканоплутонические пояса, рудные районы и узлы в их пределах. Суммарная оценка прогнозных ресурсов меди категории Р, по 7 наиболее перспективным районам составила 6,4 млн. т. Исходя из вновь полученных материалов горно-буровых работ, переоценены прогнозные ресурсы категории Р, четырех наиболее изученных рудопроявлений: Салаватского, Зеленодольского, Вознесенского и Медногорского в количестве 1,71 млн. т меди, 34,5 т попутного золота, 264,5 т серебра и 7,9 тыс. т молибдена, и ресурсы категории Р, нижних горизонтов Вознесенского рудопроявления - 53 тыс. т меди, 2 т золота, 26 т серебра, 0,5 тыс. т молибдена. Рекомендованы для лицензирования пригодные по экономическим показателям для открытой отработки Салаватское (990 тыс. т меди, среднее содержание 0,48%) и Зеленодольское (595 тыс. т меди, среднее содержание 0,42%; 27 т попутного золота, среднее содержание 0,21 г/т; 213 т серебра, среднее содержание 1,67 г/т; 7 тыс. т молибдена, среднее содержание 0,006%) (рисунки 7, 8).





1 — четвертичные отложения: делювиальные, элювиально-делювиальные супеси, суглинки, аллювиальные пески (только на разрезе); 2 — ергенинский горизонт, пески, N₂er; 3 — олигоцен-миоценовый (майкопский) горизонт, глины, P₃–N₁; 4 — рудный пласт; скважины: 5 — на карте и 6 — на разрезе; 7 — геологические границы

2. Основные технико-экономические показатели месторождения Шаргадык

Основные				Производство, тыс. т	
компоненты	запасы, тыс. т	содержание, %	готовая продукция		
U	5,4	0,028	Урановый концентрат	0,25	3,75
P ₂ O ₅	1556,3	8,11	Суперфосфат	157	2355
ΣTR ₂ O ₃	36,9	0,192		1 7	25.5
Y ₂ O ₃	9,5	0,049	гедкоземельный концентрат	1,/	23,3

Примечание. Срок обеспеченности рудника запасами – 39 лет.



В 2014–2016 гг. ООО «Железный кряж» совместно с ФГУП ЦНИГРИ выполняли работы по объекту № 630-3(111-4) «Поисковые работы на полиметаллическое оруденение в пределах Александрово-Заводского полиметаллического рудного узла (Забайкальский край)». Работы проводились по Государственному контракту № 129 от 17.02.2014 г.

На основе изучения эталонных месторождений разработаны прогнозно-поисковые параметрические модели. Сопоставление с эталонными моделями показывает, что по особенностям литологического состава и фациальным разновидностям пород разреза, соотношению вулканогенной и вулканогенно-осадочной состав-

Рис. 6. Позиция медно-порфировых месторождений и рудопроявлений в структурно-формационных комплексах Южного Урала:

1 - мезо-кайнозойские впадины; структурно-формационные мегазоны: 2 – Предуральская, 3 – Западно-Уральская, 4 - Тагильская, 5 - Магнитогорская, 6-7 - Восточно-Уральская (структурно формационные зоны: 6 - Алапаевско-Адамовская, 7 - Ильиновско-Марииновская), 8 - Зауральская; 9 - вулканоплутонические пояса с медно-порфировыми месторождениями и рудопроявлениями, их номера на карте: 1 – Ирендыкский, D₁₋₂, 2 – Верхнеуральский, D₃-C₁, 3 – Центрально-Магнитогорский, C₁, 4 – Увельско-Еленовский, $D_3 - C_1$, 5 – Катенинский, $\hat{D}_3 - C_1$, 6 – Валерьяновский, С₁; 10–12 – медно-порфировые месторождения: 10 – эксплуатируемые, 11 – разведанные, 12 – отработанные; 13–14 – рудопроявления: 13 - переоцененные ФГУП ЦНИГРИ в 2016 г. по кат. Р., 14 - требующие доизучения и переоценки; 15 основные месторождения и группы месторождений медно-цинково-колчеданного ГПТ; 16 – действующие горно-обогатительные и перерабатывающие комбинаты; 17 – граница Российской Федерации

ляющей участок наиболее близок к разрезу проявления Талман, что в конечном итоге определяет масштабы зон рудной минерализации участка (рис. 9).

Согласно разработанной прогнозно-поисковой модели, ей в наиболее полной мере отвечает площадь участка Кодак, где проявлены все поисковые критерии и признаки. Практический интерес представляют выявленные в пределах участка 6 пологозалегающих минерализованных зон с золото-серебро-полиметаллическим оруденением и одна крутопадающая, которые отвечают установленным оценочным параметрам. В их пределах оценены и апробированы прогнозные ресурсы категорий P₁+P₂ (табл. 3).

При переработке руд участка на обогатительной фабрике месторождения Нойон-Тологой, расположенного в 40 км юго-восточнее, достигаются довольно высокие экономические показатели. Рентабельность к производственным фондам составила 25%. Рентабельность к эксплуатационным затратам – 14%. Годовая чистая прибыль рудника равна 267 млн. рублей. Срок окупаемости капитальных вложений – 4,1 года.

Полученный прирост ресурсов полиметаллических руд в пределах Александрово-Заводского полиметаллического рудного узла (рудопроявление Кодак) свидетельствует о высоких перспективах расширения минерально-сырьевой базы возрождающейся в Забайкалье полиметаллической промышленности.

Положительные результаты по локализации ресурсов рудного золота в северо-западной части Куруш-Мазинского рудного поля (Республика Дагестан) с учетом ранее полученных результатов позволяют надеяться, что многолетние работы на юге страны приведут к созданию здесь золотодобывающей промышленности (рис. 10).



Рис. 7. Геологический разрез Салаватского (Республика Башкирия) медно-порфирового рудопроявления:

1 – габбро, кварцевые габбро; 2 – диориты, кварцевые диориты, порфировидные диориты; 3 – дациты, андезидациты; 4 – диабазы, метабазальты и метатуфы основного состава; 5 – туфы среднего и средне-кислого составов; 6 – интервалы опробования, включаемые в рудные интервалы авторами современной оценки ресурсов (2015) при бортовом содержании (в %): *a* – 0,9, *б* – 0,7, *в* – 0,5, *г* – 0,3, *д* – некондиционные (борт. содержание Cu <0,3%) (рудные интервалы отражены по принципу перекрытия интервалами, выделенными при более высоком значении борта, интервалов при более низком борте); 7 – рудные интервалы, выделенные авторами оценки ресурсов (1986); *8* – контуры подсчетных блоков на разрезах и их номера, по бортовому содержанию Cu (в %): *a* – 0,3 и *б* – 0,7; *9* – контур проектного карьера на конец отработки при бортовом содержании меди 0,3%



Рис. 8. Геологический разрез Зеленодольского (Челябинская область) медно-порфирового рудопроявления:

1 – кора выветривания; порфириты: 2 – диоритовые и 3 – кварцевые диоритовые; 4 – андезиты пироксеновые; туфы: 5 – пироксеновых андезитов и 6 – андезибазальтового состава; 7 – интервалы опробования, включаемые в рудные интервалы при бортовом содержании (в %): *a* − 0,5, *б* − 0,4, *в* − 0,2, *д* − 0,1, *e* − <0,1 (рудные интервалы отражены по принципу перекрытия интервалами, выделенными при более высоком значении борта, интервалов при более низком борте); 8 – предполагаемая граница распространения оруденения с содержанием меди 0,1 %; 9 – границы подсчетных блоков; 10 – контур проектного карьера



9. Литолого-стратиграфический план (А) и разрез по линии I-I (Б) рудопроявления Кодак. С использованием материалов ООО «Железный Кряж» и ФГУП ЦНИГРИ:

1 – терригенная толща переслаивания конгломератов, песчаников и алевролитов (только на плане); 2 – вулканогенная толща, сложенная андезитами, андезибазальтами и базальтами с терригенными прослоями; 3 – туфопесчаники; 4 – конгломераты; 5 – туфоконгломераты; 6 – лавы андезитов; 7 – туфы андезибазальтов; 8 – габбро-долериты; 9 – песчаники; верхне-среднеюрские отложения: 10 – кайласская свита, верхняя подсвита (трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахидациты и их лавобрекчии, редко трахиты), 11 – кайласская свита, нижняя подсвита (трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахиандезиты и их туфы); нижнеюрские отложения: 12 – сивачинская свита (конгломераты с прослоями песчаников и алевролитов); верхе-среднеюрские субвулканические образования: 13 – трахиандезибазальты, 14 – зоны гидротермальных метасоматических изменений с сульфидной минерализацией, 15 – контуры проекций рудных тел на горизонтальную плоскость; 16 – пробуренные скважины; 17 – пройденные канавы; границы: 18 – геологические и 19 – тектонические; 20 – зоны минерализации и рудные тела

10	Ресурсы руды, тыс. т	Ресурсы металла				
Категории		Рb, тыс. т	Zn, тыс. т		Au, т	
P ₁	2370	44	7	233	3,9	
P ₂	4306	138	6	535	5,4	
P ₁ +P ₂	6676	182	13	768	9,3	

3. /	Апробированные прогно	зные ресурсы золот	о-серебро-полимета	аллических руд рудопроявлен	ия Кодак
------	-----------------------	--------------------	--------------------	-----------------------------	----------

По итогам ревизионно-поисковых работ последних лет, нацеленных на поиски глубокозалегающих медноцинково-колчеданных месторождений, на территории юго-востока Республики Башкортостан были выделены шесть площадей, в пределах которых предварительно оконтурены рудные залежи и локализованы прогнозные ресурсы категории Р₂: меди – 3,4 и цинка – 6,2 млн. т. На наиболее перспективной – Новопетровской площади (рис. 11) в настоящее время реализуется поисковый проект с задачей выявления промышленных колчеданных залежей и оценкой прогнозных ресурсов категорий Р₁ и Р₂.

В рамках этого проекта, на основе использования данных глубинных электроразведочных методов, на Новопетровской площади на глубинах 370–500 м вскрыты и предварительно оконтурены залежи медноцинковоколчеданных руд с промышленными содержаниями меди и цинка. По итогам 2016 года предварительно оконтурена залежь (500×600 м), для которой по восьми скважинам АО «Северо-Кавказское ПГО» выполнена оперативная оценка прогнозных ресурсов категории P₁ меди и цинка, а также попутных золота и серебра: медь – 350 тыс. т (с содержанием 1,7%), цинк – 610 тыс. т (2,97%), золото – 55,5 т (2,7 г/т), серебро – 553 т (27 г/т).

Полученные результаты позволяют рассчитывать на безусловное выполнение планируемых приростов меди и цинка категории Р₁: меди – 300 и цинка – 600 тыс. т.

В южной части рудопроявления Верхнепогурейское по результатам буровых работ рудная залежь прослежена по падению. Ожидаемый прирост на основе полученных данных составит более 1 млн. т хромовых руд (табл. 4). Дальнейшие геологоразведочные работы будут сосредоточены на оконтуривании рудного тела по простиранию и падению (рис. 12).

В рамках подпрограммы Минпромторга «Развитие промышленности редких и редкоземельных металлов» проведены оценочные работы на трех крупных редкометалльных месторождениях. Предварительно оценены запасы ниобия, тантала, редких и редкоземельных металлов. Все контракты выполнены в срок и в полном объеме. Не завершены работы на Куларкинском рудопроявлении в связи с сокращением финансирования работ по программе (табл. 5).

За прошедший период в рамках заключенного в марте 2001 г. контракта на разведку железомарганцевых конкреций (ЖМК) с Международным органом по морскому дну (МОМД) продолжались геологоразведочные работы на российском месторождении ЖМК в зоне Кларион-Клиппертон Тихого океана.

Обеспечена подготовка материалов и подача в МОМД заявок на разведку глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС) в районе Срединно-Атлантического хребта Атлантического океана и кобальтоносных железомарганцевых корок (КМК) в районе Магеллановых гор Тихого океана.

В октябре 2012 г. и марте 2015 г. заключены с МОМД соответствующие контракты на разведку и начаты работы по их выполнению.

Общий ресурсный потенциал океанских руд приведен на рис. 13.

К настоящему времени в зоне ответственности России накоплен значительный потенциал океанских руд. Пришло время перехода на следующие стадии работ, для чего необходим поиск новых организационных и технических решений для их реализации.



Рис. 10. Положение минерализованных зон и рудных тел золотосульфидно-кварцевого оруденения по результатам поисковых работ на рудное золото в северо-западной части Куруш-Мазинского рудного поля (Республика Дагестан):

1 – ранне-среднеюрские терригенные и вулканогенно-терригенные отложения; 2 – разрывные нарушения; 3 – жильно-прожилковые кварц-сульфидные образования; 4 – рудные тела; 5 – граница минерализованных зон; 6 – рудные интервалы со средними содержаниями Au 1,5–5,9 г/т (по данным пробирного анализа проб); 7 – канавы, расчистки, траншеи; 8 – шурфы; 9 – скважины поискового бурения; минерализованная зона: СМЗ – Северная и ЮМЗ – Южная; 3-3 – линия геологического разреза



Рис. 11. Фрагмент геологической карты Новопетровской площади (А) и разрез по линии I-I (Б) с показом позиции глубокозалегающих колчеданных залежей (370–500 м) и их отражение в геофизических полях:

постколчеданные образования ирендыкской свиты: 1 – третья толща, верхняя подтолща, андезиты, 2 – третья толща, нижняя подтолща, андезиты, андези-дациты, дациты, их туфы, горизонты вулканогенно-осадочных пород, 3 – вторая толща, туфы андезитов, андези-базальтов, туфы смешанного состава; метасоматически измененные породы: 4 – серицит-хлорит-кварцевые породы по вулканическим образованиям средне-кислого состава рудовмещающей толщи баймак-бурибаевской свиты; геологические границы: 5 – установленные и 6 – предполагаемые; скважины (и их номера), пробуренные в ходе: 7 – реализации проекта, 8 – предшествующих поисковых работ; аномалии: 9 – МЗЭП, 10 – СГ-ВП; 11 – сплошные массивные колчеданные медно-цинковые руды; 12 – прожилково-вкрапленные и густо-вкрапленные медно-цинковые руды; 13 – контур подсчета прогнозных ресурсов Р,

4. Оценка параметров рудной залежи

Категория прогнозных ресурсов	Средняя горизонтальная мощность рудного тела, м	Длина по простиранию, м	Ожидаемое содержание Ср ₂ О ₃ , %	Ресурсы хромовых руд, тыс. т
P ₁	7,6	240	~30%	1116



Рис. 12. Схематический геологический план южной части рудопроявления Верхнепогурейское (А) и разрез по профилю II (Б):

гарцбургиты с выделением дунитов в количестве: 1 –до 10%, 2 – >10%; 3 – дунитовые тела в масштабе (*a*), изображение обособлений и тел дунитов вне масштаба (*b*); 4 – тектонические нарушения; 5 – рудная залежь хромитов в плане; 6 – буровые скважины в разрезе и их глубина; 7 – рудная залежь хромитов в разрезе и характеристика рудного пересечения по скважине (числитель – среднее содержание (%) Cr₂O₃, знаменатель – горизонтальная мощность (м) рудной залежи по скважине); 8 – прогнозируемый контур рудной залежи и тел хромитов в плане; 9 – развалы хромовых руд; 10 – канавы; 11 – место отбора бороздовых проб по забою канавы; буровые скважины и их номера: 12 – поисковые в плане с проекциями на дневную поверхность, вскрывшие хромиты, 13 – картировочно-поисковые в плане; 14 – перспективная зона на выявление тел хромитов

Объекты	Полезное ископаемое			
	ΣTR_2O_3	921	1850	6173
Оценочные работы на Северном и Южном участках Томторского	Nb ₂ O ₅	107	334	1142
рудного поля (Республика Саха	Y_2O_3	30	68	231
(лкутия))	Sc_2O_3	1	2	5,6
	ΣTR_2O_3	484	699	493
Поисковые и оценочные работы	Nb ₂ O ₅	74	130	33
(Красноярский край)	Y_2O_3	17	26	10
	Sc_2O_3	1	2	1
Поисковые и оценочные работы на редкометалльном проявлении Отбойное (Иркутская область)	Ta ₂ O ₅	2	8	

5. Результаты работ по программе «Развитие промышленности редких и редкоземельных металлов»



Рис. 13. Общий ресурсный потенциал океанских руд (сухой рудной массы)

В ходе рассмотрений итогов геологоразведочных работ за 2016 г. по ряду объектов был выявлен видимый отрицательный результат и невозможность достижения целевого назначения работ (табл. 6).

Основные причины снижения качества робот:

сокращение сроков работ вследствие несвоевременного утверждения проектно-сметной документации;

нарушение методики и последовательности проведения ГРР, предусмотренной техническим (геологическим) заданием;

6. Итоги года

Объекты		Результаты	Полезные ископаемые
		Положительные результаты (12)	Угли (1) Уран (2) Черные металлы (4) (в том числе морские работы – 3) Цветные металлы (2) Благородные металлы и алмазы (2) Неметаллические ТПИ (1)
	объекты (25)	Неясные результаты (1)	Благородные металлы (1)
Всего объектов ГРР (в том числе новых объектов – 6, тематические работы – 1) (90)		Отрицательные результаты (12)	Уран (1), обнаружено рудопроявление барита, отвечающее среднему–крупному месторожде- нию) Редкие металлы (2) Благородные металлы и алмазы (8) Неметаллические ТПИ (1)
	Переходящие объекты (58)	Положительные результаты (12)	Черные металлы (1) Цветные металлы (4) Благородные металлы и алмазы (3) Неметаллические ТПИ (4)
		Неясные результаты (43)	Уран (3) Черные металлы (2) Цветные металлы (3) Благородные металлы и алмазы (32) Неметаллические ТПИ (3)
		Отрицательные результаты (3)	Цветные металлы (1) Благородные металлы и алмазы (1) Неметаллические ТПИ (1)

Примечание. В скобках – число объектов.



Рис. 14. Особенности планирования ГРР на 2017 г. и последующие годы

существенное отставание аналитических (лабораторных) работ по определению содержаний полезных компонентов (более 50% объемов), что не дает возможности оценить целесообразность продолжения работ.

На рис. 14 показано, как снижение финансирования влияет на планирование работ.

В 2018 г. предстоит ввести в работу одновременно 43 новых объекта, к чему надо готовиться заранее, чтобы избежать недостатков действующего цикла работ, основы которого были заложены в 2015 г. при вводе 66 новых объектов.

Планирование на 2017 г. и последующие годы предлагается осуществлять, учитывая следующие факторы: снижение финансирования ГРР;

корректировка ГП ВИПР на основе разрабатываемой Стратегии развития минерально-сырьевой базы Российской федерации до 2030 г.;

необходимость совершенствования организации ГРР;

уточнение задач в сфере геологического изучения и освоения минеральных ресурсов Мирового океана.



Рис. 15. Новые объекты ГРР, планируемые к постановке за счет федерального бюджета в 2017 г.:

1 – угли; 2 – уран; металлы: 3 – цветные, 4 – черные, 5 – благородные; 6 – алмазы; курсивный шрифт – резервные объекты



Рис. 16.Новые объекты ГРР, планируемые к постановке за счет федерального бюджета в 2018 г.:

см. услов. обозн. к рис. 15



Рис. 17. Выполнение подпрограммы 1 «Воспроизводство минерально-сырьевой базы, геологическое изучение недр» государственной программы «Воспроизводство и использование природных ресурсов» в части твердых полезных ископаемых (в части прогнозных ресурсов)

Приоритетами вложения государственных средств в ГРР будут:

по видам полезных ископаемых – золото, алмазы, серебро, никель, медь, свинец, уран и хромовые руды, по регионам – ДВФО и Забайкалье.

В 2017 г. планируется к постановке 11 объектов геологоразведочных работ на золото, уголь, уран и цветные металлы, сосредоточенные на территории Дальневосточного и Сибирского федеральных округов (рис. 15).

В 2018 г. планируется к постановке 43 объекта геологоразведочных работ, также сосредоточенных в основном на территории Дальневосточного и Сибирского федеральных округов (рис. 16). На новых объектах работы будут проводиться по 11 видам ТПИ (всего 12), из которых на благородные металлы – 23 объекта.

На рис. 17 приведены сведения о возможном выпол-

нении плановых показателей ГП ВИПР в 2020 г. при доведенных лимитах финансирования. Безусловно, государственная программа требует корректировки, которая должна быть проведена в ближайшее время.

В целях совершенствования организации планирования и проведения ГРР предлагается:

1. Уточнить приоритетные вложения государственных средств в ГРР в отраслевом региональном разрезе и подготовить предложения по корректировке ГП ВИПР.

2. Усилить со стороны Заказчика контроль за проведением ГРР, подготовкой и реализацией регламентирующих документов по осуществлению методического сопровождения ГРР.

3. Внести дополнения в Среднесрочный пообъектный план геологоразведочных работ по ТПИ на период до 2020 г. и подготовить его к утверждению.

УДК 551.2.03 © А.Н.Барышев, 2017

Иерархия конвективных геологических систем и их минерагеническое значение

А.Н.БАРЫШЕВ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1).

Выделяются геологические системы девяти размерных порядков, которые обусловлены конвекцией, охватывающей разные уровни и слои Земли: ядро, нижнюю мантию, астеносферу, магматические очаги, литифицированные и нелитифицированные осадки. Обоснована взаимосвязь мощности конвектирующего слоя, усредненной вязкости его вещества и расстояния между конвективными ячеями для каждого порядка систем, соответствие им геологических структур, металлогенических таксонов, месторождений, частных текстур руд.

Ключевые слова: конвекция, фрактальность, пространственная периодичность, система, минерагения.

Барышев Александр Николаевич



khachatryan g k@mail.ru

The hierarchy of convective geological systems and their mineragenetic significance

A.N.BARYSHEV

Geological systems have been classified by size to nine magnitude orders, which are caused by convection, spanning different levels and layers of the Earth: the core, lower mantle, the asthenosphere, magma chambers, and lithified and nonlithified sedimentary deposits. The relationship between convecting layer thickness, the average viscosity of its materials and the distance between the convective cells for each order system, compliance with geological structures, metallogenic taxa, deposits, specific ore textures was proved.

Key words: convection, fractality, space periodicity, system, minerageny.

Рудообразование, создающее крупные компактные концентрированные массы полезного ископаемого, относится к завершению длительного и сложного процесса общей дифференциации вещества Земли. Эта дифференциация происходит на разных масштабных и глубинных уровнях не только в расплавленном, но и в практически твердом состоянии, чему в эндогенной металлогении внимания уделяется недостаточно. В.И.Смирнов отмечал: «Отсутствует полный научно обоснованный анализ общих закономерностей размещения полезных ископаемых на планете в целом... все еще глубоко не изучены особенности регионального размещения многих важных видов минерального сырья и причины, обусловливающие их концентрацию в одних зонах Земли в ущерб другим ее территориям...» [12, с. 630]. По мнению автора, ряд вопросов этой фундаментальной проблемы металлогении может получить освещение, если рассмотреть всю систему металлогенических подразделений разного ранга в связи с разномасштабными геодинамическими системами [4]. Общее определение металлогении, впервые данное Л. де Лоне в 1892 г. как область знаний, исследующую

«законы, управляющие распределением ассоциаций и разделением элементов в доступной части земной коры» [14], целесообразно расширить, охватывая всю минерагению, учитывая современный уровень развития наук о Земле. Минерагению следует рассматривать как дисциплину (науку) о процессах общей дифференциации вещества Земли, его движения и структурирования, последовательно способствующих образованию полезных ископаемых, а в конечном итоге – руд месторождений. Весьма важную роль в дифференциации и структурировании вещества играет конвекция (лат. convectio – перенесение), основной причиной которой является гравитационная неустойчивость либо неустойчивость в ином градиентном силовом поле.

Геологические структуры отдельных фаз и пространственных частей конвекции на разных масштабных уровнях в литературе именуют по-разному. В глобальном масштабе нижнюю восходящую часть конвективных систем относят к суперплюмам, а верхнюю часть аппроксимируют расходящимися литосферными плитами. В провинциальных конвективных системах нижнюю восходящую часть именуют плюмами, верхнюю – областью рассеянного спрединга (например, под задуговым морем), а периферическую нисходящую - зонами субдукции. Часть ограниченной по фазе конвекции именуют адвекцией (лат. advectio – доставка). В геотектонике В.В.Белоусовым к ней относится восходящая часть конвективной системы (диапир), а в метеорологии - горизонтальное перемещение облаков. Исследование генетических основ геодинамических процессов и их функционирования требует рассмотрения во взаимосвязи всех частей конвективной системы, учитывая закон сохранения вещества или компенсационную организацию тектонического течения (по М.А.Гончарову). Рассмотрение частей по отдельности в виде плит, плюмов, диапиров и др. допустимо при морфологическом их описании. Игнорирование взаимосвязей приводит к неоправданной остроте дискуссий между сторонниками фиксизма и мобилизма.

Условия развития конвекции и конвективные системы в Земле. Проявление конвекции в разных условиях имеет свои особенности. В наиболее простом случае, в однородной по составу (однослойной) среде, например водной, конвекция характеризует перенос массы и теплоты за счет разуплотнения нижней части слоя при нагревании. Такая гравитационная неустойчивость носит название неустойчивости Рэлея. Ее условия описываются уравнением Рэлея:

$$R = \frac{\rho \cdot \beta \cdot \Delta T \cdot g \cdot H^3}{a \cdot \eta}$$
или
$$R = \frac{\Delta \rho \cdot g \cdot H^3}{a \cdot \eta}$$

где R – критическое число Рэлея, ρ – плотность, ΔT – перепад температур в слое, β - коэффициент температурного расширения, g – ускорение силы тяжести, H – мощность конвектирующего слоя, a - коэффициент температуропроводности (скорости выравнивания температур) или релаксации, η – динамическая вязкость, $\Delta \rho$ – разуплотнение.

Физическая сущность формулы весьма проста: числитель характеризует архимедову силу, а знаменатель – факторы, препятствующие всплыванию (вязкость, снижающая скорость течения, температуропроводность, ускоряющая остывание, что снижает разуплотнение). Неустойчивость вызывает конвекцию при достижении определенной величины критических чисел Рэлея. При первом числе $R_1 \approx 1700$ конвекция осуществляется в виде вала (стоячей волны), а при втором числе $R_2 \approx 10^4$ – в виде ячеистого поднятия [6]. Возрастание неустойчивости после условий, характеризуемых R_1 , приводит к зарождению на гребне вала дополнительных волн двух других направлений, интерференция которых по достижению R_2 приводит к развитию гексагональной ячеи.

По сравнению с упомянутым выше простым случаем, геологические факторы, регулирующие конвекцию в Земле, более многообразны. Нарастание температуры с глубиной в любом случае способствует конвекции. Сложности вызывает слоистая структура, наличие слоев, вещество которых обладает большой вязкостью. В связи с этим Л.И.Лобковский и В.Е.Хаин выдвинули концепцию многоярусной конвекции, осуществляемой в разных оболочках расслоенной Земли, начиная с внешнего жидкого ядра. Позже было отмечено[17], что развитие упомянутой концепции видится «в уточнении и конкретизации иерархии конвективных потоков, образующих в теле планеты многоуровенную разноранговую систему» (курсив А.Барышева).

Разные геологические структуры, обусловленные конвекцией, отражают не только ее масштабный уровень, но и весьма разные фазы ее завершения к определенному времени. Поэтому говорить о полном подобии конвекции в геологических процессах нельзя, но важно другое. Зарождение конвекции происходит по волновому закону. Л.Д.Ландау и Е.М.Лифшиц отмечали: «Возникающее конвективное движение имеет своеобразный характер. Уже в силу неограниченности пространства в горизонтальных направлениях очевидно, что движение должно обладать периодичностью в горизонтальной плоскости» [8, с. 256]. Эта закономерность весьма важна для теоретического обоснования периодического повторения геологических структур, связанных с конвекцией.

Когда вверху залегает слой более плотный, чем нижний, на границе слоев возникают волны разной длины, стремящиеся перевести систему в устойчивое состояние. В зависимости от мощности слоев, вязкости и разницы плотности их веществ существует такая доминирующая длина волны, при которой рост амплитуды происходит наиболее быстро [11, 19]. Поэтому зарождение адвекции или конвекции происходит дискретно в участках, расположенных через определенный шаг, равный длине этой волны, определяя периодичность конвективных структур в пространстве. Следует отметить, что Х.Рамберг [19] теоретически предвосхитил и экспериментально обосновал те закономерности волновой самоорганизации систем в геологии, которые позже стали рассматриваться в аспекте синергетики Г.Хакена и теории диссипативных структур И.Пригожина [14]. Выбор системой доминирующей длины волны на границе сред соответствует «резонансному возбуждению» по И.Пригожину. Этот выбор приводит к «режиму с обострением», а критические числа Рэлея соответствуют «точкам бифуркации». В отличие от закрытых систем, в которых возрастает энтропия, конвекция осуществляется в открытой системе внешнего градиентного поля (главным образом гравитационного), при котором система получает энергию, способствующую структурированию и понижению энтропии.

Гравитационную неустойчивость в слоистой среде относят к неустойчивости Рэлея-Тейлора. Расчет условий конвекции в этом случае более сложен. Х.Рамбергом составлена диаграмма, позволяющая учитывать соотношение параметров питающего и перекрывающего слоев в такой ситуации [11]. Из диаграммы следует, что если в гравитационно неустойчивой системе перекрывающий слой имеет бесконечную мощность, а вязкость в 50 раз большую, чем вязкость нижнего (питающего) слоя, то размер конвективной системы будет отличаться, но не более, чем на один порядок, по сравнению с тем случаем, если вязкость перекрывающей среды бесконечно мала и нет препятствий для конвекции со стороны перекрывающего слоя. К тому же, как отмечает Х.Рамберг, если мощность перекрывающего слоя меньше длины волны, то это создает эффект, аналогичный уменьшению его вязкости. Таким образом, ранжировать конвективные системы по размерам в двухслойных моделях можно по условиям однослойных моделей с точностью до порядка. Главную роль при этом играет величина мощности всплывающего слоя («высота поплавка»), возведенная в третью степень, регулирующая архимедову силу. Разуплотнение важно, но оно в природе, как правило, невелико, и его величина играет подчиненную роль.

Другой важный аспект конвекции, приводящий к самоорганизации геологических систем, обусловлен тем, что при подъеме нагретого глубинного вещества в области меньшего общего (литостатического) давления уменьшается вязкость. При таких условиях становится реальной конвекция в меньших по мощности слоях. Отсюда формируется фрактальная структура системы, то есть от крупного поднятия всплывает серия мелких, а от каждого мелкого - серия еще более мелких поднятий. Особенно резко вязкость меняется в субсолидусном состоянии вещества и частичном его плавлении в обстановке декомпрессии. Вероятно, поэтому первичные базальтоидные магматические очаги периодически чередуются через одинаковые расстояния, кратные около 30 км, в разных тектонических обстановках. Это присуще базальтоидным очагам, формирующимся при спрединге, деятельность которых приводит к колчеданообразованию, а также очагам дунит-пироксенит-габбровым с титано-магнетитовой, ванадийжелезо-медной и золотоплатиноидной металлогенией, формирующимся при сдвиговой транстенсии.

Все упомянутые конвективные системы характеризуют глубинную геодинамику и связанную с ней эндогенную металлогению. Естественно, что системы разных размерных масштабов достигают лишь определенных фаз развития. Подобны лишь их начальные условия зарождения, выраженные характерными длинами волн при соответствующих мощностях конвектирующего слоя и вязкости его вещества. Путем наблюдений непосредственно определить мощность питающего слоя в геологических конвективных системах в большинстве случаев весьма затруднительно, а чаще всего невозможно. Но так как мощность конвектирующего слоя H и длина волн в значительной степени связаны, то в основание схемы иерархии конвективных структур можно положить длину волн. Такой принцип иерархии будет отражать и глубинный масштаб конвекции. Этот принцип согласуется с принципом иерархии ундаций в земной коре и мантии, предложенным Р.Беммеленом¹ [18].

В методологии ранжирования систем может быть использовано уравнение подобия, выводимое из уравнения Рэлея, и характерные для него коэффициенты подобия параметров [2]. Коэффициент подобия – отношение параметров одной из физических величин в подобных системах, например, $H_1: H_2 = C_H$.

Уравнение подобия легко выводится путем деления уравнения, описывающего одну систему, на уравнение, описывающее другую подобную систему. Из уравнения Рэлея следует:

$$C_{\Delta\rho} \cdot C_g \cdot C_H^3 = C_a \cdot C_\eta \; ,$$

где C – коэффициент подобия величин, соответствующих индексам: $\Delta \rho$ – разуплотнения, g – ускорения силы тяжести, H – мощности (размерного параметра), a – коэффициента релаксации (температуропроводности), η – вязкости.

Для горных пород $a=(6\div13)\times10^{-3}$ см²/с [16]. Поэтому можно принять $C_a\approx1$. В природе, в отличие от экспериментов на центрифугах, ускорение силы тяжести практически одинаково. Поэтому $C_g=1$. При ограниченной степени разуплотнения можно принять $C_{Ao}\approx1$.

Отсюда следует, что:

$$C_{H}^{\ 3}\approx C_{\eta}\,.$$

Иначе говоря, для принятых условий при уменьшении размера системы на один порядок вязкость в подобной системе должна быть на три порядка меньше.

Другая важная особенность развития конвективных систем та, что в природных системах, определяемых гравитационной неустойчивостью, с увеличением размера на один порядок время протекания её подобных фаз увеличивается на два порядка [2, 5]. Это следует, с одной стороны, из уравнения подобия медленных пластических деформаций, по М.В.Гзовскому:

$$C_{\eta} = C_{\rho} \cdot C_g \cdot C_l \cdot C_t ,$$

где l – размерный параметр, как и H, а C_t – коэффициент подобия времени, а с другой стороны - из подобия иных параметров, рассмотренных выше. То есть

$$C_t \approx C_l^2$$

¹Р. ван Беммелен связывал ундации возрастающих по размерам классов с все более глубинными слоями: локальные ундации при поперечнике до 1 км – с верхней частью тектоносферы, малые ундации (10 км) – с корой, мезоундации (100 км) – с нижней частью тектоносферы, геоундации (1000 км) – с астеносферой, мегаундации (10 000 км) – с нижней мантией.

в гравитационном поле
конвекцией
ызванных ячеистой
структур, в
геологических
Иерархия

Металлогенический таксон, соответствующий ячее		Планетарная металлогениче- ская провинция	Металлогеническая провинция	Металлогеническая область Суперрайон	Магматогенно-рудный узел	Месторождение	Мелкое месторождение			
Шаг между смежными ячеями		до 11500 км	1000-2000 км	200–300 км	30 км	1–3,5 km*	0,02–0,1 km*	2-10 M*	0,2-1 M*	2-10 cM*
Характеристика слоя, инициирующего конвекцию	Вязкость, П	10 ⁴ -10 ⁹ ядра 10 ²³ -10 ²⁵ мантии	10 ²⁰ -10 ²¹	1017-1018	10 ¹⁴ -10 ¹⁵	10 ¹¹ -10 ¹²	$10^{8} - 10^{9}$	$10^{5} - 10^{6}$	10 ² -10 ³	0, 1-1
	Мощность	~2900 км	200-300 км	30-60 км	2-10 км	0,2-1 км	0,02—0,1 км	2-10 м	0,2-1 м	2-10 см
	Природа	Жидкое ядро и мантия под астеносферой	Астеносфера	Верхняя часть астеносферы	Субсолидусные магмы и их рестит; толщи эвапоритов	Разуплотненные выплавки в коровом базитовом очаге	Флюидонасыщенные магмы апикальных частей магмати- ческих камер	Пласты влажных песков, глин	Нелитифицироанные водона- сыщенные илы	Жидкие гели, золи
Поперечный размер		>5000 км	1000–2000 км	50-150 км	10–30 км	0,5–3,5 km	0,1-0,3 км	10-30 м	1-3 м	0,1-0,3 M
Масшгтабный тип геологических структур		Глобальный: океан; супер- плюм	Провинциальный: ячеистое окраинное море; континен- тальная депрессия, обрам- ляемая орогенами; раздувы астеносферы; мантийный плюм	Региональный: частные впадины окраинных морей, континентальных депрессий с выпуклостями астеносферы под ними	<i>Очаговый</i> : мантийно-коро- вый магматический очаг, его окружение; соляной купол	<i>Камерный</i> : интрузивный шток; экструзив	<i>Апофизный</i> : мелкие што- ки-апофизы в интрузивных массивах	Г <i>рунтовый</i> : выпуклости и впадины грунтов	<i>Мегатекстурный</i> : мелкие выпуклости и вогнутости пластов	<i>Текстурный</i> : мелкие апо- физы в градационно-слоис- тых осадках
Порядок ррактала		Ι	П	Ш	IV	>	IV	ΠΛ	ΠIΛ	IX

Примечание. * – возможны значительные вариации при наличии разрывов в породах кровли и по другим причинам; П – пуаз.

Приведенные коэффициенты подобия размеров и вязкостей положены в основу ранжирования конвективных систем по их латеральным размерным десятичным порядкам. Системы I-VI порядка сопоставляются с размерами металлогенических систем тех же порядков.

На основе уравнения подобия систем составлена таблица.

Мощность питающего слоя в системах разного порядка определена разными способами. Во-первых, мощность астеносферы определена по полю пониженной плотности очагов землетрясений под островными дугами Курильской и Тонга с прилежащими морями (использованы данные Р.З.Тараканова и Л.Сайкса) [2]. Во-вторых, расчетом, исходя из диаграммы Х.Рамберга, связывающей соотношение длины доминирующей волны и мощности питающего слоя. Для систем I порядка в качестве мощности принято расстояние до ядра Земли.

Правомерность соотношения параметров систем, указанных в таблице, подтверждается тем, что экстраполяция величины вязкости от $10^{20}-10^{21}$ пуаз (в системе II порядка), к $10^{11}-10^{12}$ пуаз (в системе V порядка) соответствует изменению вязкости, от определенной ранее для астеносферы Е.В.Артюшковым, к вязкости обсидиана при температурах $800-1000^{\circ}$ (по лабораторным определениям Х.Рамберга), а также дацита и риолита при *T* 800°, определенных при современном извержении вулкана Трайдент на Аляске (данные Г.Макдоналда) [2]. Рассчитанные девять размерных порядков охватывают практически все возможные в природе геологические гравитационные системы, связанные с плотностной инверсией, так как для десятого порядка потребовалась бы вязкость меньше, чем у воды.

Отраженный в таблице принцип иерархии по десятичным порядкам не означает, что в природе отсутствует иная фрактальность (дробность) конвективных и соответствующих им тектонических и металлогенических систем. Системы могут дробиться на две-три подсистемы (не переходя в другой порядок), определяя, например, разделение структур ячеистых морей на частные впадины. Примером могут служить конвективная система под Карибским морем, определяющая Западно-Карибскую и Восточно-Карибскую впадины [2], Черноморская система, которая определяет развитие Восточно-Черноморской, Западно-Черноморской и Мизийской впадин [17].

В Земле, имеющей общее слоистое строение, гравитационная неустойчивость может быть связана не обязательно с повышенной температурой нижнего слоя. В крупных по размеру структурах неустойчивость могут вызывать шарьяжи, а в весьма малых - разная плотность осадков. Такую ситуацию в таблице представляют системы VII – IX порядков. Их конвективная сущность наблюдается в слабо литифицированных породах (грунтах) [1] и текстурах руд (рис. 1).

Характеристика конвективных систем I–VI порядков, условия их размещения, их металлогеническое значение неоднократно рассматривались автором в работах [2, 3, 5]. Напомнить о них и дополнить иерархический ряд системами VII–IX порядков побуждает то обстоятельство, что на периодичность повторения геодинамических и металлогенических систем недостаточно обращается внимание при решении генетических проблем металлогении и в прогнозно-поисковых комплексах. В геологоразведочной практике системы VII–IX порядков иногда требуют учета при интерполяции мощности между рудными пересечениями.

Следует отметить и то, что в природе широко развиты чередующиеся по волновому закону структуры пластического выжимания и нагнетания в толщах, подвергшихся региональному метаморфизму. Особенно они характерны для золоторудных месторождений в терригенно-сланцевых толщах. Метаморфогенные геологические структуры, в известной мере, морфологически подобны структурам термогравитационной конвекции на ранних фазах ее проявления. Подобие характерно и тем, что размерность произведения Др. д в числителе формулы Рэлея аналогична размерности градиента тектонических напряжений при стрессе (масса, умноженная на ускорение, деленная на объем, аналогична силе, деленной на площадь и на единицу расстояния). Разница состоит в том, что градиент тектонических напряжений, как правило, существенно больше градиента, обусловленного разуплотнением в поле силы тяжести, а направление градиента (вектора) стресса, как правило, не горизонтальное. Большой градиент стрессовых напряжений обеспечивает возможность перенесения масс из областей выжимания в области нагнетания при существенно больших вязкостях вещества и меньших размерах деформируемых структур, по сравнению с обстановкой термогравитационной конвекции. Из-за неопределенности градиента напряжений и вязкости вещества выстроить закономерный иерархический ряд структур, связанных со стрессом, затруднительно. Однако учитывать волновую фрактальность метаморфогенных структур необходимо.

Геодинамика и металлогеническое значение конвективных систем разного порядка. Еще в середине прошлого века большие глубины Земли не рассматривались в качестве тектоносферы, а обсуждение вопросов металлогении ограничивалось литосферой. Последующее изучение больших глубин геофизическими методами (главным образом сейсмотомографией) в сочетании с анализом особенностей рудоносности больших пространств вызвало необходимость искать связи металлогении с общей геодинамикой Земли. Металлогеническое значение суперплюмов, берущих начало от ядра Земли, стало подчеркиваться в последние годы Н.Л.Добрецовым с соавторами [7]. Большой вклад в развитие идей глубинной геодинамики внес О.Г.Сорохтин, а также его соавторы. О.Г.Сорохтиным и С.А.Ушаковым была предложена модель глубинной структуры Земли в архее с одноячеистым осложнением ядра в виде



Рис. 1. Конвекция кремнистых масс из нижнего слоя в основание сульфидных осадков перекрывающего слоя. Образец градационно-слоистой руды из карьера Николаевского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай).

выпуклости и вогнутости, которые определили диссимметризацию Земли, ее разделение на Палеопацифику (Панталассу) и Пангею [13]. В древней конвективной системе глобального ранга весьма длительное перемещение масс коры и верхней мантии, вероятно, является одной из главных причин того, что полоса Пангеи, прилежащая к Палеопацифике, была обогащена оловом в ущерб самому океану. В настоящее время перемещенные фрагменты этой полосы – Восточная и Юго-Восточная Азия, Австралия, южная часть Африки, Южная Америка, разобщенные Индийским и Атлантическим океанами, содержат подавляющее большинство месторождений олова. Такое объяснение может служить ответом на один из вопросов В.И.Смирнова, приведенных в начале настоящей статьи.

Смена одноячеистой конвекции мантии на четырехячеистую была обусловлена диссимметризацией ядра Земли. Это привело к формированию четырех современных океанов над восходящими ветвями конвекции (подобными расположению вершин тетраэдра) с соответствующей металлогенией. Скучивание разогретой мантии в стороны от восходящего потока масс обусловило зарождение зон астеносферы с повышенной мощностью над впадинами ядра (рис. 2). Такие зоны соответствуют западной и восточной окраинам Тихого океана, восточному обрамлению Африки, Тетису (включая Карибский бассейн) [2, 4].

Конвективные системы, зарождающиеся из одной или из четырех ячей у поверхности ядра, могут рассматриваться как разноранговые, но характеризующиеся сходными процессами дифференциации Земли и принадлежащие к одному размерному порядку (первые десятки тысяч километров).

Из рис. 2 следует важное отличие конвекции в системах I и II порядков. Системы II порядка, как известно [2], охватывающие астеносферу и литосферу, определяют развитие ячеистых окраинных морей, островных дуг, зон субдукции, а системы I порядка охватывают внешнее ядро и мантию и определяют развитие океанов. В системах II порядка при вязкости астеносферы около 10²⁰, а литосферы 10²² пуаз, конвекция достигает фаз, в которых восходящий плюм способен «вывернуть наизнанку» недра, сопровождаясь субдукцией по краям системы [5]. В системах I порядка ситуация иная.



Рис. 2. Схематические разрезы Земли, модели ядерно-мантийных конвективных ячеек:

А – теоретическая модель ядра в разрезе-развертке по меридиану 90°в.д. – оси Земли – меридиану 120°з.д.; Б – разрез по параллели 20°ю.ш. (вид с юга, по данным сейсмотомографии А.Морелли и А.Дзевонского с дополнениями автора); С, D', D', E, F, G – слои по К.Буллену, N–S – ось вращения Земли, Nm–Sm – предполагаемая ось вращения ядра относительно мантии (магнитная ось); 1 – континенты; области скоростей сейсмических волн: 2 – аномально пониженных и 3 – повышенных; 4 – подъем и вызванный им спрединг нижней мантии; 5 – продольное расплющивание (скучивание) и вызванный им подъем мантии; 6 – направление генерализованных конвективных потоков во внешнем ядре; 7 – отклонения поверхности внешнего ядра от шарообразной формы (вне масштаба); 8 – направление вращения ядра относительно мантии

В жидком ядре, обладающем весьма малой вязкостью, по-видимому, присутствуют мелкие конвективные системы, но отражаться в глобальном масштабе могут лишь крупные, так как деформирующее воздействие волновых неоднородностей проникает в выше расположенную среду на высоту не более длины волны [11]. Очевидно, что развитие крупных конвективных систем в условиях внешнего ядра может соответствовать весьма продвинутым фазам. В отличие от этого, в нижней мантии, обладающей вязкостью около 10²³-10²⁵ пуаз, конвекция соответствует лишь начальным фазам, при которых субдукция еще не проявляется. И это вполне закономерно. Судя по временному интервалу, охватывающему ряды геологических формаций в системах II порядка, их развитие происходит в течение многих десятков миллионов лет. Так как при возрастании размера системы на один порядок время для развития соответствующей фазы возрастает на два порядка, то для развития фаз, при которых происходила бы субдукция в нижней мантии, потребуются многие миллиарды лет, то есть более возраста Земли. Если же в формулу Рэлея подставить 100 км в качестве порядка величины мощности литосферной плиты, то потребуется совершенно нереальное разуплотнение $\Delta \rho$ среды в конвектирующей системе. Отсюда следует, что встречающееся в литературе представление о субдукции литосферных плит до ядра Земли отдельно от остальной части мантии некорректно.

Рис. 2, кроме того, демонстрирует важную особенность позиции пассивных континентальных окраин в глобальных конвективных системах и литосферных плитах. Пассивные окраины, для которых не характерен мантийный магматизм, в глобальной конвекции занимают нейтральную позицию: ни над восходящими, ни над нисходящими зонами. Поэтому в них отсутствует рифтогенез, свойственный срединно-океаническим хребтам, и субдукция, свойственная активным окраинам континентов и океанов. Это подчеркивает и то, что нельзя рифтогенез рассматривать как свидетельство пассивного режима развития окраин континентов, что нередко встречается в геологической литературе. Рифтогенез может относиться к системам иного размерного порядка, не характеризуя пассивную окраину континента. Термином континент корректно называть часть Земли, которая по своим размерам относится к тектонической системе I порядка. Блоки меньшего размера, хотя и обладающие континентальным типом земной коры, некорректно именовать континентами, как и пользоваться номенклатурой окраин систем I порядка.

Проведенное ранжирование конвективных систем демонстрирует еще один важный аспект тектоники. Спрединг глобальных литосферных плит является атрибутом систем I порядка. С краевыми эффектами этих систем сопряжено формирование протяженных зон астеносферы с повышенной мощностью. Субдукция связана с краевыми эффектами ячеистой конвекции, зарождаемой в мощной астеносфере и реализуемой в системах II порядка. Ячеи II порядка формируются вновь и вновь, а места их зарождения перемещаются, как правило, с запада на восток. Поэтому некорректно определять скорость субдукции по скорости спрединга литосферных плит, что встречается в литературе.

Рис. 2 показывает и то, что из частных морей, имеющих океанический тип земной коры, нельзя вновь выстраивать глобальный океан и в противоположность ему – очередную новую Пангею. Новая одноячеистая модель ядра вступит в противоречие с принципом В.С.Урусова о диссимметризации при синергетической самоорганизации [15]. На это же указывает критика существующей концепции неоднократных распадов суперконтинентов с последующими их сборками воедино [5, 9, 14].

На поведение конвективных систем I порядка и связанных с ними геологических структур значительное влияние оказывает ротационный режим Земли. Из-за разницы глубины (радиуса вращения масс) перенос ими количества движения при конвекции приводит к ускорению вращения глубинных слоев и замедлению верхних. Это вызывает западный дрейф континентов и определяет существенные различия геодинамики, тектоники и металлогении западной и восточной окраин Тихого океана. Кроме того, при существенно разном возрасте смежных ячеистых конвективных систем II порядка по их границам могут развиваться трансформные сдвиги и связанная с ними обстановка транстенсии, способствующая проявлению магматизма. То есть в синергизм гравитационного и теплового полей Земли вплетается ротационное поле. На самих системах II порядка ротационный режим тоже сказывается, но менее. Об этом можно судить по тому, что островные дуги, расположенные на восточном обрамлении ячей (окраинных, «задуговых» морей), поднятые относительно глубоководных впадин и желобов, смещаются к востоку, а не к западу, как смещаются континенты в ротационном поле Земли. Примером служат дуги западной окраины Тихого океана, дуги Малая Антильская и Южно-Антильская на западе Атлантического океана. Даже вулканоплутонический

пояс и сопровождающие его шарьяжи на Апеннинском полуострове смещаются от центра Тирренской ячеи к востоку [10]. Иначе говоря, режим конвекции оказывает неизмеримо большее влияние на тектонику, чем ротационный режим Земли. Ротационный режим оказывает влияние на величину угла падения зон субдукции [2].

Все изложенное позволяет суммировать главные аспекты влияния конвективных систем разного порядка на геодинамику, металлогению, условия формирования и размещения рудных месторождений, в том числе крупных.

Развитие общей геодинамической системы инициируется тепловой конвекцией в жидком ядре и далее, главным образом синергизмом (кооперативным действием) гравитационных сил и градиентного температурного поля Земли. Синергизм приводит к формированию фрактальной структуры системы, в которой периодическое размещение в пространстве металлогенических систем разного порядка определяется конвективными (адвективными) волнами разной длины.

Геодинамическое развитие систем I–III порядков, в которых перемещение вещества происходит в квазитвердом состоянии, косвенным образом влияет на дальнейшее образование крупных рудных месторождений. Главными факторами влияния в разных системах являются:

В системах І порядка – общая геохимическая специализация (например, оловоносность) литосферы, обусловленная перемещениями геологической среды от древнейшего океана Земли – Палеопацифики;

вскрытие литосферы трансформными крутопадающими глубинными разломами, возникающими в неоднородном поле ротационных сил Земли, что может способствовать миграции легкоподвижных (в том числе летучих) фаз глубинных компонентов (например, ртути) по разломам;

перемещение во времени астеносферных зон с запада на восток в ротационном поле Земли, определяющих позицию зарождения ячеистых конвективных систем II порядка: под мощной континентальной литосферой на восточной окраине Пацифики и под субокеанической и океанической литосферой на западной окраине. Это определяет различие сочетаний факторов – разной по составу литосферы над конвектирующей мантией в виде плюмов II размерного порядка и мантийных валов, контролирующих океанические хребты и поднятия, то есть наличие разных типов источников (протолита) магматических очагов (систем IV порядка).

В системах II порядка – осуществляется дальнейшее преобразование строения литосферы и собственно земной коры, их общей геохимической и металлогенической специализации; в центре ячей (окраинные моря, внутриконтинентальные изометричные депрессии, фундамент платформ) в литосфере относительно усиливаются симатические черты специализации, а по периферии ячей (островные дуги, орогены активных континентальных окраин, щиты, обрамляющие платформы) усиливаются сиалические черты специализации;

краевые эффекты процессов, формирующих системы II порядка, определяют региональный метаморфизм в зонах субдукции и обдукции, способствующий отжиманию сред пониженной вязкости (в том числе рудоносных флюидов) в области нагнетания;

весьма важным фактором может быть приобретение субдуцированными рудоносными толщами вертикального положения при их извлечении вверх конвективным потоком, когда оформляется фундамент краевых вулканоплутонических поясов, что обеспечивает регенерацию больших масс рудного вещества раннеорогенными интрузиями, несмотря на ограниченную площадь их горизонтального сечения. Пример – формирование крупнейших месторождений медно-порфирового семейства.

В системах III порядка осуществляется дифференциация верхних слоев астеносферы по волновому закону, над положительными фазами волн приводящая к образованию таких металлогенических областей (суперрайонов), в которых наиболее благоприятны условия для образования крупных рудогенерирующих магматических очагов.

В системах IV порядка – магматических очагах и надочаговом пространстве реализуются подготовительные факторы систем I–III порядков (мощность перерабатываемой литосферы и земной коры, их суммарная геохимическая специализация, геологическая структура среды, превращаемой в магмы, структуры надочаговой области). Сосредоточению руд в виде одного крупного месторождения может препятствовать кальдерообразование, которое приводит к расчленению магматического очага на частные камеры, а общей рудной массы системы – на множество относительно мелких месторождений. Кальдерообразование является естественным звеном в развитии вулканической системы, образованием в ней более мелких фракталов.

Таким образом, одной из весьма существенных геодинамических предпосылок образования крупных рудных месторождений является приуроченность рудоконтролирующего магматического очага к суперрайону, то есть металлогенической области, занимающей позицию над положительной фазой адвективной волны (III порядок). Длина этой волны составляет, как правило, около 300 км [3]. Важная закономерность размещения крупных месторождений – их приуроченность к магматогенно-рудным узлам, занимающим позицию магматического очага и надочаговой области. Узлы периодически повторяются в пространстве с расстояниями между их центрами около 30 км. Конвективные системы более высоких порядков влияют на особенности месторождений, но существенно затушевываются иными факторами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Артюшков Е.В. Образование конвективных деформаций в слабо литифицированных осадочных породах // Изв. АН СССР. Серия геол. 1965. № 12. С. 79–101.
- Барышев А.Н. Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие. –М., 1999.
- 3. Барышев А.Н. Позиция крупнейших рудных районов и узлов в системе адвективных структур Земли // Отечественная геология. 2001. № 2. С. 6–11.
- Барышев А.Н. Периодические геодинамические и металлогенические системы и их синергетика / Фундаментальные проблемы геологи полезных ископаемых и металлогении. –М.: МГУ, 2010. Т. 2. С. 398–414.
- Барышев А.Н. Тектоника и металлогения: системный геодинамический и формационный анализ. –М.: Новый хронограф, 2013.
- 6. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979.
- Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э. Термохимические глубинные мантийные плюмы – источник рудного богатства планеты // Наука из первых рук. 2011. № 6 (42), С. 37–43.
- 8. *Ландау Л.Д., Лифици Е.М.* Механика сплошных сред. 2-е изд. –М.: Гостехиздат, 1954.
- Минц М.В. Неоархей-протерозойский суперконтинент (2,75–0,9 млрд. лет): альтернатива модели суперконтинентальных циклов / Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Мат-лы XLVIII тектонического совещания. –М.: ГЕОС, 2016. Т. 2. С. 17–21.
- Палеоструктуры и минерагения Средиземноморья / Б.Д. Углов, А.Н. Барышев, Ю.Г. Зорина и др. –М.: ЦНИГРИ, 2005.
- 11. *Рамберг Х.* Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. –М.: Мир, 1970.
- 12. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. –М.: Недра, 1982.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. – М.: Изд-во МГУ, 1991.
- Старостин В.И. Металлогения: учебник / 2-е издание. –М.: КДУ, 2012.
- Урусов В.С. Эволюция Земли и Космоса в свете концепции симметрии-диссимметрии / Смирновский сборник. –М.: Изд-во МГУ, 2007. С. 11–50.
- Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / Под ред. Н.Б.Дортман. –М.: Недра, 1984.
- Хаин В.Е., Зверев А.Т. Сейсмическая томография и геодинамика // Геотектоника. 1992. № 1. С. 34–46.
- Bemmelen R.W.van. The undation theory of development of the Earth's crust. Trans. Int. Geol. Congr., XVI sess. USA. 1933. Vol. II. 1936.
- Ramberg H. Gravity, Deformation and the Earths Crust, 1st edition, Academic Press, London, New York, 1967.

УДК 550.42.027:553.411 © С.Г.Кряжев, 2017

Изотопно-геохимические и генетические модели золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах

С.Г.КРЯЖЕВ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научноисследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1).

Рассмотрен изотопный состав серы в рудах и вмещающих породах золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах. Подтверждены представления о гидротермальной миграции золота в форме гидросульфидных комплексов. Показано, что формирование месторождений данного типа соответствует моделям гидротермально-осадочного или магматогенно-гидротермального рудообразования, при этом на размещение месторождений в рудных полях существенное влияние оказывали конседиментационные структуры. *Ключевые слова*: золоторудные месторождения, Сухой Лог, Мурунтау, Кумтор, изотопы серы, генетические модели.

Кряжев Сергей Гаврилович



s34@mail.ru

Isotope-geochemical and genetic models of gold deposits in carbonaceousterrigenous strata

S.G.KRYAZHEV

The isotopic composition of sulfur in ores and host rocks of large gold deposits was analyzed. The hydrothermal migration of gold in the form of hydrosulfide complexes was confirmed. It is shown that the gold deposits in carbonaceous-terrigenous strata had the sedimentary exhalative or intrusion-related origin. The location of deposits in the ore fields depended on syn-sedimentary faults pattern. *Key words*: gold deposits, Sukhoi Log, Muruntau, Kumtor, sulfur isotopes, genetic models.

В углеродисто-карбонатно-терригенных толщах локализованы крупнейшие золоторудные месторождения нашей страны (Сухой Лог, Олимпиадинское, Нежданинское, Майское и др.). Перспективы расширения минерально-сырьевой базы золота во многом связаны с вероятностью обнаружения аналогичных рудных объектов на обширных площадях распространения потенциально продуктивных отложений. Поэтому решение вопросов генезиса месторождений данного типа и научное обоснование обстановок их локализации весьма актуальны, поскольку выбор адекватного комплекса прогнозно-поисковых критериев и методов их выявления существенно влияет на результативность поисковых работ.

Происхождение крупных и сверхкрупных концентраций золота в терригенных толщах остается предметом постоянных дискуссий, что в первую очередь связано с неоднозначностью оценки роли конседиментационных и эпигенетических процессов в рудообразовании. Предложенные для одного и того же месторождения генетические модели часто охватывают весь возможный диапазон мнений, от ортодоксальной плутоногенно-гидротермальной с признанием колли-

зионных гранитоидов как единственной рудогененерирующей формации, до осадочно-метаморфогенной при полном отрицании рудогенерирующей роли магматизма. В определенной мере это обусловлено двойственным характером размещения рудных концентраций, которые в большинстве случаев приурочены к определенным литолого-стратиграфическим уровням, но при этом обнаруживают тесную пространственно-временную связь с гранитными массивами и дайками пестрого состава. Поэтому большинством исследователей принята модель полигенно-полихронного рудообразования, включающая первичное накопление золотоносных осадков и последующее перераспределение и концентрирование металла в магматогенно-метаморфогенных системах. Эта модель устраняет существующие противоречия, однако не дает ответ на главные вопросы: насколько важна роль конседиментационных процессов в формировании крупных месторождений, как искать области первичного рудонакопления на огромных территориях развития черносланцевых толщ, каковы масштабы и условия эффективного перераспределения и концентрирования золота метаморфическими и магматическими процессами.

Все сказанное в равной мере относится и к рассмотренным далее месторождениям Мурунтау и Сухой Лог. К настоящему моменту вопросы взаимоотношения оруденения с магматизмом для этих золоторудных гигантов в целом решены. Коллективами отечественных и зарубежных геологов в результате многолетних исследований получены прецизионные геохронологические данные, которые в полной мере согласуются как между собой, так и со всеми известными геологическими и минералого-геохимическими особенностями оруденения [7, 12]. Для месторождения Сухой Лог доказан синскладчатый возраст прожилково-вкрапленных сульфидных руд и сингранитный возраст более поздних кварцевых жил. Последние золотоносны только в контуре развития раннего оруденения и не имеют промышленного значения. Неопределенной остается природа источников золота в метаморфогенных (или метаморфизованных осадочных ?) сульфидных рудах. Предполагается концентрирование рассеянного в большом объеме пород рудного вещества в замках складок при метаморфизме [1, 17], присутствие на глубине гипотетического рудоносного гранитного интрузива соответствующего возраста [12], поступление золота с эндогенными флюидами по проницаемым зонам интенсивного рассланцевания [7]. Для месторождения Мурунтау, наоборот, при всей очевидности связи оруденения с герцинским гранитоидным магматизмом в качестве источника золота предполагаются гипотетические скопления золотоносных осадочных сульфидов во вмещающих породах [10].

Как видно, генезис любого месторождения в терригенных толщах остается дискуссионным без определения основных источников золота. Поскольку в природе существует только один стабильный изотоп этого элемента, однозначное решение данной проблемы в принципе неосуществимо. Однако мы можем максимально приблизиться к ее решению путем изучения изотопов серы – элемента, без которого в среде углеродисто-терригенных пород невозможен эффективный транспорт благородного металла в гидротермальных системах [16]. Рассмотрим кратко научно-методические аспекты предлагаемого подхода [2, 6, 11].

Изотопный состав серы выражают величиной $\delta^{34}S$, которая показывает степень его отклонения от серы метеоритов, в которой отношение ${}^{32}S/{}^{34}S=22,22$. Поскольку изотопный состав серы в мантии (в мафических магматических породах) близко соответствует метеоритному, величина $\delta^{34}S$ данного образца серы может служить в качестве меры изменений ее изотопного состава, произошедших со времени первоначального поступления ювенильной серы с $\delta^{34}S=0\%$ в земную кору. Точность определения величины $\delta^{34}S$ составляет $\pm 0,2\%$, а геохимически значимыми считаются вариации, превышающие 1‰ [2].

Главной причиной вариаций изотопного состава серы в природе является восстановление сульфатных ионов анаэробными бактериями, живущими в морских отложениях. Эти бактерии выделяют H_2S , сильно обогащенный ³²S относительно сульфата. В результате осадочно-диагенетические сульфиды, генетически связанные с этим сероводородом, характеризуются отрицательными значениями $\delta^{34}S$ (часто до -30%), а в морской воде и в эвапоритах накапливается тяжелый изотоп ³⁴S (рис. 1). Морской сульфат может восстанавливаться до H_2S термохимическим путем в гидротермально-осадочных системах с обогащением пород изотопно-тяжелыми сульфидами. Сера из всех перечисленных источников в совершенно различных пропорциях может поступать в рудообразующие гидротермальные системы путем ее заимствования из осадочных толщ магмами или флюидами на путях их миграции.

Поскольку процессы смешения могут породить серу самого разнообразного изотопного состава, сами по себе измеренные значения ${}^{34}S/{}^{32}S$ (и величина $\delta^{34}S$), как и любые другие типоморфные отношения элементов (Rb/Sr, Co/Ni и др.), не дают достаточных оснований для генетических выводов без информации о происхождении проанализированного минерала и его окружении. Поэтому при изучении процессов рудообразования важны не столько абсолютные значения $\delta^{34}S$ в образце, сколько закономерности изменения этой величины в пространстве-времени, то есть параметры изотопно-геохимической зональности рудных тел, месторождений и рудных полей.

В аспекте данной статьи важно отметить следующие особенности.

1. В восстановительной среде углеродистых пород, когда fO_2 соответствует области устойчивости ассоциации пирит+арсенопирит±пирротин, вся сера находится в форме H₂S. Поэтому измеряемые значения δ^{34} S сульфидов отражают изотопный состав серы гидротермальных растворов и могут служить характеристикой изотопного состава источника серы [11].

2. ³⁴S и ³²S являются стабильными изотопами, отношение их концентраций ³⁴S/³²S в закрытой системе является постоянной величиной. Любое изменение δ^{34} S (то есть изменение ³⁴S/³²S) всегда является исключительно следствием привноса–выноса вещества. Другими словами, поступление «инородной» серы и золота из внешнего источника, отличающегося по изотопному составу серы, неизбежно должно отражаться на вариациях δ^{34} S кристаллизующихся золотоносных сульфидов.

3. Золото в гидротермальных растворах количественно является резко подчиненным компонентом и транспорт его значительных масс должен быть связан с перемещением огромного количества серы. Поэтому можно ожидать, что подобный процесс неминуемо найдет свое отражение в изотопно-геохимических особенностях оруденения.

На рис. 1 показаны диапазоны вариаций δ^{34} S для некоторых наиболее полно изученных месторождений



Рис. 1. Диапазоны вариаций изотопного состава серы сульфидов в рудах (*A*) и во вмещающих породах (*Б*) золоторудных месторождений в углеродисто-карбонатно-терригенных толщах

различного возраста, локализованных в терригенных комплексах (по каждому месторождению выполнены десятки и сотни определений). Независимо от взглядов на генезис оруденения для всех объектов характерна общая закономерность, которая служит экспериментальным подтверждением изложенных выше теоретических положений. По сравнению с вмещающими породами руды содержат более изотопно-гомогенную серу, вариации б³⁴S золотоносных сульфидов не превышают 5‰ даже при наличии нескольких этапов оруденения. Эта особенность может являться следствием поступления серы и золота в руды из общего гомогенного источника (например, магматического очага), либо следствием гомогенизации серы в процессе масштабной миграции рудоносных флюидов при отсутствии процессов изотопного фракционирования. В породах же, как видно, сохраняются первично-осадочные изотопно-геохимические неоднородности. Причем эти

неоднородности присутствуют и в многочисленных реликтах неизмененных пород в рудных телах, что исключает предположения о наложенном характере золотой минерализации по отношению к сульфидам продуктивных ассоциаций.

Следует также отметить, что в большинстве случаев по изотопным данным сера в рудах не могла быть получена путем усреднения серы из вмещающих пород. Следовательно, она была привнесена из внешних по отношению к месторождениям источников. Судя по близости значений δ^{34} S к «магматическому» уровню – из источников преимущественно эндогенной природы.

Рассмотрим более детально особенности распределения изотопов серы в породах и рудах месторождений Сухой Лог и Мурунтау как два крайних случая взаимоотношений оруденения с магматизмом, а затем месторождение Кумтор как пример полигенно-полихронного объекта. Месторождение Сухой Лог и его аналоги (Вернинское, Высочайшее) расположены в Ленском золотоносном районе в пределах Байкало-Патомского нагорья и представляют собой протяженные зоны золотоносной прожилково-вкрапленной сульфидной и кварц-сульфидной минерализации в дислоцированных углеродисто-карбонатно-терригенных толщах верхнего протерозоя. Месторождения детально разведаны, хорошо изучены в геологическом и минералого-геохимическом отношении [1, 4, 7] и являются эталонными представителями золоторудных объектов «сухоложского» типа.

Морфологические особенности, золотоносность и последовательность формирования сульфидной минерализации на месторождениях Сухой Лог и Вернинское были всесторонне и весьма детально изучены коллективом ЦНИГРИ под руководством С.Д.Шера в 1970-1980-х годах (С.Д.Шер и др., 1984). Выделены два главных генетических типа сульфидов. К ранним образованиям отнесены рассеянная вкрапленность, «глазковые» выделения, послойные и «облачные» скопления пирита. Главные признаки ранней пиритовой минерализации - четкая связь со слоистыми структурами, широкое развитие фрамбоидальных и глобулярных форм - позволяют связывать ее отложение с осадочными процессами. При метаморфизме осадочные сульфиды в той или иной мере были перекристаллизованы. Метакристаллы кубического пирита, гнездовидные кварц-пиритовые скопления и кварц-пиритовые прожилки разнообразной морфологии являются более поздними образованиями.

Рассеянная вкрапленность глобулярного пирита, видимая только под микроскопом, постоянно присутствует в темных углеродистых породах. Размерность выделений пирита – тысячные и сотые, редко – десятые доли мм, его содержания в породах колеблются преимущественно от 0,5 до 4% (судя по содержаниям серы).

В ритмично переслаивающихся толщах местами наблюдаются послойные скопления пирита разной густоты – вплоть до массивных, мощностью преимущественно до 2 см. Такие послойные скопления в горных выработках иногда прослеживаются на десятки метров, мало изменяясь по мощности и густоте насыщения. В зонах смятия послойные скопления изгибаются вместе с вмещающими их слоями в мелкие сжатые складки. Они часто оказываются разорванными и будинированными. Пирит, слагающий послойные скопления, представлен глобулярные и мелкокристаллическими выделениями. Глобулярные имеют размерность тысячные и сотые доли миллиметра, соответствующую размерности зерен вмещающей матрицы. Кристаллические – немного крупнее и имеют разную степень идиоморфизма.

Вопрос о золотоносности сульфидов, сингенетичных осадконакоплению, решался исследователями на основании определения содержаний золота в послойных скоплениях пирита, «глазковой» и тонкой рассредоточенной вкрапленности. Порядок содержаний золота в рассеянном глобулярном пирите определялся путем расчета по содержаниям золота и серы в породах с вкрапленностью этого пирита. Для всех перечисленных форм установлена общая закономерность: максимальной золотоносностью характеризуются осадочные сульфиды, развитые в центральных частях рудных полей (десятки–первые сотни г/т), на флангах содержания золота в них снижаются (в среднем 0,5–2 г/т). Авторы допускают вероятность дополнительного привноса золота в сульфиды при эпигенетических процессах, однако не исключают и связи высокой золотоносности ранних сульфидов со специфическими условиями осадконакопления.

О высоких содержаниях золота в пиритовых конкрециях на месторождении Сухой Лог (до 350 г/т) сообщается в работе [1]. Позже наличие сингенетичного золота в осадочно-диагенетических сульфидах было подтверждено современным ICP-MS анализом с лазерным отбором пробы [17]. По устному сообщению В.В.Масленникова, в разрезе скважины № 1 был отмечен 10-метровый интервал практически сплошных тонкослоистых пиритовых руд с субмикроскопическим золотом. При первичной документации керна в 1962 г. порода была описана как слоистый коричневый алевролит, содержания Аu при опробовании достигали 4,5 г/т.

В пробах раннего пирита, отобранных автором на месторождениях Сухой Лог и Вернинское, методом ICP MS установлены содержания Au до 330 г/т.

На рис. 2 представлены типичные проявления осадочного (по С.Д.Шеру с соавторами) пирита. Облачное скопление имеет отчетливо диагенетическую природу (видны следы слоистости) и по данным радиохимического анализа точечных проб содержит равномерно распределенную примесь золота в количестве до 2 г/т. Видимые в оптический микроскоп (>1мкм) выделения самородного золота (а также других рудных фаз) в пирите автор не обнаружил. Вмещающая порода сложена кварцем (25%), калиевой диоктаэдрической слюдой (35%) и карбонатом анкерит-доломитового ряда (40%). Присутствует примесь органического вещества (до 1%). В слоистых рудах пирит-карбонатные прослои перемежаются с углеродистыми (массовая доля С 2,3%) кварц-слюдистыми сланцами с небольшой примесью карбоната. Самородное золото образует сингенетичные микровключения в центральных зонах кристаллов пирита, содержание Au в слое по данным ICP MS составило 305.5 г/т.

По изотопному составу серы (см. рис. 2) обе разновидности пирита не различаются. Одинаковыми оказались и изотопно-геохимические характеристики карбоната ($\delta^{13}C=-5\%$, $\delta^{18}O=+19,0\%$). Очевидно, что в рассматриваемом случае прослои и «облачные» стяжения мышьяковистого пирита формировались на границе вода–осадок, а также в толще нелитифицированного осадка при участии единого золотоносного



Рис. 2. Золотоносная сульфидная минерализация месторождения Вернинское:

а – пересечение слоистых золотопиритовых руд кварцевыми прожилками; *б* – конкреционное стяжение пирита с субмикроскопическим сингенетичным золотом; кружками отмечены места отбора точечных проб, рядом указаны полученные содержания Au; образцы из коллекции Г.Б.Ганжи гидротермального раствора с $\delta^{34}S=+11\pm0,5\%$. Обогащение слоистых руд золотом теоретически можно связать с дополнительным привносом металла при образовании кварцевых прожилков. Однако при этом придется допустить, что золото в значительном количестве транспортировалось без участия воды (не изменился изотопный состав кислорода карбоната), углекислоты (не изменился изотопный состав углерода карбоната) и серы (не изменился изотопный состав перекристаллизованного пирита и новообразованного арсенопирита). Следует также отметить полное отсутствие каких-либо метасоматических изменений в образце. Поэтому в данном конкретном случае с учетом приведенных выше сведений по золотоносности осадочных сульфидов первично высокие концентрации сингенетичного Аи в слоистых рудах, по мнению автора, являются наиболее вероятными.

В распределении изотопного состава серы осадочного пирита в объеме месторождений установлена отчетливая зональность (рис. 3). В центральной их части δ^{34} S варьирует в достаточно узком интервале от +6 до +12‰. Выше по разрезу в пирите увеличивается доля тяжелого изотопа серы (вплоть до +20‰ на месторождении Сухой Лог). Далее фиксируется резкая инверсия и δ^{34} S приобретает отрицательные значения. Одновременно снижается золотоносность сульфидов. Изотопно-геохимическая зональность в плане и разрезе подчинена складкам, что однозначно свидетельствует о ее конседиментационной природе.

Наблюдаемое распределение изотопов серы весьма характерно для колчеданных месторождений различного возраста [6], а также для современных эксгаляционно-осадочных систем [2]. Эта в целом фундаментальная закономерность главным образом обусловлена снижением температуры гидротермальных растворов по мере их удаления от подводящих каналов (и по мере затухания эндогенной активности во времени), что приводит к резкому росту доли изотопно-легкого биогенного сероводорода в осадках. Примечательно, что по изотопно-геохимическим признакам месторождения сухоложского типа практически не отличаются от золоторудного месторождения Хоумстейк (см. рис. 1), которое служит эталоном метаморфизованных эксгаляционно-осадочных залежей [18].

По данным автора, которые хорошо согласуются с результатами других исследователей [14], поздние сульфиды, входящие в состав золотоносных кварцевых прожилков и кварцевых жил, в целом унаследовали изотопный состав серы осадочного пирита, за счет которого эти сульфиды, вероятнее всего, и образовались. Масштабы перераспределения рудного вещества на этапах диагенеза, катагенеза и линейного складкообразования оценить сложно. На участке западного замыкания сухоложской антиклинали поздний золотоносный пирит отмечается в перекрывающей толще на расстоянии 150–200 м от залежи слоистых руд. Если принять



Рис. 3. Изотопно-геохимическая модель золоторудных месторождений «сухоложского» типа:

этапы: А — конседиментационный, Б — коллизионный; 1–3 — изотопный состав сульфидной серы (δ^{34} S), в ‰: 1 – <0; 2 — > +12; 3 — +5...+12; 4 — линзовидные слоистые залежи и конкреционные стяжения пирита; 5 — разломы; 6 — области максимальной золотоносности сульфидов; 7 — направление движения золотоносных флюидов

во внимание время, прошедшее с момента осадконакопления (700–600 млн. лет) до образования складки (440–450 млн. лет) и составляющее около 200 млн. лет, скорость перемещения серы и золота оценивается в 0,001мм/год. Для столь медленного движения вещества достаточно градиента давления. В то же время при наличии флюидов можно допустить и более масштабную миграцию золота вдоль проницаемых зон рассланцевания с образованием обширных геохимических аномалий над залежами гидротермально-осадочных руд [7].

Таким образом, по своему происхождению месторождения «сухоложского» типа соответствуют модели гидротермально-осадочного рудообразования и приурочены к участкам накопления золотоносных сульфидных осадков в конседиментационных впадинах. Такие палеодепрессии как потенциальные рудные поля могут быть выделены среди фоновых углеродисто-терригенных отложений по характерному «тяжелому» изотопному составу сульфидной серы.

Локализацию месторождений на разных стратиграфических уровнях разреза при гидротермально-осадочном их происхождении следует трактовать как ярусное размещение оруденения в пределах единой рудоносной углеродисто-карбонатно-терригенной формации. Необходимо отметить, что не все залежи осадочных сульфидов золотоносны [7]. Максимальные содержания Au отмечаются на тех участках, где залежи слоистых руд имеют повышенную мощность – вблизи рудоподводящих каналов. Однако определяющее значение, очевидно, имеет золотоносность самих растворов, то есть наличие источника золота на глубине. В качестве последнего могут выступать многокилометровые толщи осадков (в том числе с кластогенным металлом) на пути подъема гидротерм. Но при этом совершенно не исключается и вероятность поступления металлоносных флюидов по разломам фундамента. Для решения этого вопроса требуются дальнейшие исследования.

Длительность функционирования субмаринных гидротермальных систем на фоне продолжающейся седиментации (не менее 50 млн. лет, [12]) обеспечивает формирование весьма крупных скоплений золотоносных сульфидов. При этом зоны первичного обогащения осадков серой и золотом пересекают литологические границы (см. рис. 3) и при оконтуривании по бортовому содержанию будут выделены как секущие рудные тела.

Процессы дислокационного метаморфизма сыграли немаловажную роль в рудообразовании, так как в результате перекристаллизации сульфидов привели к укрупнению выделений золота, его перераспределению с образованием обогащенных участков в зонах рассланцевания и ядрах складок [1]. Очевидно, что в областях высоких ступеней метаморфизма и особенно при гранитизации имели место более интенсивные процессы регенерации ранних руд, вплоть до их полной деструкции и переотложения. Можно предположить, что первичные гидротермально-осадочные концентрации золота послужили главным (если не единственным) источником металла некоторых золотокварцевых месторождений, расположенных по периферии Ленского района.

В заключение следует отметить, что при отсутствии генетической связи между прожилково-вкрапленными рудами и значительно более поздними кварцевыми жилами высокая концентрация последних наблюдается исключительно в пределах месторождений. Единственно приемлемым объяснением этой закономерности может служить контроль разновозрастных процессов общими структурами, а именно – конседиментационными разломами фундамента [7].

Месторождение Мурунтау расположено в Южно-Тамдытауском рудном районе, входящем в состав Кызылкумско-Нуратинского отрезка золоторудной провинции Южного Тянь-Шаня. По запасам (5 тыс. т Аи) месторождение на порядок превосходит близкие по геологическому строению аналоги и считается крупнейшим в мире объектом гидротермального класса. На протяжении десятков лет месторождение привлекает внимание исследователей и служит основой для разработки моделей формирования крупных рудных концентраций. Основные сведения о его геологическом строении, истории формирования, составе руд, а также основные библиографические ссылки можно найти в монографии автора [10]. Здесь же рассмотрим только факты, относящиеся к проблеме источников золота.

По морфологическим признакам месторождение Мурунтау представляет собой весьма крупный по размерам секущий штокверк, локализованный в толще переслаивающихся углеродистых песчаников, алевролитов и сланцев ордовик-силурийского возраста. Основной объем руд связан с объемными калишпат-кварцевыми метасоматитами, содержащими сульфидно-кварцевые прожилки и вкрапленную сульфидную минерализацию (рис. 4). Руды визуально выделяются на фоне вмещающих пород за счет «выгорания» углеродистого вещества при рудообразовании. Они сложены кварцем, полевыми шпатами и слюдами. Из рудных минералов присутствуют арсенопирит, пирит, пирротин и шеелит, в небольших количествах - молибденит, висмутин и тетрадимит. Золото выделяется главным образом в самородном виде.

Процессы гидротермального минералообразования в рудном поле протекали синхронно с эволюцией герцинского постколлизионного магматизма и оторваны во времени от регионального метаморфизма на 128 млн. лет.

Дорудный этап (286 млн. лет назад) включает внедрение массива субщелочных гранитов, штокообразных тел и даек субщелочных диоритов, магнезиально-железистый метасоматоз магматической стадии (биотитизацию), формирование комплекса высоко- и среднетемпературных постмагматических кальциевых метасоматитов (автореакционные скарны, эпидот-актинолитовые пропилиты) и образование многочисленных безрудных кварцевых жил и прожилков.

На дорудном этапе процессы регенерации и переотложения вещества метатерригенной толщи протекали наиболее интенсивно. Конвективные гидротермальные потоки взаимодействовали с рудовмещающими и подстилающими породами во всем объеме вплоть до кровли гранитного массива. Однако в биотитизированных и пирротинизированных породах отсутствуют кварц-сульфидные образования с повышенным содержанием золота. Дорудные пирротин и пирит, основная масса которых приурочена к углеродистым сланцам, характеризуются широкой дисперсией изотопного состава серы с преобладанием отрицательных значений δ^{34} S, что указывает на первично биогенно-осадочную природу их серы. Золото в дорудных сульфидах находится на уровне 0,1 г/т (более 100 анализов).

Рудообразование началось через 13 млн. лет после внедрения гранитного массива. На раннем этапе (273 млн. лет назад) синхронно с внедрением даек субщелочных гранитоидов сформировались золотоносные калишпат-кварцевые метасоматиты и кварцевые прожилки с шеелитом и сульфидами. В течение позднего этапа образовались альбит-кварцевые метасоматиты, золотосульфидно-кварцевые жилы и прожилки.



Рис. 4. Рудная минерализация в метасоматитах месторождения Мурунтау (скв. МС-2, интервал 1520–1535 м):

руды (фото аншлифов): *а* – кварцевые прожилки с шеелитом и арсенопиритом в кварц-калишпатовых метасоматитах; *б* – самородное золото в ассоциации с арсенопиритом; вмещающие породы: углеродистые кварц-альбит-биотитовые сланцы с линзовидной вкрапленностью пирротина (*в* – прозрачный шлиф, николи ||, *г* – аншлиф)

Минералообразование имело импульсный характер и продолжалось в период от 256 до 231 млн. лет, интрузивные породы этого этапа представлены лампрофирами.

Единство изотопных параметров магматических пород всех интрузивных фаз и гидротермальных рас-

творов всех стадий рудообразования (δ^{18} O=+7±1‰, δ^{34} S=+3±1‰) при близости изотопных возрастов однозначно свидетельствует о парагенетической связи магм и флюидов с общим долгоживущим глубинным очагом. По изотопным данным ((⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ 0,707, δ^{18} O +7±0,5‰) очаг не был контаминирован веществом палеозойских терригенных пород, поэтому предположение о вовлечении обогащенных золотом осадочных пород в рудно-магматическую систему не имеет никаких оснований. Источником серы, а тем более золота во флюидах не могли служить и находящиеся во вмещающих и подстилающих породах изотопно-легкие сульфиды.

Таким образом, результаты изотопно-геохимических исследований рудного поля Мурунтау указывают на неоднократный привнос золота и серы в составе магматогенных флюидных систем, что отвечает ортодоксальной магматогенно-гидротермальной модели рудообразования.

Существующие данные позволяют предполагать, что аналогичный генезис имеют и другие золоторудные месторождения провинции. Об этом свидетельствует идентичный изотопный состав сульфидной серы в рудах месторождений Мурунтау, Даугызтау и Кокпатас (см. рис. 1). Удивительно, но золотоносные сульфиды, генетически связанные с общим (или однотипным) магматическим источником серы, проявлены на огромной территории и сохраняют свои характеристики независимо от количества и изотопного состава осадочно-диагенетической серы во вмещающих породах.

Дискуссии о генезисе Мурунтау связаны или с игнорированием геохронологических и изотопных данных, или с предположением о существовании в рудном поле гипотетических золотоносных гидротермально-осадочных сульфидов, которые в процессе герцинского рудогенеза были полностью растворены и переотложены. Основанием служит приуроченность месторождений Мурунтауского рудного поля и месторождения Даугызтау к единой углеродисто-терригенной формации («пестробесапанской» подсвите). При этом в породах Даугызтауского рудного поля в 30 км от Мурунтау распространены золотосодержащие пиритовые конкреции (Au 0,05-0,90, до 5 г/т). Давно установлено [8], что пирит этих конкреций аномально обогащен тяжелым изотопом серы (б³⁴S от +8 до +35‰). Вовлечение такой серы в рудно-магматическую систему Мурунтау полностью исключено.

В то же время трудно отрицать, что породы Мурунтауского рудного поля значительно обогащены сульфидами (в среднем 2%). Однако, принимая во внимание преимущественно биогенное происхождение их серы (δ^{34} S до –33‰), можно связать этот факт с повышенной биопродуктивностью данного участка палеобассейна.

Месторождение Кумтор, расположенное в Срединном Тянь-Шане, является ярким примером наложения магматогенно-гидротермальной золотосульфидной минерализации на конседиментационные пиритовые руды (рис. 5) и может служить иллюстрацией устойчивости последних в области гидротермально-метасоматического рудообразования. Примечательно, что по своему позднедокембрийскому возрасту осадочные сульфиды близки рассмотренным выше сухоложским рудам, а наложенное оруденение, как и на месторождении Мурунтау, связано с постколлизионным карбон-пермским магматизмом.

Кумтор относится к числу весьма крупных золоторудных объектов (около 600 т Au при средних содержаниях 2–6 г/т). Месторождение локализовано в зоне крупного протяженного разлома среди углеродисто-терригенных отложений венда. Интрузивные образования в рудном поле представлены редкими дайками «пестрого» состава. На глубине около 3 км по геофизическим данным предполагается гранитоидный интрузив.

Промышленное оруденение представлено крутопадающими линейными зонами объемных и прожилковых кварц-полевошпат-карбонатных метасоматитов с обильной вкрапленностью пирита, который содержит тонкодисперсное и субмикроскопическое золото в количестве от 5 до 100 г/т. Примечательно низкое содержание в нем мышьяка (100±50 г/т). Как видно, этот элемент для эффективного транспорта золота не является необходимым. В существенном количестве в рудах находится также шеелит, в виде распространенной примеси присутствуют теллуриды золота.

Изотопный состав серы пирита метасоматитов в осевых зонах рудных тел во всем объеме месторождения (сотни метров по простиранию и падению) заключен в интервале $\delta^{34}S=0\pm2,5\%$, что указывает на глубинный магматический источник рудного вещества. В околорудном пространстве по мере ослабления интенсивности оруденения, а также в маломощных прожилках среди слоистых осадочных руд (см. рис. 5, б) доля тяжелого изотопа ³⁴S в позднем пирите увеличивается вследствие заимствования серы из вмещающих пород.

Ранний осадочно-метаморфический пирит широко распространен в породах рудовмещающей углеродисто-терригенной формации. Он образует вкрапленность различной интенсивности, а также массивные линзовидно-пластовые серноколчеданные тела мощностью от 1 до 15 см. Последние вблизи месторождения концентрируются в пачки слоистых пиритовых руд и участвуют в складчатости. Гомогенный изотопный состав серы при повышенной доле тяжелого изотопа (δ^{34} S от +3 до +6‰) указывает на гидротермально-осадочную природу раннего пирита в центральной части рудного поля. Отмечено, что в слоистых рудах сохраняется первичная изотопно-геохимическая неоднородность (см. рис. 5, б).

Содержания Au при анализе точечных проб в раннем пирите из рудной зоны составляют 0,3-1 г/т (в одном случае 6 г/т). Тот же диапазон содержаний дает рядовое бороздовое опробование на тех участках, где слоистые руды не несут признаков наложенного оруденения. За пределами месторождения золото в раннем пирите не фиксируется (<0,1 г/т).

В масштабе рудного поля выявляется изотопно-геохимическая зональность, которая отвечает крупной (не менее 10 км по простиранию) конседиментационной


Рис. 5. Взаимоотношения гидротермально-осадочной и магматогенно-гидротермальной минерализации на месторождении Кумтор:

a – схема изотопно-геохимической зональности в разрезе по линии А-Б (р.л. 60); b – фрагмент пересечения гидротермальноно-осадочных пиритовых руд золотоносными метасоматитами (кварц+альбит+анкерит+ пирит+шеелит); b – изотопно-геохимическая модель Кумторского рудного поля (план); 1 – углеродистые сланцы с густой вкрапленностью осадочного пирита, 2– линзовидно-пластовые серноколчеданные тела, 3 – метасоматиты, 4 – промышленные золотосульфидные руды (δ^{34} S пирита 0±2,5‰); 5–7 – изотопный состав серы осадочного пирита (δ^{34} S), в ‰: 5–16...+3; 6–+3...+6; 7–+6...+25; кружками отмечены места отбора точечных проб, рядом указан изотопный состав серы пирита и содержания в нем Au по данным инструментального нейтронно-активационного анализа

гидротермально-осадочной системе (см. рис. 5, в) и по внутреннему строению соответствует рассмотренной выше «сухоложской» модели (см. рис. 3).

Кажется невероятным (см. рис. 5, в), но основной объем герцинского оруденения (собственно золоторудный гигант) телескопирован в центральную часть докембрийской гидротермально-осадочной системы. По периферии рудного поля локализуются только мелкие рудопроявления. Приведенные выше результаты изотопно-геохимических исследований исключают какую-либо вещественную связь между линзовидно-пластовыми серноколчеданными и магматогенно-гидротермальными метасоматическими рудами. Поэтому их пространственное совмещение в одном месторождении, вероятнее всего, обусловлено существованием единой рудоконтролирующей структуры, определяющей положение центров эндогенной активности на всех этапах развития данного участка земной коры.

Таким образом, во всех трех рассмотренных выше случаях мы видим определенную приуроченность постколлизионной жильно-прожилковой минерализации к тем достаточно локальным участкам углеродисто-терригенных толщ, которые на конседиментационном этапе развивались в особом режиме. Данная закономерность, связанная со структурно-тектоническим контролем разновозрастных геологических и рудообразующих процессов [1, 7], значительно усложняет проблему обоснования генетических связей между геологическими формациями и скоплениями рудного вещества. Без тонких исследований вещества ее решение вряд ли будет достигнуто.

Из представленных материалов можно сделать следующие основные выводы. Руды всех крупных месторождений золота в углеродисто-терригенных толщах отличаются от вмещающих пород по изотопному составу серы сульфидов. Эта закономерность обусловлена привносом больших масс серы и золота в составе эндогенных флюидов и подтверждает существующие экспериментальные и термодинамические данные о ведущей роли сульфидных комплексов в мобилизации и транспорте золота в рудообразующих системах.

Поступление золотоносных флюидов в область рудоотложения и формирование крупных скоплений рудного вещества происходило как в период осадконакопления, так и в связи с коллизионным магматизмом.

Золоторудные месторождения, образовавшиеся в связи с функционированием гидротермально-осадочных палеосистем («сухоложский» тип), по особенностям внутреннего строения и параметрам изотопно-геохимической зональности сопоставимы с колчеданными. Они представлены залежами слоистых, линзовидно-пластовых и вкрапленных существенно пиритовых руд, накопление которых происходило в конседиментационных впадинах вблизи рудоподводящих разломов.

На коллизионном этапе в областях метаморфизма зеленосланцевой ступени гидротермально-осадочные залежи подвергались частичной регенерации. Локальное переотложение сульфидов сопровождалось дополнительным концентрированием золота с образованием рудных столбов и золотоносных кварцевых жил. В областях более высоких степеней метаморфизма и гранитизации полностью регенерированные гидротермально-осадочные руды могли служить источником золота в плутоно-метаморфических рудообразующих процессах.

При формировании золоторудных месторождений, генетически связанных с постколлизионным магматизмом («мурунтауский» тип), мобилизация и транспорт золота осуществлялись флюидами, поступающими из глубинных магматических очагов. Вещественный вклад углеродисто-терригенных пород как источника рудного вещества при этом мог быть ничтожным. В то же время на размещение месторождений в пределах рудных полей определяющее влияние оказывали древние конседиментационные разломы фундамента.

Таким образом, выявление и картирование гидротермально-осадочных палеосистем по изотопному составу серы может служить эффективным методом прогноза и поисков золоторудных месторождений независимо от их генезиса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буряк В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). – Владивосток: Дальнаука, 1997.

- Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. – М.: Наука, 1980.
- Гаврилов А.М., Гриненко Л.Н. О генезисе одного из золоторудных месторождений прожилково-вкрапленных руд по данным изотопного состава серы сульфидов // Труды ЦНИГРИ. Вып. 150. 1980. С. 62–68.
- Гаврилов А.М., Кряжев С.Г. Минералого-геохимические особенности руд месторождения Сухой Лог / Разведка и охрана недр. 2008. № 8. С. 3–16.
- Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. – М.: ГЕОС, 2000.
- 6. *Гриненко В.А., Гриненко Л.Н.* Геохимия изотопов серы. М.: Недра, 1974.
- 7. *Иванов А.И.* Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014.
- Заири Н.М. Изотопно-геохимические модели формирования месторождений золотоуглеродистой формации // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. – М., 1992.
- Изотопно-геохимический режим формирования золотокварцевого месторождения Советское / С.Г.Кряжев, А.П. Глухов, О.В.Русинова, С.В. Кузнецова // Прикладная геохимия. Вып. 4. Аналитические исследования. – М. ИМГРЭ, 2003. С. 154–164.
- Кряжев С.Г. Изотопно-геохимический режим формирования золоторудного месторождения Мурунтау. – М: ЦНИГРИ, 2002.
- Омото Х., Рай Р. Изотопы серы и углерода / Геохимия гидротермальных рудных месторождений. – М.: Мир, 1982. С. 403–450.
- Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U-Th-Pb-изотопного SHRIMP-датирования акцессорных минералов / М.А.Юдовская, В.В.Дистлер, Н.В.Родионов и др. // Геология рудных месторождений. М.: Наука, 2011. Т. 53. № 1. С. 32–64.
- Степанов В.А. Зональность золотокварцевого оруденения Центральной Колымы (Магаданская область, Россия). – Владивосток: Дальнаука, 2001.
- Chang Z., Large R., Maslennikov V. Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source / Geology, December 2008. Vol. 36. № 12. Pp. 971–974; doi: 10.1130/G25001A.
- Gold mineralization in the Ashanti belt of Ghana: genetic constraints of the stable isotope geochemistry / T.Oberthur, A.S.Mumm, U.Vetter et al. // Econ. Geol. 1996. № 2. Pp. 289–301.
- Gold speciation and transport in geological fluids: insights from experiments and physical-chemical modelling / G.S.Pokrovski, N.N.Akinfiev, A.Y.Borisova et al. //Geological Society, London, Special Publications. 2014. Vol. 402. Pp. 9–70; doi: 10.1144/SP402.4.
- Multistage Sedimentary and Metamorphic Origin of Pyrite and Gold in the Giant Sukhoi Log Deposit, Lena Gold Province, Russia. / R.Large, V.Maslennikov, F.Robert et al // Economic Geology. 2007. Vol. 102. Pp. 1233–1267.
- Rye D.M, Rye R.O. Homestake Gold Mine, South Dakota: I. Stable Isotope Studies // Econ. Geol. Vol. 69. 1974. № 3. Pp. 293–317.

УДК 553.43,411:[553.2.4.11.12/17] (571.56) © А.И.Некрасов, 2017

Геолого-генетические модели полихронных—полигенных благороднометалльных месторождений Верхояно-Колымской складчатой области (на примере Мангазейского сереброрудного поля)

А.И.НЕКРАСОВ (АО «УК «ВОСТОКУГОЛЬ»»; 143084, Московская область, Одинцовский район, с. Усово, стр. 100, Блок Д).

Обоснована полигенная и полихронная природа оруденения Мангазейского рудного поля. В пределах объекта отчетливо фиксируется позднепалеозойский этап предрудной подготовки, что впоследствии привело к формированию стратифицированных рудных тел. Совмещение в пространстве позднемезозойского золотомедно-порфирового, олово-серебро-полиметаллического, серебро-полиметаллического, серебро-сурьмяного и сурьмяного оруденения свидетельствует о полигенности объекта. Формирование современного облика рудного поля завершилось в раннем кайнозое, когда была сформирована инверсионная зональность оруденения.

Ключевые слова: Мангазейское рудное поле, полигенная и полихронная природа оруденения, Нюектаминский разлом, Северо-Тирехтяхский разлом, Эндыбальский субвулкан, этап предрудной подготовки, золотомедно-порфировая, серебро-сурьмяная, серебро-полиметаллическая, олово-серебро-полиметаллическая формации, минеральные типы, ассоциации и парагенезы, физико-химические условия рудообразования.

Некрасов Алексей Иванович



anekrasov@vostok-coal.ru

Geological-genetic models of polychronous and polygenic gold and silver deposits of the Verkhoyansk-Kolyma folded region (example of Mangazeyskoye silver ore field)

A.I.NEKRASOV

Polygenic and polychronic nature of Mangazeyskoye ore field mineralization is substantiated. Within the object, late stage of pre-ore preparation is clearly fixed, which subsequently led to the formation of stratified ore bodies. Spatial combinination of late Mesozoic gold-copper- porphyry, tin-silver-polymetallic, silver-polymetallic, silver-antimony and antimony mineralization indicates a polygenic object. The formation of the modern image of the ore field was completed in the early Cenozoic when the inversion zoning of mineralization was formed.

Key words: Mangazeyskoye ore field, polygenic and polychronic nature of the mineralization, Nyuektaminsky fault, North-Tirehtyahsky fault, Endybalsky subvolcano, stage of pre-ore preparation, copper-gold- porphyry, silver- antimony, silver-polymetallic, tin-silver-polymetallic formation, mineral types, associations and parageneses, physical and chemical conditions of ore formation.

Вопросам полигенности-полихронности оруденения геологи стали уделять внимание относительно недавно. Это связано, прежде всего, с развитием методов прогнозирования и поисков «трудно открываемых» месторождений. В полной мере это касается и благороднометалльных объектов Верхояно-Колымской складчатой области. Возможная полихронность и полигенность благороднометалльного оруденения обсуждалась М.М. Константиновым [8]. Показана приуроченность некоторых месторождений (в том числе Мангазейского рудного поля) Верхояно-Колымской складчатой области к определенным дискретным стратоуровням. Полихронность и полигенность была установлена для таких месторождений региона, как золоторудные: Наталкинское [15], Нежданинское [6], Бадран [7], Аркачан [2], Кючус [9] и некоторые другие [26]; сереброрудные: Прогноз [5], Купольное [27], Мангазейское [13, 17].

Полигенная и полихронная природа оруденения доказана для небольшой группы месторождений, в которой большинство принадлежит к классам крупных и гигантских объектов. По-видимому, полигенность и полихронность – необходимые условия формирования крупных месторождений. Это может быть продемонстрировано на примере Мангазейского рудного поля – крупного объекта, расположенного в центральной части Западно-Верхоянской сереброрудной провинции [1, 16, 18].



Площадь Мангазейского рудного поля составляет 150 км². В пределах рудного поля на нескольких участках (рис. 1) пространственно совмещены рудные тела, вмещающие золотосульфидное, золотомедно-порфировое с серебром, олово-серебро-полиметаллическое, серебро-полиметаллическое, серебро-сурьмяное (сурьмяно-медно-серебряное и свинцово-сурьмяное (сурьмяно-медно-серебряное и свинцово-сурьмяное сереброполиметаллическое и свинцово-сурьмяное сереброополя установлено около 80 рудных тел, из которых 64 прослежены регулярным опробованием. Сорок рудных тел вскрыты канавами, траншеями, шурфами, штольнями и скважинами колонкового бурения. История изучения рудного поля насчитывает более 250 лет. Исторически, что отражено в литературных источниках, рудные тела участков Мангазейский, Стержневой, Безымянный и Нижне-Эндыбальский выделялись под названиями соответствующих «месторождений». По статусу, тем не менее, они являются рудопроявлениями, так как до настоящего времени не имеют балансовой принадлежности. Перечисленные участки вместе с участком (рудопроявлением) Восточный объединяются в центральную часть рудного поля, остальные рудопроявления (участки): Порфировый с месторождением Вертикальное, Мысовой, Мухалкан, Забытый составляют фланги рудного поля. Авторская оценка (А.И.Некрасов, 2006) запасов и прогнозных ресурсов высоких категорий основных тел рудного поля составляет около 28 тыс. т серебра.

Рис. 1. Геологическая карта Мангазейского рудного поля. Составитель А.И.Некрасов:

отложения: 1 – аллювиальные русел, низкой и высокой пойм, стариц и I надпойменной террасы (галечники, валуны, пески, супеси), 2 – аллювиальные І надпойменной террасы (галечники, пески, супеси), 3 – аллювиально-пролювиальные (галечники, щебень, пески, алевриты), делювиально-солифлюкционные, ds (щебень, дресва, суглинки), аллювиально-делювиальные, аd (щебень, дресва с галькой и мелкими валунами, пески, алевриты, суглинки), коллювиально-пролювиальные, ср (глыбы, щебень, дресва, суглинки, супеси), 4 – аллювиальные ІІ надпойменной террасы (галечники, пески, алевриты), 5 – аллювиальные комплекса высоких террас (галечники, пески), 6 – аллювиально-пролювиальные, солифлюкционные (пески, алевриты с галькой и щебнем); 7 – палеогеновая система: пестроцветные коры выветривания (?) каолинитового и монтмориллонит-гидрослюдистого состава; 8-10 - тумаринская свита: 8 - верхняя посвита, первая пачка (пакеты разнозернистых песчаников с прослоями алевролитов, пакеты тонкого неритмичного чередования средне-мелкозернистых песчаников и крупнозернистых алевролитов, пакеты тонкого чередования алевритистых песчаников и разнозернистых алевролитов), 9 – нижняя подсвита, вторая пачка (тонкое неритмичное чередование средне-мелкозернистых песчаников и разнозернистых алевролитов), 10 – нижняя подсвита, первая пачка (разнозернистые алевролиты с отдельными пластами разнозернистых песчаников и редкими пакетами тонкого чередования песчаников и алевролитов); 11 - хабахская свита: грубое чередование пакетов разнозернистых песчаников с прослоями алевролитов и пакетов переслаивания песчаников, алевролитов, редко аргиллитов; 12—14 — эчийская свита: 12 – верхняя подсвита, вторая пачка (разнозернистые алевролиты, алевритистые песчаники, редко аргиллиты в различных чередованиях, отдельные пласты (4-6 м) песчаников, общая мощность пачки 230 м), 13 - верхняя подсвита, первая пачка (разнозернистые алевролиты, отдельные пласты песчаников до 4 м, линзы и прослои известняков и доломитов, в кровле песчанистый пакет (30 м), общая мощность 290 м), 14 - нижняя подсвита (разнозернистые черные алевролиты, аргиллиты с редкими прослоями (0,03-0,05 м) песчаников, в кровле маркирующий пакет (32 м) флишоидного переслаивания песчаников и алевролитов, общая мощность 150–210 м) ; *15–17 –* хорокытская свита: 15 – верхняя подсвита: в кровле песчанистый пакет (50 м), в подошве биотурбированные алевролиты и песчанистые алевролиты (105 м), 16 — нижняя подсвита, вторая пачка: в кровле (60—65 м), песчанистый пакет, в подошве разнозернистые алевролиты с пластами алевритистых песчаников, глинистые конкреции (120 м), 17 – нижняя подсвита, первая пачка: в кровле (25 м) маркирующий песчанистый пакет, ниже чередование алевролитов и песчаников, брахиоподовые банки (65 м); 18-20 - кыгылтасская свита: 18 - верхняя подсвита: в кровле (46 м) маркирующий песчанистый пакет плотных средне-крупнозернистых и мелко-тонкозернистых серых и светло-серых песчаников, в подошве разнозернистые алевролиты с редкими прослоями песчаников (115 м), 19 – нижняя подсвита, вторая пачка: в кровле (60-65 м) маркирующий песчанистый пакет, ниже тонкое переслаивание песчаников и алевролитов с отдельными песчанистыми пакетами (до 20-23 м), общей мощностью 190 м, 20 - нижняя подсвита, первая пачка: в кровле (40-45 м) пакет светло-серых средне-грубозернистых массивных песчаников с редкими прослоями алевролитов (0,2-1,0 м), ниже алевролиты (30-40 м); 21 – дайки и жилы трахиандезитобазальтов (тαβ), долеритов (mv), керсантитов(*kx*); 22 – малые тела плагиогранит-порфиров (*р*γπ), дайки и жилы плагиогранит-порфиров (*р*γπ), гранодиорит-порфиров (γδπ), плагиогранодиторит-порфиров (*p*λζπ); 23 – субвулканическая фация: тела риолитов (λ), кварцевых порфиров, плагиогранит-порфиров и их брекчиевая субфация: интрузивные, эксплозивные, полимиктовые брекчии, туфобрекчии, брекчии обрушения в составе Эндыбальской флюидно-эксплозивной структуры (ФЭС), дайковая фация: дайки и жилы риолитов (λ), риолитовых (λπ) и кварцевых (qπ) порфиров и дацитовых порфиров (ζπ), плагиориодацитовых порфиров (*p*λ ζπ); 24 – маркирующие пакеты существенно: *a* – песчанистого состава, *б* – флишоидного переслаивания песчаников и алевролитов; 25 – контуры погребенной части Эндыбальской ФЭС; 26 – геологические границы; 27 – ореолы метасоматических изменений осадочных пород: a – аргиллизация и б – березитизация: стадии кислотного выщелачивания (br₁), стадии субщелочного метасоматоза (br₂); 28 – разрывные нарушения: а – главные и б – второстепенные, в том числе выявленные по результатам дешифрирования АФС; 29 – направление горизонтальных перемещений по разлому; 30 - надвиги; 31 - ориентировка плоскостных структурных элементов: залегание слоистости: *а* – наклонное, *б* – вертикальное; 32 – контур участков проявлений и месторождений: 1 – Мухалкан, 2 – Мангазейское, 3 – Забытый, 4 – Стержневое, 5 – Восточный, 6 – Порфировый, 7 – Вертикальное, 8 – Нижне-Эндыбальское, 9 – Мысовой, 10 - Безымянное

	ІЕСКАЯ ТИКА 7 ЛЕВООЛИТЫ	/(cm ³ 10 ¹ ep.CM ンス・ストロンロンロンロンロンロンロンロンロンロンロンロンロンロンロンロンロンロンロン		-		n=2 $n=2$ $n=2$		x = 4 $x = 4$	= 18 n = 18		= 38 0 = 36		= 26 n = 19		= 6 <i>n</i> = 6	= 17 = 17		15 ③ 16] 31 32	47
	ПЕТРОФИЗИ ХАРАКТЕРИС В ПЕСЦАНИИИ	K [/(m ³ 10 ¹ ea.CM	n = 39 n = 35		20 10-	$\begin{array}{c c} n = 14 & n = 14 \\ \hline n = 14 & n = 14 \\ \hline 0 \\ 0 \\ 0 \\ \end{array}$	40	60 n= 21 = 20 1 40 2 1 40	n= 20 n= 18 n	60 50 40 20 20	1 10		A n=35 n=35 n		$\frac{1}{10}$ $n = 21$ $n = 21$ r	4 n = 25 n = 25 n = 460	440- 330- 110-	14	₹ 30 ≪	46
															PPE BIL				<u>و</u>	5
	CO- Ab- 0CLN 0CO-	HPIE O LEKCL PEHHO AECKNE	<u>∭</u> ⊌¶ [™] ≡ ∿∖⊡2	<u>⊲ı(~%⊗</u> 0∟0⊐0	\$\$400 €\$141	`⊗∕£1 ₿●	¥₩		″~⊊™ MA.Ω				5/ *{	€/^¥ 81 - ₽		00105 0 0 - 5	₩ <u>~</u> €∕ 		$\begin{bmatrix} \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\$	4
	<u>-ило</u>	NOTUR		ž.	,2 */ / / / /	₹-*	<u>(</u> н		84		точная	¥ ¥ •	ая-4	v <u>*</u>	ная-2	удные ХДНые	*	[2		
ЕНИЯ		ых зон		р (за границ я)	р (за границ я)		я Кимпиче рудного пол				Мухалканская Вос	изы), Восточная-5	ая овская, Восточн		eNe 2-4), Boctou	Эндыбальское (р кальное, Привет				3
драздел	Положение рудны		явления Егор (за удного поля) явления Егор (за удного поля)				есторождени ангазейскогс			ЧНОе	ая, Кузьминская, Г	іая и Южная апоф точная	рная и Южчая апод осточная Даная, Басильевсі раничная, Семен аона-1) імянное (зоны N		е№ 7-9), Нижне-5 чная-1 совское, Вертик	точная-1 рисовское, Вертин			Ø 4	
ские по			удные тела проявле		Мангазейского Рудные тела пр Мангазейского Рудные тела ме				B 4 B40		Мысовое Западное Мухалканская Восточн	урная Кузьминская (Северн Мухалканская Вос	Лухалканская запад она "Жила № 2", Гр. Лихайловская	Восточная-3 Восточная-3 Безыманное (з	Стержневая, Безым	Безымянное (зоны N тела NeNe 1-3), Восто Трубка, Шток, Бори		9	25	41
риес	ірі ИЯТ								₿╡ᢒ	₽ <i>0</i> -0 4	4 DB			ି⊮∢	₩	-0₽ <	₿◀			\mathbf{M}
₽АТИГРАФ	AINTONOFIN- HECKAR HECKAR TURA								1/100									 ∭	<u>=</u> 24	
D	DOCLP RC	адни адни	340,0- 490,0	0'027 - 0'06T - 0'16T	532'0 - 340'0	0'09Z - 0'06T - twj [*] d	510'0 120'0- 544	0'SSZ 5#0'0 - 7#0'0 -	542'0 512'0 - 572'	22'0 - 340'0 b ¹ 6¢.	2 001 - 008 500	ζ- 0'0ζ τ -0'0 t -0'0	130'0EL 5-0'08	-142'0 80'0-	130'0 100'0-	330'0 580'0- C ² -b [†] K ^{d†} ,	0 [°] 06T C ² -b [†] ⊀ ⁰ ² ,		23	39
HbIE	ATN (A)	нодся ирап	R R H X Rateqt	< 9 3 8 RA90T8	RA893N	R R H RA90T8	жин RA893П		R R H RA90T8	1 X 9 3 8 RA893N	RRH #	NH RRH	-OT8 -OT8 RA9	Н Ж И Н RA8931	1	RRH RA90T8	жин RA893П			\square
AECTI	¥.	инская свита вгруная полсвита			ничдмүт			КА <u>Я</u> ЭХА Д АХ	на станования и поредания и поределения и поределения и поределения и поределения и поределения и поределения и поред Поределения и поределения и Поределения и поределения и				RAYODATI	крісрл	ان <u>ننا</u> م	22	38			
-	створки подзоны		sisnsrigA ivonsinbns	Kazanensis	Aphanaia popowi	lima contra gantea gantea mondia maskensis Mashitrat Mashitrat Mashitrat Mashitrat Mashitrat Mashitrat Mashitrat Mashitrat Mashitrat Mashitrat Mashitrat				rchojanicus		E	÷							
	ДB:	30Hbl	ivo r	ısinbn	e eiened	ďΨ		AP Lith Bis			u.								<u> </u>	
	слои с	БРАХИО- ПОДАМИ					akutoproductus parena seta sera. Merkhopionia Surgest								4 []]		36 1			
HE ME	Hbl	АМОНО- ИДЕИ		Epijuresanites tes mysalitini	Tumaroceras yakutorum			10	k N. trikeps N. trikeps angustilotatus Uraloceras <u>ek gr simense</u> Sohumardites Mozowelerites domokhotowi										19 2	35 m
ЕГИОНАЛЬНЕ РАТИГРАФИЧЕСК ЈДРАЗДЕЛЕНИ	30	БРАХИО- ПОДЫ	Megousia kolymaensis						Crow c Jakuroproductis burgaliensis Sprinkytha Kislakovi Crow c Altspiriferella gydanensis gydanensis gydanensis gydanensis gydanensis gydanensis gydanensis								*	ĥ		
262	.EN%	олдан Емяол	Ň	ински	1 9 A M Y T					йский	∀ТН⊅	T 19 9				ски м Гл		5	Ĩ	ر س
4Я лческая а	.C	Kgr 222.411	м	ьский к н и	K A H L A				йиуэі	НИТЧА	1 И Н	ж и W	и врскі Н	САКИ	KNN CEVP	<u>В</u> ⊒ СКИЙ С ⊔ЖЕЪР-∀С чии	BCKNN KACNMO-			
ОБЩ/ тратиграфі шкал	AM: AM:	SPOTE SPOTE					R	с к у	E b W	U V E O	АП		-			-OHF RAH	K A M E H	I	\Box	33
U U		- *																		Ş

Достоверность прогноза в настоящее время подтверждается проведенными оценочными работами на месторождении Вертикальное, где учтены балансовые запасы серебра в объеме около 3,5 тыс. т. Общий потенциал рудного поля в установленных границах, по оценкам разных авторов, составляет от 40 до 80 тыс. т серебра. При этом рудное поле не оконтурено на южном и юго-западном флангах, и существуют перспективы выявления новых объектов на площади около 30 км².

Мангазейское рудное поле расположено на сочленении двух главных структур Западно-Верхоянского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса - Куранахского антиклинория и Сартаннгского синклинория. Зона сочленения осложнена одной из ветвей Верхоянского глубинного разлома - Нюектаминской системой разрывов северо-западного, субскладчатого простирания. Второй зоной глубинного разлома, контролирующей размещение магматических тел и оруденения, является группа Северо-Тирехтяхских субширотных разрывов, принадлежащая, в свою очередь, к Вилюйско-Полоусненской разрывной системе. На общую картину закономерностей локализации серебряного и серебро-полиметаллического оруденения накладывается асимметричная концентрическая зональность, связанная с погребенным выступом гранитоидного интрузива, в наиболее приподнятой части, которого расположен Эндыбальский субвулкан.

Нюектаминский глубинный разлом субмеридионального простирания, контролирующий структуру рудного подя, является одной из ветвей Верхоянской разломной системы. Эта система обусловливает смену широких, открытых флексуровидных складок Куранахского антиклинория щелевидными синклиналями и брахиморфными антиклиналями Сартангского синклинория. Такая смена стиля пликативной тектоники происходит в восточном крыле и ядерной части Эндыбальской антиклинами, где собственно и локализовано рудное поле.

В гравитационном поле Нюектаминский разлом выражен градиентной зоной, по которой Эчийский гравитационный минимум к востоку сменяется близнулевым полем. Собственно зона Нюектаминского разлома имеет ширину около 8 км при падении на восток с углами 50°–70°. Внутренняя структура зоны позволяет выделить несколько швов, имеющих мощность до сотен метров. Между двумя такими швами локализованы магматические (Эндыбальский субвулкан, с которым связано золотомедно-порфировое оруденение, субмеридиональные дайки позднеюрского–раннемелового возраста) и сереброрудные тела Мангазейского рудного поля.

Рис. 2. Стратиграфическая колонка Мангазейского рудного поля и положение рудных зон и рудных тел. Составитель А.И.Некрасов:

1-3 – песчаники: 1 – крупнозернистые, 2 – средне-мелкозернистые, 3 – алевритистые; 4–6 – алевролиты: 4 – крупнозернистые, 5 – мелкозернистые, 6 – аргиллиты; 7–8 – переслаивание песчаников и алевролитов: 7 – песчанистые алевролиты, 8 – флишоидное переслаивание песчаников и алевролитов, редко с участием аргиллитов; 9–19 – литологические особенности разреза: 9 - пласты (0,1-5,0 м) и линзы песчанистых известняков, 10 - линзы доломитов, 11 – линзы и желваки мергелистых алевролитов, мергелей, 12 – линзы конгломератов, 13 – линзирующиеся пласты (0,01—1,0 м) и линзы гравелитов, 14 — прослои (0,01—1,0 м), линзы и стяжения антраксолитов бурых углей, 15 — брахиоподовые и пелициподовые банки, 16–19 – конкреции: 16 – известняково-песчаные, 17 – кремнисто-глинистые, 18 – марказитовые, 19 – вкрапленники и кристаллы аутигенного пирита; 20–21 – гиероглифы: 20 – Rhyzocorallium, 21 – Туопигиs; 22–38 – текстурные особенности разреза: 22 – следы обезвоживания (столбчатая отдельность), 23 – горизонтальная слоистость, 24 – штриховая горизонтальная слоистость, 25 – косая слоистость, 26 – штриховая косая слоистость, 27 — прямая градационная слоистость, 28 — текстура cone-in-cone, 29 — обратная градационная слоистость, 30 – конволютная слоистость, 31 – волновые знаки, 32 – плавающая галька, 33 – текстуры вдавливания осадка в нижележащий ил, 34 – линзовидно-слоистые микробрекчиевые текстуры, 35 – оползневые текстуры, микрооползневые деформации, 36 – текстуры биотурбации (комковатые, пятнистые фьяммевидные), 37 – эрозионные границы пластов, 38 – беспорядочное распределение интракластов в разрезе; 39–42 – типы циклитов: 39 – прогрессивный, 40 – регрессивный, 41 – прогрессивно-регрессивный, 42 – регрессивно-прогрессивный; 43–47 – палеонтологическая характеристика: 43 – аммоноидеи, 44 – двустворки, 45 – филлоподы, 46 – наутилоидеи, 47 – брахиоподы; мегафация континентального склона: ВКС – мезофация верхней части склона, ВФ – мезофация верхней части конуса выноса (верхний фан), СФ – мезофация средней части конуса выноса (средний фан), НФ – мезофация нижней части конуса выноса (нижний фан), СПФ – мезофация «дочерних» конусов выноса и боковых проток (супрафан), АР – мегафация выровненного дна бассейна (псевдоабиссальной равнины); петрофизические свойства: средняя плотность (б., г/см³); п – число проб; генетические типы отложений: автокинетические потоки (гравититы): ДП – дебризивные (обломочные), РП – разжиженные, ЗП – зерновые; турбидные потоки: ПТ – проксимальные, МТ – медиальные); потоки авандельтовые: ОР – потоки основного русла авандельты, Р – русловые отложения боковых проток, ДА – отложения дистальных частей авандельты, ДФ – донно-флювиальные отложения (отложения донных течений), НФ – нефелоидиты (отложения взвеси «хвостов» автокинетических потоков), ФО – фоновые илы (аргиллиты, карбонатные осадки-выпадение взвеси частица за частицей); ОБ — оползневые и обвальные брекчии; ВО — волновые отложения (бары, косы и другие аккумулятивные тела); ОТ – отложения склоновых террасс; КО – конденсированное осадконакопление; зоны осадконакопления (условия седиментации): мегафация шельфа; мезофации сублиторали; ПБ – зона прибрежно-лагунной седиментации; АЛ – аллювиально-дельтовые отложения; ПМ – зона подвижного мелководья мезофации авандельты; КВА – конус выноса авандельты; ПД – отложения продельты; ВНШ – мезофация внешнего шельфа; БШ – отложения бровки шельфа

	ĺ	нный ПЕР-	LEI LN	ı		ı	-TNXAI\AM ŇId8OTN9VEA	МАЛАХИТ-АЗУРИТ-АНГЛЕЗИТ-ЦЕРРУСИТОВЫЙ МЕДЬ-СЕРЕЕРО-МАЛАХИТ-АЗУРИТОВЫЙ	LEHHPIN I		-ORA-TRANARA RABOTNHNR -OqgNT-TNT3T RABOTNT3T	
Политистически сочитехнольных		ост ОСТ	ίχη Π	I		ı	I	1	гост- Рудный		-ОдЧАЯ ВАНТАН	
и предоктавляется и предоктав					ж	свинцово- цинковая	-ТИРИТ-ГАЛЕНИТ- СФАЛЕРИТОВЫЙ		ЦИИ		РО- ЗАЯ	
Какенствикостивных и инженизовый Какенствикостивных Какенствикостивных Какенствикостивных Какенствикостивестивных Какенствикостивн	ż			≡	X V	СУРЬМЯНАЯ	Джемсонит- Антимонитовый	ДжЕМСОНИТ-АРСЕНОПИРИТ-ГИНОГАТНИТ- ФЛЕРИТ-ИТИМОНИТОВЫЙ	ЛЛИЗА	ı	и-гид ицитов	
Полистрании солоновый Полистирание Полистирани Полистирание Полистирание Полистирание Полистира					E C	СЕРЕБРО- СУРЬМЯНАЯ	-тилеайдааф -тиноэмэжд Митевый	-тилөлйөф-тияимина-мүтнэтөрил -тилөлдафо-тинал-тиноомэжд Йивотиномитна	APIN		KBAI CEPL	
Карани и сертеролирии сертеронирии сертерии сертеронирии сертеронирии сертеронирии сертеронирии сертери					- - -		ВыЙ	СЕРЕБРО-ПИРАРГИРИТ-ФРЕЙ- БЕРГИТ-ГАЛЕНИТОВЫЙ			ЧАЯ	
Написти и предоктавляющие и п		Р		КАЯ	ОЛЬНО-	-ТИЭЛСФАЛЕРИТ- ГРЛЕНИТОВЫЙ		НАЯ	НАТН			
Настрании и представляет и представ			(K_1-K_2)	=	T A	личес	сУЛЬФО(:НИТ-СФ/	ФРЕЙБЕРГИТ-СФАЛЕРИТ- ГАЛЕНИТОВЫЙ		н о г	A P E O	
Арадиана и сооронализации и сооронализа			ний		ш 	ТЕТАЛ.	LAJE	-ЭЖНАГІҮӘ-ТИNXNØO ŇIdØOTNHƏГІАЛ-TN9		6 LL E	- К <i>н</i>	
Напате с соружители и соружите		т	ІОЗД		И	лиго	Ĭ	СЕРЕБРО-ПИРИТ-АРСЕНОПИРИТ- ПИРАРГИРИТ-ДИАФОРИТ-ФРЕЙ- БЕРГИТ-ГАЛЕНИТОВЫЙ	н Ц Ц	СV	KBAP	
Арарьского судара и составилительные историтории и составилительные историтории и составии и состави и составии и составии и состав					0	EPO-F	осольни	-тичофанд-тизгафо Йиаотинхиво	3 V			
Алариации и советати				_	- 0	CEPE	0-CVJbΦ	Z L	ГНОГО IИВАНИЯ	ЬБИТОВА (
Сступьерилистрании и политовый и политовы и политовы и политовы и политовый и политовы и политовы и политовы и политовы и политовы и поли		б			Б		CEPE6P	Σ μ m	КИСЛО Выщелач	ВАРЦ-АЛ		
Аликование и из и					ш а			ТИНЭГАЛ-ТИЧИЛ9А9ИП ЙІАВОТИ9ДЄА9ТЭТ-ТИТАМ9АМ	ы			
А ПО				≡	ш С	о-серебро- Таллическая	СФАЛЕРИТОВЫЙ СФАЛЕРИТОВЫЙ СФАЛЕРИТОВЫЙ	-тинэгла-ондучоглэгд Йідаотичип-титамяам	ш е			
Алариии Ссульфотенопирите у сульфотеновый Каден Сульфотенопирите у сульфотенопирите Сульфотенопирите у сульфотенопирите Сульфотенопирите у сульфотенопирите Сульфотенопирите Сульфотенопирите Сульфотенопирите Сульфотенопирите Сульфотенопирите Сульфотенопирите Сульфотенопирите Сульфотенопирите Сульфотенопирите Сс. 1, С. 1,							КАССИТЕРИТ- СТАННИН- АРСЕНОПИРИТОВЪИЙ	ARCONTEPNT-XA7/DAMA PROPAGATION AND A CONTEPNT-XA7/DAMA PROCEDURAL AND				
Алариализация и передажи и перед		У РАННИЙ (J ₂ -K ₁)		=	МЕДНО ОРФИРОВА5	РФИРОВА	ЙІАВОТИЯИП	СУЛЬФОТЕЛЛУРИДНО-ГУСТАВИТ- ВИСМУТИН-РРСЕНОПИРИТ- ПИВИТ-ХЛАРИОПИРИТОВИЙ			цитова	
А С С С С С С С С С С С С С С С С С С С						оп-онда	-OTOROZ BNCMYTNH- XAЛЬКОПИРИТ-	30ЛОТО-АРСЕНОПИРИТОВЫЙ			т-сери	
Алинистисти и поставляния Алинистисти и поставляния Алинистисти и поставляния Алинистисти и поставляния 1 <					цевая	Олотом	010100	АРСЕНОПИРИТ-ПИРИТ- АРСЕНОПИРИТ-ПИРИТ- ХАЛЬКОПИРИТОВЫЙ			лчип-г	
А С С С С С С С С С С С С С С С С С С С		d		_	30ЛОТОКВА Р	оторедко- таллыная 30	ТОПАФРАМИТ- АРСЕНОПИРИТ- МОЛИБДЕНИТОВЫЙ	ŇΙΑΒΟΤΝΜΑΦΦΛΟΒ -ΤΝΡΑΓΙζΦΑϽ-ΤΝΡΝΤ-Α -ΤΝΡΝΤ-ΑΡΟΞΝΑΝ -ΤΝΡΝΕΙΟΤΑΡΟΞΟ ΜΙΑΒΟΤΗΡΙΔΑΝΓΟΜΟΙΝ	рейзени- зация	1	KBAPI	
Ф Минералины Минералины Минералины Минералины Минералины Ф Минералины Минералины Минералины Минералины Полополи Минералины Минералины Минералины Полополи Минералины Минералины		-1") שנע	отот ,2)	<u> </u>		<u>∞</u> ≊ \	ЙІА8ОТИЕАУЯАМ	RABOTNEAY9AM -TN9NDED74A-TN9ND		КАНДҮ 90Д	-на-џдая -тилојжат Вазотијнуш	
		под- тод-	нон Тэчп	ии	 ИИ	-чос	ИЛНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ КУЛАРИТ-	ПАРАГЕНЕЗЫ (АССОЦИАЦИИ) АРСЕНОПИРИТ-ПИРИТ-КУЛАРИТ-	АПЫ	ИИДА	лил	
			ATE	CTĄ	ΦC WAL		вебущие	ь АДНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ				

Рис. 3. Минеральные типы и минеральные парагенезы месторождений и проявлений Мангазейского рудного поля. Составитель А.И.Некрасов



Рис. 4. Рудная брекчия (рудопроявление Привет). Фото А.И.Некрасова:

обломки кварца (светлые), вмещающие оруденение сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовой ассоциации золоторедкометалльной формации, кварц-сидеритовые обломки (серые и светло-серые), вмещающие оруденение олово-серебро-полиметаллической формации, цементируются кварц-сидерит-сульфидным мелкозернистым агрегатом с минеральными ассоциациями серебро-полиметаллической формаций (темно-серое); обр. к штуфной пробе 2644, содержание (в г/т): Ag 2621,0 и Au 0,72; (в %): Pb 4,82; Zn 1,30; As 2,30; Sn 0,07; Sb, Cd >0,1

Нюктаминская система разломов определяет западную и восточную границы рудного поля. Северная же и южная границы контролируются субширотными швами Северо-Тирехтяхской системы разломов (по рекам Аркачан и Нюектаме), в свою очередь, представляющих Западно-Верхоянскую часть надрегиональной Вилюйско-Полоусненской системы. На площади рудного поля система разломов выражена серией субвертикальных уступов (сбросов), практически без сдвиговой составляющей, в которой все северные блоки последовательно опущены по отношению к южным. Таким образом, эта система разрывов контролирует погружение Эндыбальской антиклинали в северо-западном направлении. Разрывы Северо-Тирехтяхской системы, кроме того, определяют положение приподнятых участков гранитодных интрузивов и, соответственно, положение рудного поля в надинтрузивной зоне (см. рис. 1). Наиболее приподнятая часть такого интрузива представлена плагиогранитами, прорывающими Эндыбальский субвулкан, и сериями субширотных даек мелового возраста.

Третья система разломов, значительно повлиявшая на размещение оруденения, носит название Собопольской. Она представлена субвертикальными зонами дробления взбросово-сдвиговой кинематики северозападного (300°-345°) простирания. Подобные зоны вмещают рудные тела Привет, Привет-2 и Вертикальное на участке Порфировый. На ранней стадии развития разломы представляли собой жилы выполнения и вмещали раннее золоторедкометалльное оруденение, о чем можно судить по обломкам кварца с арсенопиритом, висмутином и сульфотеллуридами висмута в рудных телах Привет и Вертикальное. Более поздние кварц-карбонатные минеральные ассоциации цементируют ранний кварц и несут уже золотомедное и более позднее серебро-полиметаллическое оруденение. К югу от рудного поля на разрывы этой системы наложено наиболее позднее серебросодержащее полиметаллическое и свинцово-сурьмяное оруденение.

В строении Мангазейского рудного поля принимают участие позднепалеозойские терригенные породы, слагающие ядро и восточное крутое крыло открытой, асимметричной, стулообразной Эндыбальской антиклинали. Литолого-стратиграфическая характеристика осадочных пород, вмещающих оруденение, приведена на рис. 2. Наблюдается строгий литолого-структурный контроль серебряного и серебро-полиметаллического оруденения - приуроченность рудных зон к компетентным пакетам песчаников под экранами алевролитовых горизонтов (см. рис. 2). Выявлены две основные причины такого контроля. Первый фактор стратификации серебряного оруденения - строение зоны Нюектаминского разлома. Две шовные зоны разлома, осложняющие соответственно ядро и восточное крыло Эндыбальской антиклинали, занимают секущее (под 5°-15°) положение по отношению к простиранию пород. Между ними развиты серии послойных срывов, которые вместе с шовными зонами образуют сдвиговый дуплекс, а также контролируют и вмещают рудные тела.

Второй фактор, оказавший значительное влияние на локализацию оруденения, в целом, и стратификацию сереброрудных и серебро-полиметаллических зон, в частности, - концентрирование рудных элементов в осадочных породах в позднепалеозойский период осадконакопления. В это время, по мнению автора, не были сформированы рудные постройки, подобные таковым колчеданных месторождений, однако прошел необходимый этап предрудной подготовки вмещающих толщ. Об этом свидетельствуют региональная сингенетичная пиритизация и наличие горизонтов, обогащенных осадочным аналогом монацита - куларитом. В пиритах из неизмененных осадочных пород [19] концентрации (в %): Ag 0,05-0,17, Zn 0,01-0,2, Си 0,01-0,06, Sb 0,01-0,08 сопоставимы с таковыми в пиритах стратиформных месторождений Южного Верхоянья [14]. В куларитах Западного Верхоянья установлены аномальные концентрации Ад до 100 г/т [22].



В периоды активизации тектонического режима, когда накапливались грубообломочные отложения, происходило максимальное обогащение пород рудными элементами. Так, по представительным выборкам из неизмененных пород непосредственно за пределами рудного поля (от 45 до 220 проб из каждой литологической пачки) средние геометрические содержания в песчаниках Ag, Pb, Zn, Cu, Sb, Co, Ni, Mo и др. в 3–30 раз превышают кларковые в типовых породах [3, 30], тогда как в алевролитовых пакетах концентрации сопоставимы с кларковыми. Величины дисперсии содержаний (стандартный множитель – от 1,2 до 4,0) свидетельствуют о контрастном распределении рудных элементов по разрезу внутри каждой литологической пачки. На диаграммах Н.М.Страхова [25] отчетливо выделяется стратиграфический интервал (верхний карбон-нижняя пермь), обогащенный рудными элементами. Именно в этом интервале локализованы стратифицированные тела Мангазейского рудного поля.

Перерыв между этапом предрудной подготовки и собственно рудообразованием был длительным, но даже во время этого перерыва происходила постепенная регенерация рассеянных концентраций основных рудных элементов системы. Так, по данным свинцовой изотопии, приведенным в работах [10–12], современная изотопная система начала формироваться в среднем триасе. Это может быть связано с началом уплотнения позднепалеозойских осадков под воздействием массы вышележащих, с формированием позднепалеозойских осадочных пород.

Ранний этап рудообразования связан с Эндыбальской флюидно-эксплозивной структурой, а точнее с ее центром – одноименным субвулканом, сложенным плагиогранит-порфирами. Подробная характеристика субвулкана, а также раннего этапа рудообразования, выраженного в формировании золоторедкометалльного, золотосульфидного, золотомедно-порфирового и олово-серебро-полиметаллического оруденения, приведена в работе [17]. Общая последовательность рудообразования и сопровождающего метасоматоза показана на рис. 3.

Поздний этап имеет явный разрыв во времени с ранним, но временная величина его не ясна. Разрыв доказывается обломками кварцевых жил с золоторедкометалльным оруденением в сульфосольно-сульфидно-сидеритовом цементе сереброрудных и серебро-полиметаллических руд позднего этапа (рис. 4). Причем ранняя золоторедкометалльная ассоциация проявлена, хотя и в крайне угнетенном виде, в сереброрудных и серебро-полиметаллических жильно-прожилковых рудных телах (Привет, Вертикальное, Нижне-Эндыбальское, Безымянное (см. рис. 1), только пространственно расположенных в непосредственной близости от Эндыбальского субвулкана. Вблизи субвулкана рудная зона месторождения Вертикальное также резко отличается от всех прочих серебро-полиметаллических объектов рудного поля преобладанием цинка над свинцом в рудах.

Различия в изотопном составе серы разных минералов отражают закономерное фракционирование изотопного состава серы флюида в процессе его эволюции. С другой стороны, они косвенно свидетельствуют о различной генетической природе оруденения раннего и позднего этапов. Так, все сульфиды месторождения Вертикальное имеют утяжеленный состав серы, который несколько облегчается в минералах проявлений, расположенных в теле Эндыбальского субвулкана.

Рис. 5. Геолого-структурный план месторождения Безымянное с результатами опробования рудных тел (А) и разрез по линии I-II с результатами опробования по канавам (Б). Составитель А.И.Некрасов:

1 – аллювиальные отложения русла, пойменной и первой надпойменной террас (галечники, валуны, пески, супеси), Qo^{1-2} ; 2 – нижнехорокытская подсвита, вторая пачка (песчанистые алевролиты, песчаники)? $P_{i}hr_{i}^{2}$; 3 – нижнехорокытская подсвита, первая пачка (алевролиты, песчанистые алевролиты, песчаники), P,hr,¹; 4 – верхнекыгылтасская подсвита (песчаники и разнозернистые алевролиты), P,kg,; 5 – нижнекыгылтасская подсвита, вторая пачка (песчаники с прослоями алевролитов)? С₃-Р₁kg₁²; 6 – маркирующие пакеты средне-крупно-грубозернистых песчаников; 7 – мелко-и тонкозернистые песчаники в различном переслаивании; 8 – пакеты существенно песчанистого разнозернистого переслаивания с мощностью слоев 0,5-3,0 м; 9 - разнозернистые алевролиты, алевритистые песчаники (только на плане); 10 – элементы залегания пластов пород; 11 – минерализованные зоны прожилкования и дробления: а – установленные, б – предполагаемые; только на разрезе: 12–18: пакеты: 12 – тонкого (до 3–5 см) флишоидного переслаивания тонкозернистых песчаников и алевролитов с участием аргиллитов и 13 – разнозернистых алевролитов с небольшим количеством алевритистых песчаников, 14 – линзы конгломератов, 15 – горизонты кремнисто-глинистых и известково-глинистых конкреций, 16 – текстуры взмучивания, оползания, биотурбации («комковатые» породы), 17 – горизонты распространения гиероглифов типа (Taonurus-Spirophiton), 18 – зоны смятия, рассланцевания, катаклаза; опробование: 19–23: 19 – штуфное, 20 – бороздовое по выработкам: расчистки, 21 – канавы, 22 – бороздовые сечения по естественным обнажениям, расчистки, 23 – канавы 1994 г., 24 – результаты опробования: 1 – номера литохимических и штуфных проб, выработок, блоков, 2 – мощность опробуемых интервалов (в скобках показаны мощности зон прожилкования), м, содержание: 3 – серебра по результатам гамма-активационного и пробирного анализов, г/т, 4 – золота по результатам гамма-активационного и пробирного анализов, г/т, 5 – свинца, по результатам рентгенорадиометрического и спектрального анализа, %, 6 – цинка, по результатам рентгено-радиометрического и спектрального анализа, % и 7 – иных элементов по результатам рентгено-радиометрического анализа, %; 25 – пройденные канавы, вскрытые рудные тела: 1 – номер выработки, н.д. – нет данных; цифры в кружках – номера рудных тел (только на разрезе); масштаб разреза 1:2000

1. Распространение минеральных парагенезов в месторождениях и рудопроявлениях Мангазейского рудного поля. Составитель А.И.Некрасов

Месторождение, рудопроявление	Минеральные ассоциации
Мангазейское, зона Кузьминская	Арсенопирит-пирит-куларит-марказитовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая; серебро-пираргирит-фрейбергит-галенитовая;
	сфалерит-диафорит-овихиитовая, алларгентум-анимикит-фрейбергит-джемсонит-галенит-сфалерит-антимонитовая Арсенопирит-пирит-куларит-марказитовая;
Мангазейское, зона Васильевская	арсенопирит-буланжерит-овихиитовая; сфалерит-диафорит-овихиитовая;
	сереоро-пирит-арсенопирит-пираргирит-диафорит-фреиоергит-галенитовая; акантитовая-сфалерит-галенитовая; блёклорулно-пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовая
	Арсенопирит-пирит-куларит-марказитовая;
Мангазейское, зона Михайлов-	сереоро-пирит-арсенопирит-пираргирит-диафорит-фреиоергит-галенитовая, акантитовая-сфалерит-галенитовая:
ская	сфалерит-диафорит-овихиитовая;
Мангазейское, зона Семеновская	блёклорудно-пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовая Фрейбергит-сфалерит-галенитовая;
	тетраэдрит-пираргирит-полибазит-галенит-сфалеритовая Фрейбергит-сфалерит-галенитовая;
Мангазейское, зона І раничная	акантит-сфалерит-галенитовая
	Золотоарсенопиритовая; блёклорулно-галенит-марматит-пиритовая;
Нижне-Эндыбальское	тетраэдрит-пираргирит-полибазит-галенит-сфалеритовая;
	пираргирит-галенит-марматит-тетраэдритовая
Cranuuanaa	Пираргирит-галенит-марматит-тетраэдритовая;
Стержневое	акантит-сфалерит-галенитовая;
Feetinguide putilite tens 6-0	Сфалерит-диафорит-овихиитовая;
везымянное, рудные тела 0-9	серебро-пираргирит-фрейбергит-галенитовая
Мысовое	Серебро-пирит-арсенопирит-лиафорит-фрейбергит-галенитовая
	especho mini aperiomini Anadohii dhencehiii ianemiionan
	Вольфрамит-арсенопирит-молибденитовая;
участок Порфировый Борисов-	Вольфрамит-арсенопирит-молибденитовая; золотоарсенопиритовая;
участок Порфировый, Борисов- ское, Шток, Трубка	Вольфрамит-арсенопирит-молибденитовая; золотоарсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая;
участок Порфировый, Борисов- ское, Шток, Трубка	Вольфрамит-арсенопирит-молибденитовая; золотоарсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая;
участок Порфировый, Борисов- ское, Шток, Трубка	Вольфрамит-арсенопирит-молибденитовая; золотоарсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая
участок Порфировый, Борисов- ское, Шток, Трубка	Вольфрамит-арсенопирит-молибденитовая; золотоарсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; тетраэдрит-пирит-халькопиритовая;
участок Порфировый, Борисов- ское, Шток, Трубка участок Порфировый, Вертикаль- ное	Вольфрамит-арсенопирит-молибденитовая; золотоарсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; тетраэдрит-пираргирит-полибазит-галенит-сфалеритовая; пирит-арсенопирит-буланжерит-овихиитовая:
участок Порфировый, Борисов- ское, Шток, Трубка участок Порфировый, Вертикаль- ное	Вольфрамит-арсенопирит-молибденитовая; золотоарсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; тетраэдрит-пираргирит-полибазит-галенит-сфалеритовая; пирит-арсенопирит-буланжерит-овихиитовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая
участок Порфировый, Борисов- ское, Шток, Трубка участок Порфировый, Вертикаль- ное	Вольфрамит-арсенопирит-молибденитовая; золотоарсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; тетраэдрит-пираргирит-полибазит-галенит-сфалеритовая; пирит-арсенопирит-буланжерит-овихиитовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-сфалерит-галенитовая;
участок Порфировый, Борисов- ское, Шток, Трубка участок Порфировый, Вертикаль- ное	Вольфрамит-арсенопирит-молибденитовая; золотоарсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; тетраэдрит-пираргирит-полибазит-галенит-сфалеритовая; пирит-арсенопирит-буланжерит-овихиитовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая;
участок Порфировый, Борисов- ское, Шток, Трубка участок Порфировый, Вертикаль- ное	Вольфрамит-арсенопирит-молибденитовая; золотоарсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; тетраздрит-пираргирит-полибазит-галенит-сфалеритовая; пирит-арсенопирит-буланжерит-овихиитовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; касситерит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пирит-арсенопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пирит-арсенопиритовая;
участок Порфировый, Борисов- ское, Шток, Трубка участок Порфировый, Вертикаль- ное участок Порфировый, Привет	Вольфрамит-арсенопирит-молибденитовая; золотоарсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; тетраэдрит-пираргирит-полибазит-галенит-сфалеритовая; пирит-арсенопирит-буланжерит-овихиитовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; касситерит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; сфалерит-диафорит-овихиитовая;
участок Порфировый, Борисов- ское, Шток, Трубка участок Порфировый, Вертикаль- ное	Вольфрамит-арсенопирит-молибденитовая; золотоарсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; тетраэдрит-пираргирит-полибазит-галенит-сфалеритовая; пирит-арсенопирит-буланжерит-овихиитовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; касситерит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пирит-арсенопиритовая; сфалерит-диафорит-овихиитовая; серебро-пираргирит-фрейбергит-галенитовая;
участок Порфировый, Борисов- ское, Шток, Трубка участок Порфировый, Вертикаль- ное	Вольфрамит-арсенопирит-молибденитовая; золотоарсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; тетраэдрит-пираргирит-полибазит-галенит-сфалеритовая; пирит-арсенопирит-буланжерит-овихиитовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; касситерит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пирит-арсенопиритовая; сфалерит-диафорит-овихиитовая; серебро-пираргирит-фрейбергит-галенитовая; джемсонит-арсенопирит-пирит-галенит-сфалерит-антимонитовая;
участок Порфировый, Борисов- ское, Шток, Трубка участок Порфировый, Вертикаль- ное участок Порфировый, Привет	Вольфрамит-арсенопирит-молибденитовая; золотоарсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; тетраэдрит-пираргирит-полибазит-галенит-сфалеритовая; пирит-арсенопирит-буланжерит-овихиитовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; касситерит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пирит-арсенопиритовая; серебро-пираргирит-фрейбергит-галенитовая; джемсонит-арсенопирит-пареит-антимонитовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенитовая; фалерит-диафорит-овихиитовая; джемсонит-арсенопирит-пирит-галенит-сфалеритовая Фрейбергит-сфалерит-галенит-сфалерит-антимонитовая соребро-пираргирит-фрейбергит-галенитовая;
участок Порфировый, Борисов- ское, Шток, Трубка участок Порфировый, Вертикаль- ное участок Порфировый, Привет участок Порфировый, Жильное	Вольфрамит-арсенопирит-молибденитовая; золотоарсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; тетраздрит-пираргирит-полибазит-галенит-сфалеритовая; пирит-арсенопирит-буланжерит-овихиитовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; ссеребро-пираргирит-овихиитовая; серебро-пираргирит-фрейбергит-галенитовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенитовая; джемсонит-арсенопирит-пирит-галенит-сфалеритовая Фрейбергит-сфалерит-галенитовая;
участок Порфировый, Борисов- ское, Шток, Трубка участок Порфировый, Вертикаль- ное участок Порфировый, Привет участок Порфировый, Жильное	Вольфрамит-арсенопирит-молибденитовая; золотоарсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; тетраэдрит-пираргирит-полибазит-галенит-сфалеритовая; пирит-арсенопирит-буланжерит-овихиитовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; ссфалерит-диафорит-овихиитовая; ссребро-пираргирит-фейбергит-галенитовая; джемсонит-арсенопирит-галенит-сфалерит-антимонитовая; блёклорудно-халькопирит-галенит-сфалеритовая; слёклорудно-халькопирит-галенит-сфалеритовая; блёклорудно-халькопирит-галенит-сфалеритовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая; блёклорудно-халькопиритовая;
участок Порфировый, Борисов- ское, Шток, Трубка участок Порфировый, Вертикаль- ное участок Порфировый, Привет участок Порфировый, Жильное	Вольфрамит-арсенопирит-молибденитовая; золотоарсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; тетраэдрит-пираргирит-полибазит-галенит-сфалеритовая; пирит-арсенопирит-буланжерит-овихиитовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; касситерит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; сфалерит-диафорит-овихиитовая; серебро-пираргирит-фрейбергит-галенитовая; джемсонит-арсенопирит-пирит-галенитовая; джемсонит-арсенопирит-пирит-галенитовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая джемсонит-арсенопирит-галенитовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая фрейбергит-сфалерит-галенитовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая джемсонит-антимонитовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая; малахит-азурит-англезит-церусситовая; малахит-азуританглаленитовая;
участок Порфировый, Борисов- ское, Шток, Трубка участок Порфировый, Вертикаль- ное участок Порфировый, Привет участок Порфировый, Жильное Мухалканское	Вольфрамит-арсенопирит-молибденитовая; золотоарсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; тетраэдрит-пираргирит-полибазит-галенит-сфалеритовая; пирит-арсенопирит-буланжерит-овихиитовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; касситерит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; сфалерит-диафорит-овихиитовая; серебро-пираргирит-фрейбергит-галенитовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенитовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритантимонитовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая фрейбергит-сфалерит-галенитовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая фрейбергит-сфалерит-галенитовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая; малахит-азурит-англезар; акантит-сфалерит-галенитовая; акантит-сфалерит-галенитовая;
участок Порфировый, Борисов- ское, Шток, Трубка участок Порфировый, Вертикаль- ное участок Порфировый, Привет участок Порфировый, Жильное Мухалканское	Вольфрамит-арсенопирит-молибденитовая; золотоарсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; тетраэдрит-пираргирит-полибазит-галенит-сфалеритовая; пирит-арсенопирит-буланжерит-овихиитовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; касситерит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пирит-арсенопиритовая; сфалерит-диафорит-овихиитовая; сребро-пираргирит-фрейбергит-галенитовая; джемсонит-арсенопирит-пирит-галенит-сфалерит-антимонитовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая джемсонит-арсенопирит-пирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая джемсонит-арсенопирит-пирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая джемсонит-арсенопирит-пирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-калькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-калькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая
участок Порфировый, Борисов- ское, Шток, Трубка участок Порфировый, Вертикаль- ное участок Порфировый, Привет участок Порфировый, Жильное Мухалканское	Вольфрамит-арсенопирит-молибденитовая; золотоарсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; серебро-пираргирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; сфалерит-диафорит-овихиитовая; серебро-пираргирит-фрейбергит-галенитосфалеритовая; блёклорудно-халькопирит-паринт-сфалеритовая; джемсонит-арсенопирит-пирит-галенитовая; джемсонит-арсенопирит-паринт-сфалеритовая; малахит-азурит-алькопирит-галенит-сфалеритовая; малахит-азурит-алькопирит-галенит-сфалеритовая; малахит-азурит-алькопирит-галенит-сфалеритовая; блёклорудно-халькопирит-галенит-сфалеритовая; малахит-азурит-альсонирит-пирит-галенит-сфалеритовая; блёклорудно-талькопирит-галенит-сфалеритовая; тетраздрит-пираргирит-галенитовая; акантит-сфалерит-галенитовая;
 участок Порфировый, Борисов- ское, Шток, Трубка участок Порфировый, Вертикаль- ное участок Порфировый, Привет участок Порфировый, Жильное Мухалканское Бурное 	Вольфрамит-арсенопирит-молибденитовая; золотоарсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; тетраздрит-пирартирит-полибазит-галенит-сфалеритовая; пирит-арсенопирит-буланжерит-овихиитовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; касситерит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пиритовая; серебро-пирартирит-фрейбергит-галенитовая; серебро-пираритрит-овихиитовая; джемсонит-арсенопирит-пирит-галенит-сфалеритовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая; блёклорудно-калькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая; блёклорудно-пирит-аленитовая; акантит-сфалерит-галенитовая; блёклорудно-пирит-калькопирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-пирит-калькопирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-пирит-калькопирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-пирит-калькопирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-пирит-калькопирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-пирит-калькопирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-пирит-калькопирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-пирит-калькопирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-пирит-калькопирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-пирит-калькопирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-пирит-калькопирит-галенитовая; блёклорудно-пирит-калькопирит-галенит-сфалеритовая
участок Порфировый, Борисов- ское, Шток, Трубка участок Порфировый, Вертикаль- ное участок Порфировый, Привет участок Порфировый, Жильное Мухалканское Бурное	Вольфрамит-арсенопирит-молибденитовая; золотоарсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; тетраздрит-пираргирит-полибазит-галенит-сфалеритовая; пирит-арсенопирит-буланжерит-овихиитовая; фрейбергит-сфалерит-галенитовая Арсенопирит-пирит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; касситерит-халькопиритовая; сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; блёклорудно-галенит-марматит-пирит-арсенопирит-пирит-халькопиритовая; серебро-пирартирит-фрейбергит-галенитовая; серебро-пирартирит-фрейбергит-галенитовая; джемсонит-арсенопирит-галенитовая; джемсонит-арсенопирит-галенитовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенитовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая джемсонит-арсенопирит-пирит-галенитовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая джемсонит-антимонитовая; блёклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая блёклорудно-пирит-галенитовая; акантит-сфалерит-галенитовая; блёклорудно-пирит-галенитовая; блёклорудно-пирит-галенитовая; сакантит-сфалерит-галенитовая; блёклорудно-пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовая Серебо-пирартирит-полибазит-галенит-сфалеритовая Серебо-пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовая Серебо-пирит-халькопирит-галенитовая; блёклорудно-пирит-халькопирит-галенитовая; блёклорудно-пирит-халькопирит-галенитовая; блёклорудно-пирит-халькопирит-галенитофалеритовая Серебор-пирит-ирареновая Серебор-пирит-халькопирит-галенитофалеритовая Серебор-пирит-арсенопирит-диафорит-фрейбергит-саленитовая;

Наиболее высокие положительные величины δS^{34} свойственны минералам из рудных зон Центральной части месторождения, наиболее удаленных от субвулкана (А.И.Некрасов, 2006).

Морфология рудных зон, сложенных рудами позднего этапа, отличается большим разнообразием и исключительной изменчивостью по простиранию и падению. Это связано с полиформационным характером оруденения, обусловливающим сочетания и взаимные переходы различных морфологических типов рудовмещающих зон. Рудные тела отличаются еще большим (впрочем, несколько искусственным) разнообразием, вследствие выделения их по результатам опробования, а не в естественных геологических границах.

Положение стратифицированных рудных тел в разрезе позднепалеозойских пород можно проиллюстрировать на примере «месторождения» Безымянное (рис. 5, А–Б). Все рудные тела залегают в верхних песчаных частях пачек двучленного строения, экранируются алевролитами нижней части перекрывающего ритма. В такой позиции залегают практически все многочисленные стратифицированные тела Мангазейского рудного поля.

Как правило, в рудных телах наблюдается совмещение, даже на уровне отдельных сечений минеральных типов и ассоциаций, характерных для олово-серебро-полиметаллической и серебро-полиметаллической, реже серебро-сурьмяной формаций, поэтому для Мангазейского рудного поля в целом они выделены в качестве субформаций единой серебро-полиметаллической формации. Распространение различных минеральных парагенезов в рудах конкретных рудных зон рудного поля приведено в табл. 1. В данной работе проиллюстрированы макросоотношения рудных ассоциаций. Взаимоотношения минералов и рудных ассоциаций на микроуровне подробно охарактеризованы в работах [10–12, 23].

Более распространено в рудах телескопирование минеральных парагенезов (асссоциаций) двух основных минеральных типов – серебро-сульфосольного и сульфосольно-галенит-сфалеритового, которыми сложены руды большинства тел-лидеров рудного поля (рис. 6).



Рис. 6. Взаимоотношение руд различных минеральных ассоциаций серебро-сульфосольного минерального типа в полосчатых сидерит-кварцевых жилах рудных зон Мангазейского «месторождения». Фото А.И.Некрасова:

a: 1 — пирит-арсенопирит-пираргирит-диафорит-фрейсбергит-галенитовая с серебром минеральная ассоциация, 2 — тонковкрапленные руды арсенопирит-буланжерит-овихиитовой минеральной ассоциации, 3 — прожилково-вкрапленные руды диафорит-овихиитовой минеральной ассоциации; зона Васильевская, Южный фланг, канава 445, обр. к бороздовой пр. ж 445016, Ag 12 500 г/т; *б*: полосчатых руд пирит-арсенопирит-пираргирит-диафорит-фрейбергит-галенитовой с серебром (светло-серые полосы в верхней и нижней частях образца) ассоциации и вкрапленных руд (центральная часть образца) диафорит-овихиитовой минеральных ассоциации; зона Михайловская, Южный фланг, траншея 444, обр. к бороздовой пр. 444021, Ag 14 000 г/т В ассоциациях серебро-сульфосольного и сульфосольно-галенит-сфалеритового минеральных типов основными носителями серебра являются пираргирит, дифорит и овихиит. Необычным в рудах практически всех рудных тел является то, что галенит не содержит серебра в качестве изоморфной примеси.

Ранние генерации галенита являются при ближайшем рассмотрении продуктами распада диафорита или, вероятно, продуктами распада высокосеребристого галенита на пираргирит и практически стерильный в отношении серебра галенит. Массивный галенит третьей стадии позднего этапа рудообразования (см. рис. 3) также не сереброносен, но часто образует цемент своеобразных брекчий, обломки в которых сложены массивными агрегатами серебряных сульфосолей. Значительные примеси изоморфного серебра установлены в сфалерите и пирите, что также не характерно для сереброрудных месторождений.

Гипогенное самородное серебро развивается в виде таблитчатых или проволоковидных агрегатов (рис. 7), а также в виде тонких прожилков и кайм в ассоциации с серебряными сульфосолями серебро-сульфосольного минерального типа. В отличие от руд месторождения Кимпиче в рудных телах Мангазейского рудного поля оно является второстепенным рудным минералом. Распространение минеральных парагенезов (ассоциаций), превалирующих в различных рудных зонах и телах Мангазейского рудного поля приведено в табл. 1. Всего в рудных телах в пределах рудного поля установлено около 70 рудных минералов и более 30 жильных минералов.

Ниже рассмотрены физико-химические условия рудообразования на гидротермально-метасоматическом (рудном) этапе формирования месторождений рудного поля. Некоторые характеристики рудообразующего флюида месторождений Мангазейского рудного поля



Рис. 7. Волокнистый агрегат гипогенного серебра в друзовидном кварце, вмещающем пирит-арсенопирит-пираргирит-диафорит-фрейбергит-галенитовую с серебром рудную минеральную ассоциацию. Фото А.И.Некрасова:

Мангазейское «месторождение» одноименного участка, зона Васильевская, южный фланг, обр. к штуфной пробе 2219; Ag 43 831,2 г/т; Pb 12,6 и Zn 4,7%; увел. в 10 раз; масштаб в см

2. Состав газовой	фазы индивидуальных флюидных включений в кварцах месторождения Безымянное
По А.С.Борисенко,	1994

II	Marriera	Состав газовой фазы, в объемных долях %									
помер прооы	минерал										
		83,1	16,5	0,4							
Б-3-3	Кварц 1	58,9	38,3	2,8							
		83,8	16,2	сл.							
2115/460	Vacante II	81,0	18,2	0,8							
2113/400	кварц п	96,2	2,33	1,67							
12701111/1	L'nonu II9	94,1	4,5	4,4							
12/01111/1	кварц п?	95,2	2,2	0,6							
Б-2	Кварц III	91,0	8,2	0,8							
4212/1	Vaanu IV	95,2	4,2	0,6							
4312/1	кварц IV	82,8	15,3	1,9							

Примечание. Анализы выполнены на лазерном спектрографе Ramanor-U-1000; аналитики А.А.Боровиков, В.В.Бабич.

Значения О ¹⁸ для минералообразующего раствој (в % SMOW)	+2,2	+2,4	+2,9	-21,2	+2,9	-0,9	
	150	150	150	50	50 150		
O ¹⁸ (B % SMOW)	17,19	17,35	17,91	2,18	17,87	16,85	
C ¹³ (B % PDB)	-9,09	-8,25	-8,99	-5,52	-8,45	-6,36	
Минерал		Сидерит		Кальцит	Сидерит	Кальцит	
		Пыстина	Безымянное	Нижнеэндыбальское			
	125-233	19-97	с-538-13	116/8	4312/11	1305/6	

3. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов рудных жил серебряных месторождений Верхоянья. По А.С.Борисенко, 1994

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории изотопных методов исследований ОИГГиМ СО РАН; аналитик М.Н.Чернова.

4. Результаты термобарогеохимического изучения флюидных включений в кварцах месторождений Мангазейского рудного поля. По А.С.Борисенко, 1994

ер Минерал Тип Томогенизации 200	Тип Температура гомогенизации						аты криометрическо. Преобладающие	го анализа Концентрац		% хвгот хіч
									KCL	Конц.
			220–200	-50-57	-25-30	+9-11	NaCl, KCl, CaCl ₂	19	I	29
		T	200-180	-50-55	-14	-6-8	NaCl, KCl, CaCl ₂	6	14	23
Kı	зарц-I	первичным	220-177	-28	-11-13	-24-26	NaCl, KCl	15,5-13,5	3,8-4,3	17,3–19,8
			220-180	-25	-9-11	I	NaCl, KCl	I	I	14-16,5
		Вторичный	I	I	I	I	NaCl, CO ₂	I	I	
60 K	варц-I	Первичный	215-150	-50	-26-28	-20-15	NaCl, CaCl ₂	I	I	20–25
60 Ki	зарц-II	Первичный	170-130	-52-54	-13-11	I	NaCl, CaCl ₂	12,3	4,0	19,5–16,5
т. 1/11	11	Первичный	185-175	I	-6-8	I	KCI	I	I	9–12
	арц-п	Вторичный	I	-23-26	-13	-4±2	KCI	17,5–15,5	148	23,5–21,5
П/1 Кı	зарц-Ш	I Вторичный	185	-24-25	-12	I	NaCl, KCl	I	I	17,5
K	варц-IV	/ Первичный	180 - 140	-50	-22-13	-3±2	NaCl, KCl, CaCl ₂	19,5-8	8-13	27,5–21

приведены в таблицах 2–4. В составе газовой фазы флюидных включений в кварце (см. табл. 2) установлены H₂O, NaCl, KCl, CaCl₂, CO₂, N₂, CH₄. Такой состав вообще характерен для рудообразующего флюида золотых и серебряных месторождений в терригенных породах [5, 28] и свидетельствует о его восстановительном характере. Изотопные характеристики кислорода и углерода (см. табл. 3) однозначно свидетельствуют о коровом источнике рудоносного флюида. Результаты изучения флюидных включений в кварцах (см. табл. 4) хорошо согласуются по температурам с результами экспериментального изучения различных минеральных пар полиметаллических сульфидов.

Поздние ассоциации серебро-сульфосольного и сульфосольно-галенит-сфалеритового минеральных типов, вероятно, были образованы при T 150°–300°С [4, 20–21, 23], фугитивности серы – 10^{-15} – 10^{-12} атм и рН растворов равной 4–6 [29].

Экспериментальные данные [23] говорят об образовании алларгентума и аниминита при температуре порядка 150°–250°С, а завершился процесс формирования серебряного оруденения образованием химически чистого самородного серебра в парагенезисе со стефанитом, верхний предел устойчивости которого равен 197°С [21].

Гипергенный этап по времени оторван от рудного и, по-видимому, пришелся на палеогеновое время, когда были соответствующие климатические условия, позволившие сформироваться корам выветривания на огромной территории от р. Лена до Чукотки. Наиболее ярко он проявлен в рудных жилах «месторождения» Стержневое, где в результате разложения сидерита и серебросодержащей блёклой руды сформировались гетит-гидрогетит-лимонитовые тела с азуритом, малахитом и вторичным самородным серебром. В результате образовался природный рудный концентрат со средним содержанием Ад 9,5 кг/т. Относительно физико-химических параметров пострудного гипергенного этапа можно сказать лишь то, что температура образования гипергенного самородного серебра месторождений Васильевское и Стержневое, где оно фиксируется в ассоциации со штромейеритом (В.В.Шошин и др., 1995), вероятно, была ниже 90°С.

В раннекайнозойское время происходили активные блочные движения с одновременным «всплыванием» Эндыбальского субвулкана. Компенсировалось всплывание погружением соседних тектонических микроблоков. В результате сформировалась инверсионная зональность оруденения, когда отдельные объекты наиболее «удаленной» формации (Безымянное) оказались гипсометрически ниже объекта «базовой» оловосеребро-полиметаллической формации (Борисовское), а последнее, в свою очередь, находится гипсометрически ниже всех серебро-полиметаллических объектов центральной части и флангов рудного поля. Все закончилось формированием пенеплена в конце раннего кайнозоя и только тогда рудное поле приняло современный облик.

По материалам статьи на примере Мангазейского рудного поля можно сформулировать следующие общие выводы:

для обоснования полихронности объекта недостаточно ссылок на внутрирудные брекчии. Последние могут свидетельствовать и об очень кратком разрыве между этапами рудообразования. Необходимы свидетельства значительного временного разрыва между этапами. Другими словами, этапы должны быть настолько разными генетически и соответственно физико-химически, чтобы полихронность становилась очевидна;

полигенность месторождения может быть основана в случаях либо пространственного совмещения и (или) телескопирования руд различных геолого-генетических типов, либо наложения друг на друга генетически различных процессов в пределах месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Аристов В.В., Некрасов А. И. Верхоянская сереброрудная провинция. Перспективы развития и освоения минерально-сырьевой базы // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2010. № 1. С. 21–29.
- Аркачанское золоторудное месторождение, Западное Верхоянье / В.В.Аристов, М.М.Константинов, Г.Ю.Орлова и др. // Руды и металлы. 2003. № 4. С. 15–30.
- Виноградов А.П. Геохимия живого вещества. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Гамянин Г.Н. Минералогические аспекты формационно-генетического анализа золоторудных месторождений Верхояно-Колымской складчатой области // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. – М.: Изд-во МГУ, 1991.
- Гамянин Г.Н., Аникина Е.Ю., Бортников Н.С. Серебро-полиметаллическое месторождение Прогноз, Якутия: минералого-геохимические особенности и генезис // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 1. С. 440–458.
- Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. – М.: Геос, 2000.
- Кокин А.В. Минералого-геохимические особенности месторождения Бадран (Восточная Якутия) // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. – Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 2001. Т. 2. С. 170–172.
- Константинов М.М. Золоторудные провинции мира. – М.: Научный мир, 2006.
- 9. Конышев В.О. Модель золоторудного поля в структурах тектоно-магматической активизации, месторождение Кючус // Руды и металлы. 1995. № 4. С. 52–65.
- Костин А.В. Прогноз крупных месторождений серебра в Западном Верхоянье на примере Мангазейского рудного поля // Отечественная геология. 1997. № 9. С. 32–36.
- Костин А.В. Прогноз золотосеребряных месторождений мирового класса в Куранахской рудной зоне (Западное Верхоянье) // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 62–67.

- Костин А.В. О полигенности золотых и серебряных месторождений фронтальной части Верхоянского складчатого пояса // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 8–11.
- Костин А.В. Новые данные о геологии Эндыбальского сереброрудного узла (Западное Верхоянье, Якутия) // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 33-41.
- Костин А.В., Тыллар В.И. Сингенетический пирит стратиформных свинцово-цинковых месторождений Кыллахской и Каменской рудоносных площадей (Восточная Якутия). Минералого-генетические аспекты магматизма и оруденения Якутии. – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1993. С. 171–176.
- Наталкинское золоторудное месторождение строение и основные поисковые признаки / С.А.Григоров, В.Д.Ворожбенко, П.И.Кушнарев и др. // Отечественная геология. 2007. № 3. С. 43–50.
- Некрасов А.И. Западно-Верхоянская минерагеническая провинция – новая минерально-сырьевая база серебра России // Отечественная геология. № 3. 2007. С. 51–56.
- 17. *Некрасов А.И.* Золотомедно-порфировое с серебром оруденение Эндыбальского субвулкана «Западное Верхоянье» // Руды и металлы. 2009. № 2. С. 46–57.
- Некрасов А.И. Минерально-сырьевой потенциал серебра Восточной Якутии // Вестник Госкомгеологии РС (Я). 2011. № 1(10). С. 71–86.
- Некрасов А.И., Костин А.В. Золотосеребряное оруденение как индикатор геодинамического развития восточной окраины Сибирского кратона. Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. – М.: Геос. Т. II. 2005. С. 32–36.
- 20. *Некрасов И.Я., Конюшок А.А.* Фазовые соотношения в системе Au-Ag-Sb-S // Докл. АН СССР. 1985. Т. 286. № 2. С. 442–446.

- 21. Некрасов И.Я., Лунин С.Е. Условия образования сульфидов, селенидов, сульфоселенидов серебра системы Ag-Sb-S-Se (по экспериментальным данным) // Минералогический журнал. 1987. Т. 9. № 1. С. 25–29.
- Некрасова Р.А., Некрасов И.Я. Куларит-аутигенная разновидность монацита. // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 3. С. 688–694.
- 23. *Некрасов И.Я., Чевычелов В.Ю., Тронева Н.В.* Фазовые соотношения и система Ag-Sb-S в гидротермальных условиях при 300°–400°С и Р_{н20} до 1 кбар. // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 4. С. 932–935.
- Сереброносная провинция Западного Верхоянья / А.В.Костин, А.И.Зайцев, В.В.Шошин и др. – Якутск: Изд-во СО РАН, 1995.
- 25. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК, Наука/Интерпериодика, 2001.
- 27. Филимонов Ю.А., Сулейманов А.М. Структурный контроль серебряного оруденения в Верхне-Тарынском рудном узле // Отечественная геология. 1994. № 8. С. 17–24.
- 28. Характеристика рудообразующего флюида на месторождениях золота и серебра в черных сланцах / Н.П.Ермолаев, В.А.Чиченов, В.Л.Хорошилов и др. // Геохимия. 1994. № 8–9. С. 1275–1286.
- Anderson G.M. The hydrothermal transport and deposition of galena and sphalerite near 100° C. // Econ. Geol. 1973. Vol. 68. Pp. 480–492.
- 30. *Turekian K.K. and Wedepohl K.H.* Distribution of the elements in some major units of the earth crust // Bull. Geol. Soc. Of Amer. 1961. Vol. 72. № 2. Pp. 175–190.

УДК 553.81.04(571.56) © Ю.К.Голубев, Н.А.Прусакова, Л.И.Лукьянова, 2017

Опыт выявления возможных коренных источников алмазных россыпей арктической зоны Якутии

Ю.К.ГОЛУБЕВ, Н.А.ПРУСАКОВА (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1), Л.И.ЛУКЬЯНОВА (ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского» («ВСЕГЕИ»); 199106, г. Санкт-Петербург, проспект Средний В.О., д. 74)

В Арктической зоне Якутии вскрыты породы щелочно-ультраосновного состава, которые идентифицируются как кратерные части тел кимберлит-лампроитового состава. В геологическом разрезе эти породы залегают выше отложений перми. Они были вскрыты в пределах участка, выделенного по геолого-геофизическим данным как участок возможной локализации куста потенциально алмазоносных тел. С данным участком связана россыпь алмазов долины р. Никабыт. Алмазы данной россыпи аналогичны алмазам из россыпей севера Якутии, коренные источники которых не известны. Полученные данные позволяют предполагать, что породы подобного типа могут являться коренными источниками алмазов этих типов россыпей. *Ключевые слова*: алмазы, россыпи, кратерные части кимберлитовых трубок, кусты кимберлитов.

Голубев Юрий Конкордьевич Прусакова Наталья Александровна Лукьянова Людмила Ивановна



yukgolubev@gmail.com naprusakova48@gmail.com Lyudmila_Lyukianova@vsegei.ru

The experience of the discovery of the potential sources of diamond placers in the Arctic zone of Yakutia

Yu.K.GOLUBEV, N.A.PRUSAKOVA, L.I.LUKYANOVA

The rocks of alkaline ultrabasic composition were discovered in the Arctic zone of Yakutia which were determined as the crater parts of kimberlite – lamproite bodies. These crater parts lie above the Permian deposits in the geological section. These bodies were discovered within the area distinguished on the basis of geological and geophysical data as the area of the potential position of kimberlite cluster. The diamond placer in the Nikabyt river valley was connected with the potential position of the diamondiferous bodies cluster. The diamonds from this diamond placer are similar to those from placers in the northern part of Yakutia. The sources of these diamonds are unknown. These data allow to presume that the discovered rocks could be the sources of diamonds of these types of placers.

Key words: diamonds, placers, crater parts of kimberlite pipes, kimberlite cluster.

Севернее Полярного круга, западнее р. Лена, до административной границы с Красноярским краем (в Арктической зоне Якутии) на площади свыше 400 тыс. км² открыто около сотни россыпей и россыпных проявлений алмазов. Запасы данных россыпей составляют несколько десятков миллионов карат, что позволяет отнести их к категории уникальных. Несмотря на выполнение больших объемов геологоразведочных работ (ГРР), коренные источники данных россыпей до настоящего времени не установлены. В то же время крупные запасы алмазов в рассматриваемых россыпях позволяют предположить, что их возможные коренные источники являются либо весьма богатыми, либо они имеют широкое распространение. Существуют различные точки зрения о типах коренных источников этих россыпей. Краткий обзор данных представлений с упором на самые последние разработки был сделан в статье Ю.К. Голубева [2].

Для россыпей Арктической зоны Якутии характерна весьма специфическая ассоциация алмазов (Эбеляхский тип), не встречающаяся в известных коренных месторождениях Якутии среднепалеозойского возраста, что уже в течение длительного времени вызывает дискуссии об их первоисточниках. Аналогичная ассоциация алмазов известна в мезозойских осадках рэтского и карнийского ярусов верхнего триаса, развитых в пределах той же территории. В рэтских прибрежно-морских осадках булунканской свиты С.А.Грахановым была обнаружена площадная россыпь алмазов, в составе которой были отмечены алмазы Эбеляхского типа (описание данной россыпи было дано в отчете ОАО «Нижне-Ленское», 2010). Наличие площадной россыпи в составе прибрежно-морских осадков, отсутствие данных по наличию в этом районе крупных палеоводотоков, которые могли бы транспортировать алмазы в рэтское время на значительные расстояния, позволило допустить наличие коренных источников алмазов вблизи палеобереговой линии рэтского времени. Данные предположения явились основанием для постановки поисковых работ на коренные источники алмазов. Работы выполнялись ФГУП ЦНИГРИ в рамках Государственного контракта по объекту «Поисковые работы на выявление нетрадиционных для России месторождений алмазов триасового возраста на севере Оленёкского поднятия (Республика Саха (Якутия)». Субподрядчиками работ являлись: ОАО «Алмазы Анабара» (наземные геофизические работы; шлихо-минералогическое и мелкообъемное опробование территории, бурение скважин); АО ГНПП «Аэрогеофизика» (высокоточная аэромагнитная съемка масштаба 1:10 000); ФГБУН ИГМ СО РАН (шлихо-минералогическое и мелкообъемное опробование территории, исследования минералов-индикаторов алмазов и самих алмазов).

Положение площади работ (рис. 1) было выбрано вдоль палеобереговой линии рэтского моря, где более ранними работами была обнаружена прибрежно-морская россыпь алмазов. Кроме того, также ранее различными организациями (ПАО «АЛРОСА», ОАО «Нижне-Ленское» и др.) данная территория рассматривалась как перспективная на обнаружение коренных месторождений алмазов. Основанием для этого являлось наличие известных россыпей алмазов, ореолов минералов-индикаторов кимберлитов, а также геолого-структурная обстановка, не противоречащая возможной локализации кимберлитового вулканизма.

В блоковой структуре кристаллического фундамента Сибирской платформы площадь работ расположена в пределах Беректинского гранит-зеленокаменного террейна с возрастом консолидации земной коры 2,5 млрд. лет [13]. В структуре осадочного чехла она приурочена к северной части Оленёкского сводового поднятия, находясь в области сочленения последнего с расположенным северо-восточнее Лено-Анабарским прогибом (см. рис. 1). Граница между этими структурами проводится достаточно условно по полям сплошного развития отложений перми, залегающих на размытой поверхности пород среднего-верхнего кембрия. Все перечисленные структуры осложнены дизьюнктивными и пликативными нарушениями более низких порядков.

В геологическом строении севера Оленёкского поднятия принимают участие два структурно-формационных этажа, различающихся характером распространения, мощностью, вещественным составом и другими признаками. Нижний, наиболее древний этаж, отвечает кристаллическому фундаменту платформы. Он сложен (по имеющимся представлениям) метаморфогенными породами архея и нижнего протерозоя. Глубина залегания кристаллического фундамента практически на всей площади работ составляет 1,8–2,5 км и только на крайнем севере-северо-западе поверхность кристаллического фундамента погружается до глубин 3,0–3,5 км и более. Верхний структурно-формационный этаж представлен образованиями осадочного чехла кембрийского, пермского, триасового и юрского возрастов, перекрытыми покровом четвертичных отложений (см. рис. 1).

Проведенные на севере Оленёкского поднятия работы ФГУП ЦНИГРИ были спроектированы согласно существующим Инструктивным требованиям для поисковых работ на коренные источники алмазов, которые предполагают выделение объектов трубочного типа. Были выполнены следующие виды ГРР:

аэромагнитная съемка масштаба 1:10 000 с выделением перспективных локальных аэромагнитных аномалий трубочного типа;

наземные геофизические (площадная магниторазведка масштаба 1:5000, площадная и профильная электроразведка методами СГ-ВП, ЭМЗ-ВП, ЗМПП, М-ЗСБ) работы на аномалиях, признанных перспективными;

заверочное бурение на перспективных геофизических аномалиях (по результатам наземных геофизических работ);

поисково-картировочное бурение на вскрытие рэтского прибрежно-морского алмазоносного коллектора;

шлихо-минералогическое и мелкообъемное опробование, выполненное в ходе специализированных геолого-геоморфологических маршрутов.

Кроме того, проводились обобщение и интерпретация разнообразных геолого-геофизических материалов с целью локализации на площади работ алмазоперспективных площадей ранга поля и кустов тел.

В результате работ, выполненных ФГУП ЦНИГРИ, на севере Оленёкского поднятия на основании геолого-геофизических критериев были локализованы прогнозируемое Кялимярское кимберлитовое поле и участки возможного положения кустов кимберлитовых тел (рис. 2). В пределах одного из этих участков, получившего название Верхненикабытский, были вскрыты кратерные части двух тел щелочно-ультраосновного состава. Они представлены вулканогенно-осадочными породами, сформированными вероятнее всего в условиях кратерного маара. По своему положению в геологическом разрезе кратерные части трубок расположены на уровне нижнего триаса. С Верхненикабытским участком, где были вскрыты данные тела, связана богатая россыпь алмазов долины р. Никабыт и, кроме того, к нему же примыкает наиболее богатый участок россыпи алмазов в прибрежно-морских осадках булунканской свиты рэтского яруса верхнего триаса. Эти факты позволили с высокой степенью вероятности предположить, что были обнаружены потенциальные коренные источники алмазов «северного» типа триасового возраста.



Рис. 1. Позиция площади работ ФГУП ЦНИГРИ:

1–3 – мезозойские отложения: 1 – терригенные угленосные, К, 2 – терригенные и карбонатно-терригенные, Ј, 3 – терригенные и вулканогенно-терригенные, Т; 4–6 – палеозойские отложения: 4 – терригенные, угленосные и битуминозные, Р, 5 – карбонатные и терригенно-карбонатные, С; 6 – карбонатные и терригенно-карбонатные, С; 7 – терригенные и карбонатно-терригенные метаморфизованные отложения, PR; 8–10 – магматические образования протерозоя: 8 – риолиты, метариолиты (штоки), 9 – гранитоиды: а – массивы, б – дайки, 10 – долериты, габбро-долериты, базальты: а – силлы, б – дайки; 11–12 – магматические образования палеозоя: 11 – эруптивные брекчии трахибазальтов, 12 – субщелочные долериты: а – силлы, б – дайки; 13 – магматические образования мезозоя – долериты: а – силлы, б – дайки; 14 – трубки (а) и дайки (б) кимберлитов палеозойского и мезозойского возраста; 15 – основные тектонические нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 16 – поля кимберлитового магматизма; 17 – граница площади работ ФГУП ЦНИГРИ



Рис. 2. Прогноз коренной алмазоносности на севере Оленёкского поднятия:

1-6 – минералогические признаки коренной алмазоносности: 1 – находки пиропов, 2 – ореолы пиропов, 3 – находки пикроильменитов, 4 – находки алмазов, 5 – аллювиальные россыпи алмазов: a – с оцененными прогнозными ресурсами, δ – с низкими содержаниями алмазов, 6 – прибрежно-морская россыпь алмазов булунканской свиты рэтского яруса верхнего триаса (по данным С.А.Граханова и др., 2010): a – с низкими и средними (от 0,2 до 1,0 кар/м³) содержаниями, δ – с убогими (до 0,2 кар/м³) содержаниями; 7–9 – прогнозируемые по комплексу геолого-геофизических предпосылок: 7 – Келимярское потенциально алмазоносное кимберлитовое поле, 8 – участки возможной локализации кустов тел, 9 – Верхненикабытский потенциально алмазоносный куст тел; 10 – положение скважин, вскрывших кратерные части кимберлитовых трубок; 11 – направления сноса алмазов: a – в долину р. Никабыт в четвертичное время, δ – в состав прибрежно-морских осадков верхнетриасового времени; 12–14 – типы геологических поисковых обстановок: 12 – открытые территории для поиска коренных месторождений алмазов постпермского возраста с выходом на подчетвертичную поверхность отложений: a – перми, δ – триаса, 14 – территории, где срез пород, вмещающих ожидаемые тела кимберлитов, перекрыт юрскими отложениями

Следует подчеркнуть, что объекты были вскрыты на крайне слабо выраженных в магнитном поле аномалиях, которые первоначально не были отнесены по их интенсивности к первоочередной заверке. При формальных подходах к организации поисковых работ могла существовать довольно большая вероятность того, что они не были бы заверены ни наземными геофизическими методами, ни бурением. Решение на заверку данных аномалий принималось исходя из двух основных положений: 1) аномалии были приурочены к локальному участку, выделенному как участок возможной локализации куста тел в пределах выделенного прогнозируемого кимберлитового поля; 2) данный участок был определен как участок сноса алмазов в россыпь реки Никабыт. С точки зрения авторов вскрытие потенциальных коренных источников алмазов Эбеляхского типа было обусловлено тем, что при проведении работ значительное внимание было уделено следующим видам исследований: локализации прогнозируемого кимберлитового поля и кустов тел в его пределах; проведению соответствующих палеогеографических реконструкций и районированию территории по условиям ведения поисков, позволивших определить участок возможного сноса алмазов в россыпь. При этом использовались традиционные методы поисков алмазных месторождений.

Локализация прогнозируемого кимберлитового поля и кустов тел в его пределах. Локализация прогнозируемого кимберлитового поля и кустов тел в его пределах проводилась с использованием методологических подходов, разработанных и применяемых ФГУП ЦНИГРИ при решении подобного рода задач в других регионах. Данные подходы неоднократно были освещены в целом ряде публикаций [1, 4, 8–12]. Согласно этим разработкам, прогноз потенциально алмазоносного поля и кустов тел в его пределах осуществляется с использованием критериев прогнозирования, сформулированых на основе комплексных прогнозно-поисковых моделей данных минерагенических таксонов, адаптированных к условиям (геологической обстановке, изученности) изучаемого региона. Прогнозно-поисковые модели потенциально алмазоносного кимберлитового поля и кустов тел разработаны с позиции системного подхода эмпирическим путем по результатам изучения (с учетом опыта и разработок других исследователей) закономерностей локализации проявлений алмазоносного магматизма в известных алмазоносных провинциях мира и в целом согласуются с основными представлениями об алмазообразующем процессе. Они содержат ряд достаточно устойчивых факторов (косвенных, прямых) – предпосылок и признаков, которые являются индикаторами как непосредственно самих минерагенических таксонов, так и более региональных структур (таксонов), контролирующих их позицию. Следует подчеркнуть, что только совокупность (комплекс) всех этих факторов (региональных и более локальных) позволяет наиболее достоверно осуществить прогноз искомых объектов (алмазоперспективных площадей) - в данном случае, ранга потенциально алмазоносного кимберлитового поля и кустов тел. Позиция и границы последних определяются комплексными областями совмещения на плоскости геолого-геофизических предпосылок-индикаторов (косвенных факторов) этих минерагенических таксонов. Степень же перспективности (заверка) выделенных таким образом алмазоперспективных площадей определяется наличием минералогических признаков (прямых факторов) в виде россыпей алмазов, ореолов минералов-индикаторов кимберлитов, генетически связанных с заверяемыми объектами.

58

Таким образом, процесс локализации на площади работ – севере Оленёкского поднятия, прогнозируемого потенциально алмазоносного поля и кустов тел в его пределах (искомых объектов) включал следующие этапы: адаптацию прогнозно-поисковых моделей данных минерагенических таксонов к условиям изучаемого региона; выделение геолого-геофизических индикационных предпосылок искомых объектов; определение позиции и границ последних.

При адаптации модельных представлений к условиям севера Оленёкского поднятия авторами были рассмотрены данные других исследователей по изучению закономерностей локализации алмазоносного магматизма Якутской алмазоносной провинции Сибирской платформы. Оценена возможность выделения на изучаемой площади тех или иных косвенных индикационных факторов согласно ее геолого-геофизической изученности и имеющимся материалам. В результате было принято, что при проведении прогнозных построений на севере Оленёкского поднятия приоритет может быть отдан глубинным геолого-геофизическим индикационным предпосылкам. Подобное положение обусловлено тем, что, с одной стороны, алмазообразующая система связана с мощным мантийно-коровым процессом, «следы» которого могут быть выделены на основе комплексной интерпретации разнообразной геолого-геофизической информации. С другой стороны (как показал многолетний опыт работ ФГУП ЦНИГРИ по созданию разноранговых прогнозно-поисковых моделей минерагенических таксонов), большинство глубинных геолого-геофизических предпосылок являются «сквозными». Отмечено, что в различных регионах (независимо от тектонических и поисковых обстановок) они участвуют в контроле алмазоносного магматизма различного состава и возраста. В этом отношении они могут использоваться и на севере Оленёкского поднятия Сибирской платформы при выявлении нетрадиционных для России месторождений алмазов триасового возраста.

Выделение на севере Оленёкского поднятия глубинных геолого-геофизических предпосылок для прогнозирования алмазоперспективных площадей ранга потенциально алмазоносного поля и кустов тел в его пределах проводилось на основе анализа фондовых и опубликованных разномасштабных материалов по глубинному и тектоническому строению изучаемого региона. Были рассмотрены интерпретационные данные глубинных сейсмических исследований, тепловых съемок, различные схемы тектонического районирования, представления о глубинном строении литосферы по данным интерпретации геофизических съемок. Также проводился анализ и интерпретация аномальных особенностей гравитационного (полученного по результатам гравиметрических съемок масштаба 1:200 000) и магнитного (полученного по результатам аэромагнитных съемок масштаба 1:25 000-1:10 000) полей. Вычислялась серия трансформант этих геофизических полей, характеризующих их региональные и локальные составляющие различной частотности. Выполнялось физико-математическое моделирование аномального магнитного поля (по данным аэромагнитной съемки масштаба 1:10 000) с определением эффективной намагниченности образований кристаллического фундамента и вычислением остаточного магнитного поля, отражающего распределение магнитных характеристик в верхней части разреза осадочного чехла. Выявленные в процессе обобщения, анализа и интерпретации перечисленных материалов глубинные геолого-геофизические предпосылки подразделялись (по проявленности в плане) на площадные и линейные. В свою очередь, площадные и линейные предпосылки, согласно модельным представлениям, подразделялись на предпосылки-индикаторы прогнозируемого потенциально алмазоносного поля и на предпосылки-индикаторы прогнозируемых кустов тел в его пределах.

При выделении площадных предпосылок предпочтение отдавалось тем факторам, которые с одинаковой достоверностью могут быть отражены по всей территории в картографическом виде. Среди региональных факторов рассматривались только те из них, которые имеют ограниченное распространение в пределах изучаемой площади. Следует отметить, что в характеристиках некоторых элементов глубинного строения (их планового положения) севера Оленёкского поднятия, приводимых в основном в фондовых материалах разных лет (А.В.Манаков и др., 1992; С.А.Граханов и др., 2010 и др.), существует ряд расхождений. Это, прежде всего, относится к особенностям морфологии поверхностей Мохоровичича (подошвы земной коры) и внутрикоровых границ, учитывающихся при выделении площадных глубинных индикационных факторов для прогнозирования потенциально алмазоносных полей. Поэтому при проведении прогнозных построений авторы постарались дать суммарную (по-видимому, наиболее достоверную) оценку тем или иным особенностям глубинного строения литосферы, используя различные (приводимые в разных работах) представления об их характеристиках.

Таким образом (согласно модельным представлениям), при локализации на севере Оленёкского поднятия прогнозируемого потенциально алмазоносного поля в качестве площадных индикационных предпосылок выделялись следующие:

С использованием фондовых и опубликованных материалов: области с повышенной (>140 км) мощностью литосферы и консолидированной земной коры (>40 км); области с повышенными (>42 км) глубинами залегания подошвы земной коры (поверхности Мохоровичича); области с относительно пониженными (13–15 км) глубинами залегания подошвы верхней коры, поверхности Конрада (<28 км) и поверхности докембрийского кристаллического фундамента (<3 км). По данным интерпретации потенциальных (гравитационного и магнитного) полей: положительная низкочастотная (с периодом 50–60 км, обусловленная коровыми неоднородностями) аномалия поля силы тяжести; региональные области нарушения аномального плана горизонтального градиента поля Δg и пониженных значений намагниченности кристаллического фундамента; депрессия магнитоактивной поверхности.

При локализации кустов тел в пределах прогнозируемого потенциально алмазоносного поля в качестве площадных индикационных косвенных факторов рассматривались локальные положительные аномалии поля силы тяжести, локальные области пониженной намагниченности кристаллического фундамента и нарушения аномального плана в градиентных характеристиках поля силы тяжести.

В качестве линейных структур, которые могут контролировать на изучаемой площади позицию прогнозируемого кимберлитового поля, по геофизическим данным выделены две региональные тектонические зоны, проявленные (по крайней мере) в верхних горизонтах земной коры (см. рис. 2). Их картирование проводилось на основе анализа аномальных особенностей поля силы тяжести, магнитного поля и их трансформант, а также модели распределения намагниченности в верхнем слое земной коры (в кристаллическом фундаменте).

Одна из выделяемых региональных тектонических зон имеет север-северо-восточное простирание. Ее ширина составляет порядка 25-35 км. В поле силы тяжести она проявлена системой чередующихся полосовых аномалий повышенных и пониженных значений локальной составляющей. По всей видимости, данная линейная структура является одним из элементов строения известной Далдыно-Оленёкской кимберлитоконтролирующей зоны. В пределах нее (юго-западнее изучаемой площади) расположено Хорбусонское кимберлитовое поле с кимберлитовыми телами юрского возраста. Другая региональная тектоническая зона имеет северо-западное простирание. Ее ширина составляет 12-15 км. В региональной составляющей поля силы тяжести она проявлена зоной горизонтального градиента. В магнитном поле региональной зоной потери прослеживаемости линейных локальных аномалий других простираний. В плане она корреспондируется с геологической границей между Оленёкским сводовым поднятием и Лено-Анабарским прогибом и, по-видимому, может быть проинтерпретирована как зона краевых дислокаций Лено-Анабарской тектонической области палеозойско-мезозойской тектономагматической активизации. Граница последней по геофизическим данным проводится северо-восточнее площади работ.

Рассмотренные региональные зоны на изучаемой площади образуют тектонический узел, который наряду с другими факторами может контролировать позицию прогнозируемого потенциально алмазоносного поля.

В качестве линейных структур, которые могут контролировать локализацию прогнозируемых кустов тел в пределах прогнозируемого кимберлитового (лампроитового) поля (рис. 3), выделены зоны (деструктивные, ослабленные) повышенной проницаемости, проявленные в осадочном чехле. Их выделение проводилось преимущественно на основе интерпретации материалов аэромагнитной съемки масштаба 1:10 000. При этом учитывалась степень выраженности этих элементов в речной сети, в рельефе, в геологическом строении территории работ. Большая часть ослабленных зон осадочного чехла является зонами динамического влияния рассмотренных выше коровых региональных тектонических зон. Они картируются в пределах контуров последних и имеют согласные с ними простирания.

Выделенные по комплексу данных зоны повышенной проницаемости осадочного чехла по своим масштабам и характеристикам подразделены на ряд групп и подгрупп. Зоны первого порядка имеют преимущественно северо-западное, субмеридиональное и северо-восточное простирания. Протяженность этих зон составляет порядка 20-60 км и более, ширина -2-5 км. Также среди ослабленных зон осадочного чехла первого порядка выделяются зоны, контролируемые погребенными интрузиями базитов, выделяемыми по магнитометрическим данным. Протяженность этих зон порядка 20-40 км, ширина - 2-3 км. Эти зоны имеют северо-западное (ближе к широтному) и северсеверо-восточное простирания. К зонам второго порядка отнесены маломощные (узкие) непротяженные деструктивные элементы осадочного чехла различных простираний. Среди них выделяются проницаемые зоны осадочного чехла, контролируемые дайками долеритов, минерализованные зоны, отдельные разрывные нарушения, зоны трещиноватости и дробления без признаков приуроченности к ним магматических проявлений. Последние имеют, в основном, сдвиговый или сбросо-сдвиговый характер, осложняют прочие проницаемые зоны осадочного чехла, местами ограничивая их простирание. Сдвиговый характер разрывных нарушений является по существующим представлениям благоприятным фактором для формирования проницаемых участков типа пулл-апарт структур, в особенности в узлах пересечения с другими зонами. По существующим представлениям данные структурные узлы являются благоприятными предпосылками для локализации кустов кимберлитовых тел.

На площади работ рассмотренные зоны повышенной проницаемости осадочного чехла различных простираний формируют ряд тектонических узлов различного ранга, которые наряду с другими факторами могут контролировать позицию прогнозируемых локальных участков ранга «куста» кимберлитовых тел.

Определение позиции и границ прогнозируемых потенциально алмазоносного кимберлитового (лампроитового) поля и участков, перспективных для локализации кустов тел, определялись комплексными областями совмещения на плоскости выделенных площадных предпосылок-индикаторов (индикационных факторов) соответствующих минерагенических таксонов. При комплексировании площадных предпосылок авторами использовался прием их последовательного компьютерного суммирования. Суммирование предпосылок, определяющих позицию прогнозируемого поля и кустов тел, производилось отдельно. В процессе суммирования проводилось кодирование каждого фактора путём создания регулярной сети со значащими значениями внутри областей распространения фактора и нулевыми значениями за их пределами (составление цифровых матриц). Учитывалась степень достоверности выделения кодируемого фактора (например, при неоднозначности того или иного фактора, выделенного разными исследователями) через увеличение или уменьшение значения внутри области его распространения. Затем проводилось суммирование закодированных благоприятных факторов-индикаторов и их нормирование при помощи математического аппарата (например, стандартного отклонения от среднего), построение схем комплексного показателя совмещения геологогеофизических предпосылок-индикаторов прогнозируемых алмазоперспективных площадей (например, в изолиниях стандартного отклонения от среднего).

В результате выполненного комплексирования площадных геолого-геофизических предпосылок-индикаторов кимберлитового поля (см. рис. 2) в центральной части площади работ выделена область размером в поперечнике порядка 40 км, характеризующаяся аномалией пространственного совмещения (в единицах стандартного отклонения от среднего) суммируемых факторов. Данная область совмещается с узлом пересечения рассмотренных региональных тектонических (кимберлитоконтролирующих) зон северо-восточного и северо-западного простираний, а также с кольцевой структурой размером в поперечнике порядка 40 км. Последняя выделена на площади работ по магнитометрическим данным. Отмечается некоторая закономерность в распределении погребенных базитовых интрузий, выявляемых по геофизическим данным. Часть из них приурочены к ядерной части этой кольцевой структуры, а часть из базитовых интрузий тяготеет к ее концентрам. Это, по-видимому, позволяет сделать предположение об очаговой природе как самой (выделенной по магнитометрическим данным) кольцевой структуры, так и области, характеризующейся наибольшим совмещением на плоскости рассмотренного выше комплекса площадных индикационных факторов. Последняя соответствует прогнозируемому - Келимярскому, потенциально алмазоносному полю.

В результате комплексирования геолого-геофизических предпосылок, используемых при локализации кустов тел (см. рис. 3), в пределах контура прогнозируемого Келимярского кимберлитового (лампроитового)



Рис. 3. Комплексирование геолого-геофизических предпосылок, использованных при прогнозировании Келимярского потенциально алмазоносного поля (*a*) и локальных участков ранга куста тел в его пределах (*б*):

1 – надпорядковые структуры земной коры: Ол – Оленёкский относительно стабильный блок, Л-А – Лено-Анабарская область палеозой-мезозойской тектономагматической активизации; 2 – аномалии, отражающие степень пространственного совмещения индикационных предпосылок; 3 – региональные тектонические зоны кристаллического фундамента, контролирующие позицию прогнозируемого Келимярского потенциально алмазоносного поля; 4–5 – зоны повышенной проницаемости осадочного чехла, контролирующие позицию прогнозируемых локальных участков ранга куста тел: 4 – первого порядка: а – в целом, б – контролируемые погребенными интрузиями базитов, 5 – второго порядка: а – сбросового и сдвигового типов, б – интрудированные дайками долеритов, в – минерализованные зоны; 6 – погребенные интрузии базитов предположительно раннепалеозойского возраста; 7 – кольцевая структура, выделенная по магнитометрическим данным; 8 – положение перспективных аэромагнитных аномалий, при заверке которых бурением были вскрыты кратерные части кимберлитовых трубок

поля выделены четыре области площадью от 18 до 180 км², характеризующиеся аномалиями пространственного совмещения (в единицах стандартного отклонения от среднего) суммируемых факторов. Данные области имеют плановое совмещение с узлами пересечения рассмотренных выше зон повышенной проницаемости осадочного чехла различных порядков и по совокупности косвенных геолого-геофизических факторов (предпосылок) могут определять позицию участков, перспективных для локализации прогнозируемых кустов потенциально алмазоносных тел. В пределах одного из этих участков, охватывающего верховья р. Никабыт, выделена область с наибольшей степенью совмещения суммируемых косвенных факторов площадью порядка 72 км², которая рассматривается авторами в качестве прогнозируемого (Верхненикабытского) куста потенциально алмазоносных тел.

Следует отметить, что выполненный по косвенным геолого-геофизическим факторам (предпосылкам) прогноз подтверждается прямыми признаками коренной алмазоносности. В пределах прогнозируемого Верхненикабытского куста тел при заверке бурением двух локальных магнитных аномалий (AGP 230 и AGP 306) на глубинах 4,0–10,2 м вскрыты вулканогенно-осадочные породы с большим количеством материала ультраосновного состава, представленного измененными оливином, хлоритизированными обломками (лапиллями) щелочноультраосновных пород. По своему стратиграфическому положению данные породы расположены на уровне нижнего триаса и обладают аномально высокой (20 000– 30 000·10⁻⁵ ед. СИ) магнитной восприимчивостью.

На основании петрографического описания шлифа, вскрытые породы представляют собой ксенотуфобрекчии и, по-видимому, относятся к кимберлит-лампроитовому семейству, но по ряду признаков ближе к лампроитам. Главная особенность исследуемых пород – их глубокое преобразование под влиянием многоэтапных метасоматических процессов и выветривания. Полистадийная карбонатизация и ожелезнение отчетливо фиксируется в шлифах и подтверждается данными силикатного анализа. Предполагается, что данные породы были сформированы в результате вулканического процесса и соотносятся с кратерной частью тела кимберлита (лампроита). Скважиной, скорее всего, вскрыта только верхняя или боковая часть тела.

К сожалению, по данным анализа химического состава этих пород дать однозначную характеристику их принадлежности не представляется возможным, так как они являются не магматическими, а метасоматическими. Процессы метасоматоза привели к значительному выносу кремнезема, магния и щелочей, что отчетливо наблюдается в шлифах и выражается в карбонатизации породообразующих минералов и связующей массы. О щелочном и высокотитанистом первичном составе исследуемых пород свидетельствует высокое содержание фосфора, бария и очень высокое – титана. Кимберлит-лампроитовый первичный состав пород подтверждается данными по содержаниям и соотношениям малоподвижных некогерентных элементов, определенных методом JCP MS. Только для этих пород характерно сочетание высоких содержаний элементов, свойственных ультраосновным (Cr, Ni) и щелочным породам (Sr, Zr, редкие земли, Th). Эти особенности и сходство с рядом кимберлитов Алакитского, Огоньер-Юряхского, Чомурдахского полей Якутии, Форспойд Южной Африки и лампроитов Австралии видны на диаграммах (рис. 4). Некоторое отличие по отношениям легких и тяжелых редких земель, возможно, объясняется примесью материала коры.

Более подробная характеристика этих пород приведена в статье Ю.Ю.Голубевой и Т.И.Колесниковой «Вещественный состав кратерных частей возможных коренных источников алмазов триасового возраста на севере Оленёкского поднятия (Якутия)», публикуемой в этом же номере журнала. В целом можно отметить, что особенности положения и состава вскрытых пород позволяют предположить, что была вскрыта мааровая структура, то есть структура валика, обрамляющая жерловую часть кимберлитового тела [7, 21]. Следует также добавить, что в ходе опробования поверхности водоразделов были установлены локальные ореолы рассеяния пиропов, прослеживающиеся на первые километры от заверенных аномалий.

Работы по *районированию территории по условиям ведения поисков* и связанные с этим палеогеографические реконструкции позволили обосновать потенциальную алмазоносность вскрытых объектов.

Основной упор при проведении районирования территории по условиям ведения поисков был сделан на выделение динамических типов поверхностных осадков, так как формирование ореолов рассеяния алмазов и минералов-индикаторов кимберлитов различной дальности транспортировки напрямую связано с особенностями седиментации вмещающих их отложений. Наибольшее внимание при этом было уделено особенностям формирования толщи поверхностных кайнозойских отложений, а также особенностям заложения и развития гидросети, так как опробование гидросети является основным методом для получения минералогической информации о наличии искомых объектов и определения перспектив их алмазоносности (рис. 5).

Следует заметить, что строение речных долин в Арктической зоне Якутии, в которых известны россыпи алмазов, имеет определенную специфику. Анализ строения долин, где известны россыпи алмазов, основанный на их описаниях, выполненных ОАО «Алмазы Анабара», а также опыт работ, полученный в ходе работ на севере Оленёкского поднятия, показал, что зачастую россыпи алмазов локализуются в долинах трапециевидной формы. Для них характерно плоское днище, в пределах которого имеются озеровидные расширения, соединяющиеся между собой небольшими водотоками.



Рис. 4. Распределение редких и редкоземельных (*a*) и редкоземельных (*б*) элементов в ксенотуфобрекчиях р. Никабыт в сравнении с кимберлитами и лампроитами Среднего Тимана, Якутской алмазоносной провинции (ЯАП), Австралии, Южной Африки (район Кроонстад):

диаграммы распределения редких и редкоземельных элементов: 1–7 – в кимберлитах: 1 – тр. Умбинская (Средний Тиман), 2 – тр. Нюрбинская (ЯАП, Накынское поле), 3 – тр. Фоорспойд (Южная Африка), 4 – тр. Молодость (ЯАП, Алакитское поле), 5 – тр. Зарница (ЯАП, Далдынское поле), 6 – тр. Чомур (ЯАП, Чомурдахское поле), 7 – дайки Ан. 5 (ЯАП, Огоньер-Юряхское поле) и 8 – в оливиновых ламроитах тр. Аргайл (Австралия, Зап. Кимберли); 9–10 – диаграммы распределения редких и редкоземельных элементов в ксенотуфобрекчиях р. Никабыт: 9 – аномалии АGP 306 (интервал керна 10,5–11,1 м), 10 – аномалии AGP 230 (интервал керна 4,8–6,5 м); нормирование содержаний редких и редкоземельных элементов проведено по составу примитивной мантии (С.Р.Тейлор, С.М.Мак-Леннан, 1988)



Рис. 5. Схема районирования площади работ на севере Оленёкского поднятия по условиям ведения поисков:

1–6 – литолого-стратиграфические подразделения: 1 – коренные выходы пород булунканской свиты, 2 – аллювиальные отложения, 3 – озерно-ледниковые отложения, 4 – отложения основной морены, 5 – покровные зандры, 6 – нивационно-солифлюкционные отложения; 7 – отложения долин стока талых ледниковых вод и катастрофических спусков временных ледниковых озер с направлением потоков воды; 8 – озы: a – выделенные на основе полевых наблюдений, 6 – предполагаемые; 9 – выходы дочетвертичных пород и их границы; 10–12 – минералогические признаки: 10 – контуры россыпей алмазов по долинам рек, выделенные на основе мелкообъемного опробования аллювия и четвертичных отложений, 11 – направления сноса алмазов с прогнозируемых кимберлитовых тел потоками катастрофического типа, 12 – ореолы пиропов: a – конусообразный, 6 – ареал развития пиропов; 13-14 – содержание алмазов в погребённых россыпях прибрежно-морского генезиса по данным (С.А.Граханов и др., 2010): 13 – низкие и средние (от 0,2 до 1,0 кар/м³), 14 – убогие (до 0,2 кар/м³); 15–16 – россыпь прибрежно-морского генезиса булунканской свиты рэтского яруса верхнего триаса по данным С.А.Граханова и др. (2010) с уточнениями ФГУП ЦНИ-ГРИ, ранжированная по содержаниям алмазов: 15 – с низкими и средними (от 0,2 до 1,0 кар/м³), 16 – с убогими (до 0,2 кар/м³); 17 – аномалии АGP 306 и AGP 230; 18–19 – прогнозируемые по комплексу геолого-геофизических предпосылок: 18 – Келимярское потенциально алмазоносное кимберлитовое (лампроитовое) поле, 19 – участки возможной локализации «кустов» тел (a) и потенциально алмазоносный Верхненикабытский «куст» тел (б)

Днище долин выполнено валунно-галечным материалом, в составе которого и локализуются алмазные россыпи. При этом грубообломочный материал зачастую имеет экзотический характер, что свидетельствует о его достаточно дальнем переносе.

Формирование подобных долин, как правило, связано с катастрофическими спусками временных ледниковых озер. Отложения катастрофических спусков временных ледниковых озер широко известны в пределах Северной Америки, где они хорошо изучены и получили название спиллвеев [14-16, 18-20, 22]. К сожалению, в русскоязычной литературе описания подобных образований отсутствуют. Формирование спиллвеев происходит при разрушении в процессе таяния ледниковых бортов озера. При этом осуществляется сброс воды по типу селевого потока, в движение приводится мореносодержащий лед из состава борта озера, а также мобилизуются осадки, выполняющие дно озера. Протяженность спиллвеев составляет сотни километров. Ширина наиболее углубленного внутреннего канала колеблется от 0 до 5 км, поток воды растекается над водораздельными пространствами на ширину до 10 км. Отложения спиллвеев представлены несортированным гравийно-галечно-валунным материалом с песчаным заполнителем. Какая-либо слоистость отсутствует. Для долин спиллвеев характерна трапециевидная форма долины. Распределение минералов тяжелой фракции от источника захвата в спиллвеях недостаточно хорошо изучено. В то же время потоки, с которыми связываются спиллвеи, относятся к категории водно-гравитационных. В русскоязычной литературе подобные образования носят название гляциоселевых потоков и также относятся к категории водно-гравитационных потоков [6]. Следует отметить, что распределение материала тяжелой фракции, к которой относятся алмазы и минералы-индикаторы кимберлитов в составе осадков водно-гравитационных потоков, заметно отличается от распределения в осадках, связанных с аллювиальными и прибрежно-морскими обстановками осадконакопления [3]. Для потоков подобного типа известно достаточно специфическое распределение компонентов тяжелой фракции от источника захвата. Наиболее четко это было изложено в работах Г.Ли [17] по изучению распределения пиропов, золота и обломков дунитов в осадках оза Мунро в Канаде. Спецификой этого распределения оказалось то, что максимальные концентрации пиропов возникают на расстоянии до 10 км от источника захвата, далее они прослеживаются на расстоянии до 100 км. Схожие данные по распределению пиропов по долине стока талых ледниковых вод на Среднем Тимане были получены Ю.К.Голубевым с соавторами [5].

В водно-гравитационном потоке материал тяжелой фракции не имеет четкой приуроченности к базальным частям толщи. В результате в составе сформированного осадка она распределена по всей его толще. Зачастую наблюдается её гнездообразное распределение. Естественно, что последующий перемыв данных отложений современной рекой сглаживает такое распределение.

В процессе районирования территории севера Оленёкского поднятия были выделены типы долин. Особое внимание было уделено долинам с трапециевидным поперечным профилем. Именно в подобной долине, в среднем течении р. Никабыт, была обнаружена богатая россыпь алмазов. Ширина долины колеблется от 600 до 1000 м. Осадки, выполняющие долину, представлены валунно-гравийно-галечно-глыбовыми образованиями, суглинками с мелкой галькой, глыбово-щебнисто-галечными, дресвяно-щебнисто-галечными и другими подобными отложениями. Заполнение долины материалом такого типа связывается с прохождением по ней водно-гравитационного потока (гляциоселя), обусловленного катастрофическим спуском временного ледникового озера, осадки которого фиксируются в верховьях долины. Данный факт подтверждается изучением береговых обнажений в пределах долины р. Никабыт. Так, в одном из обнажений была задокументирована толща осадков, состоящая из незакономерно чередующихся линз, гнезд, прослоев материала с абсолютно разной гранулометрией: суглинки, песок с галькой, гравийно-песчано-галечный и песчано-гравийный с галькой материал и др. (рис. 6).

В результате опробования гидросети и четвертичных отложений было извлечено 554 кристалла алмазов общим весом 100,46 карат. Алмазы по своей морфологии и гранулометрии аналогичны алмазам россыпи р. Эбелях.

Также были обобщены материалы по опробованию долины р. Никабыт, выполненные предшественниками. Все эти материалы позволили выполнить оценку прогнозных ресурсов алмазов долины этой реки по категориям Р, и Р, Были выявлены следующие основные особенности в распределении алмазов по долине. Во-первых, алмазы установлены как в верхних, так и в нижних слоях продуктивных отложений. Во-вторых, содержания алмазов в погребенных отложениях долины, а также во флювиогляциальных осадках (по отдельным пробам) превышают содержания в современном русле. Подобные закономерности наиболее характерны для потоков водно-гравитационного типа, что подтверждает высказанное выше заключение: формирование данной россыпи связано с водно-гравитационным потоком, возникшем при катастрофическом спуске временного ледникового озера.

Наличие ледникового палеоозера было установлено в ходе проведения геолого-геоморфологических маршрутов. В пределах водораздельных пространств обнаружены отложения основной морены, представленные супесями и суглинками серо-коричневого цвета, содержащих валунно-галечный материал. Кроме того, были описаны озерные осадки, представленные неслоистым алевритовым материалом серого цвета, с редкими включениями гравийных зерен. Данное



Рис. 6. Алмазоносные отложения водно-гравитационного потока в береговом разрезе долины р. Никабыт. Фото OAO «Алмазы Анабара»

палеоозеро располагалось над участком, который на основании геолого-геофизического районирования был выделен как Верхненикабытский куст кимберлитовых (лампроитовых) тел. Предполагается, что в процессе спуска палеоозера произошел частичный размыв озерных осадков, а также морены и верхних горизонтов кимберлитовых (лапроитовых) тел, кратерные части которых были вскрыты бурением. В результате данного процесса была сформирована россыпь алмазов реки Никабыт. Следует также подчеркнуть, что к Верхненикабытскому кусту тел примыкает наиболее богатая часть россыпи алмазов в составе булунканской свиты рэтского яруса верхнего триаса, известная ранее.

Потенциальная связь россыпи долины р. Никабыт, а также россыпи рэтского возраста с Верхненикабытским кустом тел позволила дать оценку прогнозных ресурсов этого куста.

Таким образом, основные результаты работ по объекту следующие:

Обоснована возможность обнаружения в пределах Арктической зоны Якутии коренных месторождений алмазов кимберлитового типа триасового возраста, являющихся потенциальным источником богатых россыпей так называемых «северных» алмазов (Эбеляхский тип).

На основе геолого-геофизических предпосылок (косвенных факторов) локализовано Келимярское потенциально алмазоносное кимберлитовое поле. В его пределах локализован Верхненикабытский куст потенциально алмазоносных тел.

В пределах куста вскрыты кратерные части двух кимберлитовых трубок.

С Верхненикабытским кустом связаны: богатая россыпь алмазов (Эбеляхский тип) долины реки Никабыт и россыпь алмазов в прибрежно-морских отложениях рэтского яруса верхнего триаса (булунканская свита).

Оценены и апробированы прогнозные ресурсы коренных алмазов Верхненикабытского куста – 78 млн. карат по категории P_2 , россыпи долины р. Никабыт: $P_1 - 1$ 190 тыс. м³ песков и 797,3 тыс. карат алмазов, $P_2 - 2$ 604 тыс. м³ песков и 677,04 тыс. карат алмазов, $P_3 - 5$ 879 тыс. м³ песков и 940,64 тыс. карат алмазов.

Разработаны рекомендации по прогнозированию и поискам коренных источников алмазов россыпей Эбеляхского типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира (основы прогнозирования). – М.: ЗАО Геоинформмарк, 2000.
- Голубев Ю.К. Перспективы создания новой минерально-сырьевой базы алмазов в арктической зоне Якутии // Руды и металлы. 2015. № 1. С. 36–44.
- Голубев Ю.К. Ореолы рассеяния минералов-индикаторов кимберлитов в ледниковых и водно-ледниковых отложениях // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. – Воронеж, 2003. С. 48–52.
- Голубев Ю.К., Ваганов В.И., Прусакова Н.А. Принципы прогнозирования алмазоперспективных площадей на Восточно-Европейской платформе // Руды и металлы. 2005. № 1. С. 55–70.
- Голубев Ю.К., Дьячкова И.В., Шофман И.Л. Особенности транспортировки и обработки поверхностей минералов-спутников алмаза в водно-ледниковых потоках // Труды ЦНИГРИ. 1991. Вып. 250. С. 98–108.
- Лаврушин Ю.А., Голубев Ю.К. Особенности строения и формирования водно-ледниковых отложений // ДАН. 1996. Т. 346. № 5. С. 647–649.
- Махоткин И.Л. Значение вулканических процессов для понимания происхождения и строения кимберлитовых трубок – на примере трубки Юбилейная // Смирновский сборник. 2008. С. 61–92.
- Методическое руководство по прогнозированию и поискам месторождений алмазов / В.И.Ваганов, Ю.К.Голубев и др. – М., 2005.
- Прусакова Н.А. Принципы выделения участков ранга «куста» кимберлитовых тел в Зимнебережном поле на основе структурно-геофизического районирования // Региональная геология и металлогения. 2005. № 26. С. 179–185.
- Прусакова Н. А. Принципы локализации алмазоперспективных площадей на основе геолого-геофизических предпосылок. Сборник тезисов. Т. 1 // Мат-лы второй научно-практической конференции. Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири. – Новосибирск, 2015.
- 11. Прусакова Н.А. Геолого-геофизическая прогнозно-

поисковая модель Зимнебережного кимберлитового поля // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – М., 2004.

- Прусакова Н.А. Прогнозно-поисковые модели алмазоносных таксонов как основа прогнозирования месторождений алмазов на Северо-Западе РФ // Тез. докл. Minex, 07 Forum Северо-Запад. – Петрозаводск, 2007.
- Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. – М.: Научный Мир, 2006.
- Kehew A.E., Clayton L. Late Wisconsinan floods and development of the Souris Pembina spillway system: In Teller, J.T. and Clayton, L, eds., Glacial Lake Agassiz // Geological Association of Canada. 1983. Special Paper 26. Pp. 187–210.
- Kehew A.E., Lord, M.L. Origin and large scale erosional features of glacial lake spillways in the northern Great Plains // Geological Society of America Bulletin. 1986. Vol. 97. Pp. 162–177.
- Kehew A.E., Lord M.L. Glacial-lake outbursts along the midcontinent margins of the Laurentide Ice Sheet // Catastrophic Flooding: Boston, Allen&Unwin. 1987. Pp. 95–120.
- Lee H.A. Glaciofocus research // Geol. Surv. Canada Paper 67-1. Pt. A. 1967.
- Lord M.L. Depositional record of a glacial-lake outburst: Glacial Lake Souris, North Dakota // Geological Society of America Bulletin. 1991. Vol. 99. Pp. 663–673.
- Lord M.L., Kehew A.E. Sedimentology and paleohydrology of glacial-lake outburst deposits in southeastern Saskatchewan and northwestern North Dakota // Geological Society of America Bulletin 1987. Vol. 99. Pp. 663–673.
- Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event / G.K.C.Clarke, D.W.Leverington, J.T.Teller, A.S.Dyke // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23. Pp. 389–407.
- Syn- and post-eruptive volcanic processes in the Yubileinaya kimberlite pipe, Yakutia, Russia, and implications for the emplacement of South African-style kimberlite pipes / S.Kurszlaukis, I.Mahotkin, A.Y.Rotman, G.V.Kolesnikov, I.V.Makovchuk // Lithos. 2009. 112S. Pp. 579–591.
- Teller J.T., Leverington D.W. and Mann J.D. Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last glaciation // Quaternary Science Reviews. 2002. 21. Pp. 879–887.

Геологическое строение, петрография и генезис кварцевого месторождения Гора Хрустальная (Средний Урал)

В.Н.АНФИЛОГОВ, Л.Я.КАБАНОВА, М.А.ИГУМЕНЦЕВА, Н.К.НИКАНДРОВА (Институт минералогии УрО РАН; 456317, Челябинская обл., г. Миасс, Ильменский заповедник).

Приведены новые данные по геологическому строению и петрографии кварцевого месторождения Гора Хрустальная. Детально изучена петрография и геологическое положение пегматоидов – специфических крупнокристаллических пород, залегающих на контакте кварцевого тела с вмещающими его диоритами и амфиболитами. Методом гомогенизации газово-жидких включений определен температурный интервал формирования месторождения равный 350–150°С. На основании полученных данных сделан вывод о гидротермально-метасоматическом генезисе месторождения.

Ключевые слова: кварц, пегматоид, геология, петрография, температура формирования.

Анфилогов Всеволод Николаевич Кабанова Лариса Яковлевна Игуменцева Мария Александровна Никандрова Надежда Константиновна



anfilogov@mineralogy.ru kablar@mineralogy.ru maria@mineralogy.ru nikandrova@ilmeny.ac.ru

Geological structure, petrography and genesis of Gora Chrustalnaya quartz deposit (Central Urals)

V.N.ANFILOGOV, L.YA.KABANOVA, M.A.IGUMENTSEVA, N.K.NIKANDROVA

New data on geological structure, petrography and formation temperature of Gora Chrustalnaya quartz deposit are presented. Detailed characteristic of pegmatoids, specific coarse-grained rocks exposed on the contact of quartz body and country rocks, is given. Formation temperature of the deposit is determined by homogenization of gas-liquid inclusions. The origin of the deposit is defined as hydrothermal-metasomatic.

Key words: quartz, pegmatoid, geology, petrography, formation temperature.

Месторождение Гора Хрустальная - одно из крупнейших месторождений кварца. Подробное описание месторождения приведено в монографии Э.Ф.Емлина и др. [3] и в работах Е.П.Мельникова и В.Д.Оболкина [4, 7]. По условиям образования Е.П.Мельников отнес кварц месторождения Гора Хрустальная к так называемому силекситовому типу. По мнению авторов, силекситовый кварц кристаллизовался из мономинерального кварцево-водного расплава при Т 1000°С и *Р* около 10³МПа. Согласно экспериментальным данным Г.К.Кеннеди, в этой области наблюдается полная взаимная растворимость кварца и воды [11]. Однако такие высокие параметры совершенно не согласуются с геологической позицией месторождения, глубина формирования которого не превышала 3 км [2, 3]. Это послужило основанием для того, чтобы еще раз рассмотреть особенности геологического строения месторождения, петрографию вмещающих пород и их взаимоотношение с кварцевым телом. Для оценки температуры образования месторождения определены температуры гомогенизации газово-жидких включений (ГЖВ) в кварце из кварцевого тела и в полевом шпате из пегматоида.

Геологическое строение месторождения Гора Хрустальная. Месторождение Гора Хрустальная расположено в юго-восточной части многофазного Верхисетского гранитного батолита на стыке Северского и Екатеринбургского плутонов [1], возраст которых равен 315 и 307 млн. лет (рис. 1). Месторождение представляет собой крупное, практически мономинеральное кварцевое тело размером 370×150 м в плане и 90– 190 м по вертикали, сложенное светло-серым, серым и молочно-белым кварцем [7]. Четкие контакты между этими разновидностями отсутствуют. Основная масса молочно-белого кварца расположена в западной части тела и приурочена к его контакту с гранодиоритами [7].

В геологическом строении месторождения принимают участие преимущественно изверженные горные породы различного состава и метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы силура. Изверженные породы представлены, главным образом, диоритами Северского массива и гранитами Екатеринбургского массива. Между диоритами и гранитами в виде узкой полосы шириной от 20 до 120 м сохранились метаморфизованные и гидротермально измененные вулканогенно-осадочные породы невьянской свиты (рис. 2). На вскрытом горными выработками и разведочными скважинами разрезе они представлены рассланцованными амфиболитами с массивной, гнейсовидной или линейно-параллельной текстурой.

Кварцевые диориты – среднезернистая и крупнозернистая, местами порфировидная порода с гнейсовидной текстурой. В шлифах структура породы гипидиоморфнозернистая, неравномернозернистая. Около 50% объема породы составляет плагиоклаз. В меньшем количестве находятся роговая обманка (20%), биотит (10%), кварц (10%), калиевый полевой шпат (8%) и акцессорные минералы (2%). На контакте диорита с кварцевым телом в диорите наблюдаются гнезда, сложенные крупнокристаллическим кварцем. Кварц серого цвета, местами дымчатый, прозрачный и полупрозрачный, представленный зернами удлиненно-призматической и шестоватой формы размером до 3 см.

Границы кварца с диоритом резкие. Местами части монокристальных зерен кварца внедряются в диорит, замещая зерна всех минералов диорита. На контакте с кварцевым телом диорит сохраняет только реликтовую структуру. Все первичные минералы полностью замещены вторичными. Состав измененного диорита: слюда (парагонит – 40%, биотит – 10%), кварц – 25%, альбит – 10%, калиевый полевой шпат – 5%, кальцит – 5%, титанит – 3%, эпидот – 2%.

Породы гранитной формации представлены биотитовыми гранитами Екатеринбургского массива, залегающими в восточной части месторождения непосредственно к востоку от полосы амфиболитов. Граниты образуют небольшой изометричной формы сателлит Верхисетского массива, большая часть которого расположена за пределами месторождения (см. рис. 1). На участке они представлены средне-крупнозернистой, местами порфировидной разностью, с вкрапленниками полевого шпата светло-серого цвета. Средний минеральный состав биотитовых гранитов, по данным И.Н.Бушлякова (1976): плагиоклаз – 43%, кварц – 27,3%, микроклин – 21,1%, биотит – 6%, мусковит – 1,5%, прочие – эпидот, магнетит, ильменит, циркон, сфен и др. – 1,2% [2].

Амфиболиты представлены макроскопически темно-серыми с зеленоватым оттенком породами с отчетливо проявленной полосчатостью. Полосы различаются разным содержанием роговой обманки и имеют типичный для амфиболита состав: роговая обманка – 60%, плагиоклаз – 30%, кварц – 10% или состоят из биотита и амфибола (биотит – 45%, роговая обманка – 15%, плагиоклаз – 30%, кварц – 10%). Полосы амфиболитового состава преобладают и количественно, и по мощности.

Встречаются амфиболиты с гнездами кварца и кварц-полевошпатового материала, которые отчетливо выделяются на фоне темного амфиболита. Границы их



Рис. 1. Схема геологического строения Верхисетского батолита [7]:

 1 – кварцевые диориты, одновозрастные (комагматичные) вулканогенным толщам островодужного типа; 2 – породы западно-верхисетского комплекса (тонталиты, трондьемиты);
 3 – породы верхисетского комплекса (гранодиориты, граниты); 4 – граниты аятского комплекса

подчеркнуты скоплениями биотита или биотита и эпидота, или одного эпидота.

Пегматоид. Характерными для месторождения Гора Хрустальная являются породы пегматоидного облика (пегматоиды), почти повсеместно развитые на контакте с кварцевым телом. Пегматоидом авторы называют пегматитоподобную крупнокристаллическую породу, сложенную крупными кристаллами полевого шпата,



Рис. 2. Геологический разрез месторождения Гора Хрустальная:

1 — отвалы карьера; 2 — осыпи; кора выветривания: 3 — площадная, 4 — линейная, связанная с тектонической зоной; 5 амфиболиты; 6 — диориты; 7 — граниты биотитовые; 8 — граниты мусковитовые; 9 — пегматоидные породы; 10 — слюдиты мусковитовые; 11 — кварцевые тела

мусковита и кварца. Пегматоид образует тела разной мощности на контакте с мономинеральным кварцевым телом. Порода имеет гипидиоморфную средне-крупнозернистую до гигантозернистой структуру, с прожилками и блоками кварца. В некоторых участках встречается новообразованный кварц и мелкочешуйчатый мусковит, агрегат которых создает лепидогранобластовую структуру. Количественный минералогический состав пегматоида, образованного на контакте с кварцевым диоритом, (в объемных долях %): плагиоклаз -35, калиевый полевой шпат – 25, кварц – 35, слюда – 5. Плагиоклаз (олигоклаз N 20-24) наблюдается в виде таблитчатых и призматических зерен с отчетливо проявленными полисинтетическими двойниками размером от 1 до 6 мм. Некоторые зерна содержат единичные чешуйки серицита, другие - полностью серицитизированы. Калиевый полевой шпат, представленный ортоклазом или микроклином, образует широкие таблицы размером до 6 мм, реже до 1,5 см. Кварц в породе имеет три генерации.

Кварц первой генерации наблюдается в виде идиоморфных или ксеноморфных зерен, местами сингенетичных плагиоклазу. Часть зерен кварца кристаллизуется одновременно с плагиоклазом, но большая часть образуется после плагиоклаза. Кварц второй генерации представлен зернами неправильной формы с зубчатыми границами, имеет волнистое погасание и часто замещает плагиоклаз и калиевый полевой шпат. В некоторых зернах наблюдаются реликты плагиоклаза и ортоклаза. Кварц третьей генерации входит в состав мирмикитов. Слюда в пегматоиде представлена парагонитом, который наблюдается в виде пластинок и табличек размером от 0,01 до 1,0 мм, бледно окрашенных, слабо плеохроирующих.

В восточном борту карьера, на контакте с амфиболитом, пегматоид представлен кварц-полевошпатовой, местами полностью каолинитизированной породой. В каолине сохраняются «желваки» серого и белого крупнозернистого кварца, часто с включениями розового полевого шпата (рис. 3). В шлифах калиевый полевой шпат наблюдается в виде крупных таблитчатых зерен микроклин-пертита, который замещается кварцем. Часто замещение осуществляется по трещинам или системам трещин (рис. 4, *a*).

Кварц месторождения Гора Хрустальная молочно-белый неравномерно зернистый или средне-крупнозернистый, сложенный зернами преимущественно неправильной формы размером от 3 мм до 1,5 см. В молочно-белом кварце наблюдаются участки, сложенные прозрачным кварцем. В шлифах кварц интенсивно деформирован. Структура его катакластическая, иногда фрагментарная. Размер зерен колеблется в широких пределах – от 0,01 мм до 1,2 см. Встречаются сложные двойники. Иногда по исходному кварцу развивается гранулированный кварц с размером зерен 0,01–0,05 мм. В зернах молочно-белого кварца отчетливо проявлена хрупкая и пластичная деформация.

Хрупкая деформация представлена внутризерновыми и межзерновыми трещинами, к которым приурочены отдельные цепочки и участки неправильной формы с разной степенью насыщенности ГЖВ. Содержание газово-жидких включений колеблется в пределах от 1 до 5% на 1 см² площади шлифа в разных частях зерен. Размер включений преимущественно 1-3 мкм, встречаются одиночные крупные включения до 7 мкм. Помимо внутризерновых и межзерновых трещин в полупрозрачных зернах присутствуют следы пластической деформации в виде широких полос темного цвета, по которым местами образуется гранулированный кварц с размером зерен до 0,05 мм. Новообразованный кварц характеризуется изометричной или округлой формой, однородным погасанием и практически не содержит газово-жидких включений и следов какой-либо деформации (см. рис. 4, б).

Серый крупнозернистый квари. Внешне кварц крупнозернистый, полупрозрачный, интенсивно деформированный, блокованный и разлистованный, с пятнами прозрачного кварца размером от 0,5 мм до 2,0 см. В шлифе кварцевый агрегат представлен зернами разной формы размером от 0,01 мм до 1,0 см. Следы плоскостей разлистования проявлены отчетливо и видны в шлифе в виде параллельных линий. Они разбивают индивиды кварца на слои или пластины разной ширины. Каждый слой интенсивно деформирован. Отчетливо проявлены следы хрупкой и пластической деформации. Хрупкая деформация представлена внутризерновыми, межзерновыми и трансзерновыми трещинами. Все они залечены, различаются по длине и форме проявления. В слоях большей мощности зерна кварца имеют размеры до 6 мм.

Внутризерновые трещины короткие, прямолинейные, местами извилистые, иногда пересекающиеся (см. рис. 4, *в*). Межзерновые трещины более длинные, часто ступенчатые. Трансзерновые трещины наиболее протяженные, часто извилистые, пересекают не только несколько зерен одновременно, но и полосы разлистования. К внутризерновым трещинам приурочены цепочки газово-жидких включений разной длины и степени насыщенности включениями. В одних зернах плотность ГЖВ около 0,1%, в других достигает 1–2% на 1 см² площади шлифа. Размер включений от 1 мкм до 10 мкм.

Пластическая деформация проявлена в зернах отчетливо и не зависит от мощности полос разлистования. В более широких слоях она представлена пересекающимися полосами пластической деформации, ширина которых обусловливает размер новообразованных зерен рекристаллизованного кварца. Такой кварц формирует цепочки и прослои, местами расчленяющими исходный кварц на фрагменты. В этих случаях возникает псевдопорфиробластовая структура с микрогранобластовой структурой основной ткани. Мелкозернистый новообразованный кварц характеризуется изометричной формой зерен, однородным погасанием, отсутствием газово-жидких включений и следов деформации. Чем больше зерен новообразованного кварца возникает в жильном кварце, тем прозрачнее выглядят участки в кварцевом штуфе.

Серый кварц интенсивно блокован. Блоки разного размера от 0,1×0,5 до 1,0×2,5 мм, преимущественно прямоугольной формы. При этом наблюдается одна или две системы границ блоков. Если присутствуют две системы границ блоков, то обычно они совпадают или параллельны плоскостям разлистования. Наряду с разлистованием и блокованием проявлен катаклаз, наблюдается брекчиевая текстура. В шлифе агрегат средне-крупнозернистого кварца, интенсивно блокован. В каждом блоке отмечается разлистование, подчеркнутое полосами деформации, которые часто находятся в комбинации с локальными трещинами. Системы полос разлистования субпараллельны. Наблюдаются три системы границ блоков: две из них совпадают или параллельны плоскостям разлистования. Границы третьей системы не совпадают с плоскостями разлистования, они менее правильные и расположены под углом к плоскости разлистования. По полосам деформации



Рис. 3. Крупные блоки кварц-полевошпатовых пород, в которых преобладает серый крупнокристаллический кварц

местами формируется новообразованный гранулированный кварц в виде тонких цепочек. Зерна новообразованного кварца мелкие, изометричной формы размером 0,01–0,05 мм, с прямолинейными границами и однородным погасанием. Гранулированный кварц не содержит ГЖВ и следов деформации. Некоторые блоки сложены более крупными зернами размером до 1,0–2,0 мм.

Нередко в сером крупнозернистом кварце встречаются обособления неправильной формы и линзовидные полосы прозрачного льдистого кварца, интенсивно разлистованного, иногда с прослоями молочно-белого непрозрачного кварца. Эти слои разлистования различной мощности и степени деформации отчетливо проявлены и в шлифах. Мощность слоев от 0,1 мм до 1,0 см. Каждый разлистованный слой содержит следы хрупкой и пластической деформации.

Содержание элементов-примесей в молочно-белом и сером кварце практически одинаково (табл. 1).

газово-жидких Температуры гомогенизации включений в кварце и полевом шпате. Температуры гомогенизации газово-жидких включений достаточно точно соответствуют температурам образования минералов, которые кристаллизуются из гидротермальных растворов. Сопоставление температуры гомогенизации газово-жидких включений в синтетическом кварце с температурой синтеза показало, что первичные ГЖВ вполне адекватно отражают состав минералообразующей среды и являются своеобразными «пробоотборниками», консервирующими материнский раствор [10]. Они позволяют достаточно надежно определить интервал температур, при которых происходило отложение кварца. Установлено, что поправки к температуре гомогенизации линейно возрастают с ростом давления и при давлениях до 90 МПа не превышают +50°С [8, 9]. Поэтому, анализируя состав и температуру гомогенизации ГЖВ, можно решить вопрос о составе минералообразующей среды и генезисе месторождения кварца.



Рис. 4. Замещение микроклина кварцем:

обр. Хр-14-14; с анализатором

Микротермометрические исследования газово-жидких включений выполнены в лаборатории геологического факультета Южно-Уральского государственного научно-исследовательского университета на микрокриотермостолике THMSG-600 (Linkam) с микроскопом Olympus, позволяющем производить измерения температур фазовых переходов в интервале от -196до +600°C. Управляющее программное обеспечение LinkSys V-2.39. Точность измерений $\pm 0,1$ °C в интервале температур от -20 до +80°C и ± 1 °C за пределами этого интервала.

Температуры гомогенизации определены в трех типах кварца: 1 – кварц из кварц-полевошпатового пегматоида, залегающего в контакте с основным кварцевым телом, 2 – серый крупноблочный полупрозрачный кварц и 3 – молочно-белый кварц. Кроме того, исследованы газово-жидкие включения в полевом шпате из пегматоида. Изучались двух- и трехфазные включения размером >5 мкм. Температуры частичной и полной гомогенизации фиксировались в момент исчезновения газового пузырька и до полного растворения солевой фазы в трехфазных ГЖВ при нагревании препарата в термокамере.

Кварц из пегматоида. В кварце из пегматоида замеры производились в двухфазных ГЖВ размером <5 мкм. Замерено 43 включения. ГЖВ в кварце пегматоида образуют густонасыщенные ленточные скопления и узкие цепочки, которые пересекаются или простираются параллельно, или расположены обособлено. Форма включений разнообразная: овальная прямоугольная, трапециевидная, трубчатая. Размеры включений в основном <5 мкм, поэтому определить температуру эвтектики в них невозможно.

В кварце из пегматоида установлено три интервала температур гомогенизации: 270–340°С (11включений); 200–270°С (19 включений) и 135–200°С (12 включений). Распределение температур гомогенизации представлено в табл. 2 и на рис. 5.

В калиевом полевом шпате изучены одиночные крупные флюидные включения (ФВ) и мелкие (<5 мкм), образующие густонасыщенные ленточные или неправильной формы поля. Проведены замеры в 41 включении и выделено 2 типа ГЖВ. Наиболее распространенные – двухфазные (водно-солевой раствор+газовый пузырек) и единичные трехфазные включения: темная жидкость+прозрачная светлая жидкость+подвижный газовый пузырек (2 включения). Для мелких ГЖВ характерна изометричная форма, для крупных – удлиненная прямоугольная, угловатая, редко овальная.

Образец																	
						(Светло	-серый	і кварц								
X-11-17	147,75	-	1,45	0,36	0,06	16,53	46,95	0,79	6,72	0,48	11,81	0,26	0,12	0,04	6,64	0,51	240,66
X-1-17/o	43,56	-	0,33	0,09	0,09	4,26	18,90	0,36	2,37	0,15	2,47	0,05	0,08	0,10	5,67	0,64	79,30
Серый прозрачный кварц																	
X-11-15	134,95	19,15	0,93	0,38	0,10	20,51	28,67	1,40	6,34	0,56	30,90	0,25	0,08	0,05	8,03	0,56	233,87
X-11-15/o	37,81	-	0,65	0,07	0,13	5,08	12,92	0,77	2,20	0,16	5,17	0,05	0,11	0,03	5,68	0,62	71,75
Молочно-белый кварц																	
X-11-8	184,06	21,78	2,49	0,52	0,14	20,55	37,59	1,72	9,82	0,58	22,07	0,36	0,27	0,06	7,71	1,75	289,85
X-1-8/o	51,83	-	0,31	0,10	0,12	5,90	3,37	1,97	2,31	0,14	17,37	0,12	0,10	0,04	5,16	2,91	91,96

1. Химический состав (ppm) кварца месторождения Гора Хрустальная

Примечание. Анализы выполнены на ИСП-АЭС спектрометре Varian 720-ES; аналитики: Р.Т.Зайнуллина и П.А.Ардышев; X-11-17 – исходный кварц, X-11-17/о – кварц глубокого обогащения.
Размеры ГЖВ составляют 5–10 мкм, газовые пузырьки занимают от 5 до 15% площади включения. Термометрические исследования для ГЖВ более 7 мкм показали, что гомогенизация основной массы включений происходила при T 250–300°С, два крупных включения (с газовым пузырьком до 50% от площади включения) гомогенизировались при T 310–315°С.

Серый, полупрозрачный квари выполняет основной объем кварцевого тела. В кварце этого типа изучены включения в трех образцах. В образце Хр-12-1 наблюдаются очень мелкие ГЖВ (1-2 мкм), расположенные как по границам зерен, так и одиночные. Форма включений в основном изометричная. Исследовано 10 включений. В образце Хр-11-7 проведены термометрические исследования в 43 флюидных включениях. Наиболее часто встречаются трубчатые ГЖВ (25 включений) до 7 мкм в длину и 1,5 мкм в ширину, направленные в одну сторону с температурой гомогенизации от 170 до 287°С. Гомогенизация происходит в жидкую фазу, даже если газовый пузырек занимает 50% от объема включения. В образце ГХ-13-14 исследовано 15 включений. В основном это удлиненные трубчатые включения размером от 1 до 7 мкм, образующие цепочки и изометричные включения размером от 1,5 до 3 мкм, создающие поля из включений, и три двухфазных включения. Включения гомогенизировались в жидкую фазу. Встречено одно ГЖВ размером 10×14 мкм с газовым пузырьком, занимающим до 50% от площади включения, термические исследования которого позволили отнести его к 3 типу гомогенизации (гомогенизация с критическими явлениями, характерная для флюидов, имеющих критическую плотность растворов солевой системы).

Молочно белый квари. В молочно-белом кварце исследованы флюидные включения, образующие пунктирно-точечные и ленточные протяженные цепочки, приуроченные к трещинам, облачные скопления вокруг пересечения трещин и единичные включения, приуроченные к зонам роста. Выделено 2 типа газово-жидких включений: трехфазные включения и наиболее распространенные двухфазные (водно-солевой раствор+газовый пузырек). Форма включений: трубчатая, удлиненная с отростком, изометричная, угловатая и форма отрицательного кристалла; размеры включений 5-10 мкм (см. табл. 2). При нагревании трехфазные ГЖВ гомогенизировались в 2 этапа: 1 – исчезновение пузырька газа (частичная гомогенизация) при температурах 24-31°С (в среднем 27°С), 2 – растворение солевой фазы при температурах от 270 до 320°С. Для двухфазных ГЖВ установлено три интервала температур гомогенизации: 150-200°С, 210-270°С и 290-350°С. Криотермометрические данные представлены в табл. 2 и отображены на рис. 5.

Генезис месторождения Гора Хрустальная. Изложенные результаты изучения геологического строения месторождения Гора Хрустальная, петрографии и 2. Результаты криотермометрических исследований ГЖВ в кварце

Образны	Температура							
Кварц из	пегматоида							
	200–270 (19)							
Xp-2-3	270–340 (11)							
	135–200 (12)							
Калиевый полевой	шпат из пегматоида							
	150–200 (6)							
Vn 12 6	200–250 (20)							
хр-13-0	250-300 (9)							
	300-315 (2)							
Серый полупр	оозрачный кварц							
	150-200							
Xp-12-1	200–270 (1)							
	270-340 ?							
	150-200 (11)							
Vn 11 7	200–270 (29)							
Ар-11-7	270–340 (6)							
	340-380 (2)							
	150-200 (6)							
ГХ-13-14	200–270 (5)							
	371 (1)							
Молочно-	белый кварц							
	24-31 (частичная)							
	270-320 (4) (полная)							
Xp-12-2	150-200 (25)							
	210-270 (46)							
	290-350 (8)							

Примечание. Анализы выполнены в микрокриотермокамере THMSG-600 (Linkam) с микроскопом Olympus: аналитик Н.К.Никандрова; в скобках указано число измерений.

температур гомогенизации газово-жидких включений позволяют определить основные особенности процесса формирования этого уникального месторождения кварца. При внедрении более молодого Екатеринбургского массива биотитовых гранитов на его контакте с Северским массивом образовалась зона интенсивной трещиноватости пород мощностью более 100 м. В этой зоне сохранилась узкая полоса амфиболитов, которая на западе контактировала с кварцевыми диоритами, а на востоке – с биотитовыми гранитами Екатеринбургского массива. В результате неравномерного прогрева пород в зоне трещиноватости возникла конвективная циркуляция флюида, в которой происходил вынос кремнезема из области высоких температур и его отложение при понижении температуры.

При формировании месторождения одновременно протекали два процесса. В зоне трещиноватости происходило отложение кварца в виде мономинеральных кварцевых жил. Одновременно, при фильтрации раствора, из которого отлагался кварц, в диориты и амфиболиты,



Рис. 5. Распределение температур гомогенизации ГЖВ:

a — в кварце из пегматоида; б — в калиевом полевом шпате из пегматоида; b — в сером полупрозрачном кварце; z — в молочно-белом кварце; d — интегральная кривая распределения температур гомогенизации

на их контакте с кварцем формировался слой метасоматического пегматоида, замещающего диориты и амфиболиты. Этот слой представлял собой внешнюю зону метасоматической колонки, минеральный состав которой определялся составом замещаемых пород. По мере развития процесса пегматоид постепенно замещался кварцем.

Процесс замещения начинается с образования в полевом шпате округлых скоплений кварца и завершается полным замещением полевого шпата. Подобные метасоматические образования описаны в монографии [6]. В последующем происходила перекристаллизация кварца и очистка его от включений полевого шпата. В итоге было сформировано крупное мономинеральное тело кварца, сложенное крупноблочным и молочно-белым кварцем. Процесс формирования месторождения начался при *T* 350–400°C и завершился при *T* около 150°C.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–28.
- Бушляков И.Н., Соболев И.Д. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верхисетского массива. – М.: Наука, 1976.
- Емлин Э.Ф., Синкевич Г.А., Якшин В.И. Жильный кварц Урала в науке и в технике. – Свердловск: Средне-Уральское кн. изд-во, 1988.
- Мельников У.П., Оболкин В.Д., Евстропов А.А. Месторождение жильного кварца Гора Хрустальная // Советская геология. 1981. № 6.С. 36–39.
- Мельников Ф.П., Прокофьев В.Ю., Шатагин Н.Н. Термобарогеохимия. – М., 2008.
- 6. Никаноров А.С. Гранитные пегматиты. М.: Недра, 1979.
- Оболкин В.Д., Мельников Е.П., Евстропов А.А. Вещественный состав силексита месторождения Гора Хрустальная (Средний Урал) // Известия АН СССР. Сер. геологическая. 1981. № 6. С. 119–129.
- Поленов Ю.А. Эндогенные кварцево-жильные месторождения Урала. – Екатеринбург, 2008.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С. Геодинамические условия формирования гранитоидов Верхисетского батолита (восточный склон среднего Урала) // Доклады Академии наук. 2013. Т. 451. № 1. С. 65–67.
- Хетчиков Л.Н., Дороговин Б.А., Самойлович Л.А. Зависимость поправки к температурам гомогенизации и взрывания газово-жидких включений в минералах от давления, плотности и состава растворов // Геология рудных месторождений. 1968. Т. Х. № 3. С. 87–97.
- Шапошников А.А., Ермаков И.П. О величине расхождения температур гомогенизации газово-жидких включений с истинными температурами кристаллизации консервирующего их искусственного кварца // Минералогическая термометрия и барометрия. Т. I. – М.: Наука, 1968. С. 95–102.
- Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignana-Siena. 1994. Pp. 117–130.
- The upper three-phase region in the system SiO₂-H₂O / G.C.Kennedy, C.J.Wasserberg, H.C.Heard, R.C.Newton // Amer. J. Sci. 1962. Vol. 260. Pp. 501–521.

УДК 551.762 (571.56) © В.С.Гриненко, В.Г.Князев, 2017

Нижняя—средняя юра Якутского погребенного сводового поднятия, Тукуланского выступа и Лунгхинско-Келинской впадины: расчленение разрезов и их корреляция

В.С.ГРИНЕНКО, В.Г.КНЯЗЕВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39).

Изложены современные представления о расчленении нижней-средней юры в пределах Якутского погребенного сводового поднятия, Тукуланского выступа и прилегающей части Лунгхинско-Келинской впадины. Корреляция геологических тел базируется на основе принципиально новой двусторонней стратиграфической схемы верхнетриасовых-юрских отложений востока Сибирской платформы и складчатого обрамления. Изученный интервал представлен нижней частью лаптевского (T₃r²-J₃v³) подкомплекса. Анализ палеонтологических остатков, а также ревизия их вертикальной последовательности в разрезах изученного интервала (междуречье Вилюй-Лена-Алдан) позволяет подтвердить правомерность расширения радиуса действия на западную периферию Восточно-Сибирской структурно-фациальной области установленных в Сибири региональных горизонтов.

Ключевые слова: Сибирская платформа, Вилюйская синеклиза, Алданская антеклиза, Предверхоянский краевой прогиб, Якутское погребенное сводовое поднятие, Тукуланский выступ, Лунгхинско-Келинская впадина, верхоянский терригенный комплекс, лаптевский подкомплекс.

Гриненко Виталий Семенович Князев Валерий Георгиевич



grinenkovs@diamond.ysn.ru knyazev@diamond.ysn.ru

The Lower–Middle Jurassic of buried Yakutian arched uplift, Tukulan protrusion and the Lungkha-Kelin basin: differentiation of sections and their correlation

V.S.GRINENKO, V.G.KNYAZEV

Present views of the differentiation of the Lower–Middle Jurassic within the buried Yakutian arched uplift, Tukulan protrusion, and the adjacent part of the Lungkha-Kelin basin are given. Correlation of geological bodies is based on a fundamentally new two–sided stratigraphic sketch map of the Upper Triassic-Jurassic rocks in the northern Siberian platform and its folded framing. The studied interval includes the lower part of the Laptev $(T_3r^2-J_3v^3)$ subcomplex. The analysis of paleontological remains and revision of their vertical remains in the sections of the studied interval (Vilyui–Lena–Aldan interfluves) confirms the extension of the radius of action of the regional horizons established in Siberia into the western periphery of the East Siberian structural-facies area. *Key words*: Siberian platform, Vilyui syneclise, Aldan anteclise, pre-Verkhoyansk foredeep, Yakutian buried arched uplift, Tukulan protrusion, Lungkha-Kelin basin, Verkhoyansk terrigenous complex, Laptev subcomplex.

Восток Сибирской платформы привлекает внимание исследователей как одна из крупнейших территорий Северо-Востока Азии, потенциально перспективная в отношении нефтегазоносности. Проведенные в 1991–2015 гг. на этой, в большинстве своём, закрытой территории Восточной Сибири картосоставительские, издательские [4–8, 15 и др.], геолого-поисковые и геологоразведочные [16, 18 и др.] работы, сейчас требуют разработки высокоразрешающих порайонных стратиграфических схем нового поколения. Анализ стратиграфической полноты в распределении различных видов фауны в нижне- и среднеюрских отложениях этого столь обширного региона показывает, что здесь, в вертикальном разрезе, прослеживается практически вся последовательность морской юрской макрофауны изученного интервала Сибири. Комплексный анализ литостратиграфических разрезов позволил уточнить стратиграфическое положение и объем выделяемых на востоке платформы литостратиграфических подразделений, проследить и оконтурить их площадные границы в пределах Якутского погребенного сводового поднятия, Тукуланского выступа и Лунгхинско-Келинской впадины. Оказалось, что изученный интервал севера Сибири и востока Сибирской платформы имеет весьма сходное (по типам структуры и фациям литостратиграфии) строение и практически близкий



состав комплексов макрофауны. Основываясь на довольно сходной литостратиграфической конструкции порайонных стратиграфических схем Западной Сибири, можно предположить близкий «сибирскому» характер седиментогенеза в большинстве районов не только востока Сибирской платформы, но и в её складчатом обрамлении, что дает основание в рубежах раннейсредней юры рассматривать историю развития этих обширных внутриконтинентальных осадочных бассейнов в едином контексте. Для достоверности выделения, расчленения геологических тел и их корреляции в ходе сопоставления опорных разрезов в статье приведена палеонтологическая характеристика, выявленная в некоторых стратонах лаптевского подкомплекса (T₂r₂-J₂v) верхоянского терригенного комплекса (C₁v-J₂v). Установлено, что для определенного структурно-фациального района она является эталонной, что позволяет авторам данной публикации по таким комплексам фауны проводить межрегиональные корреляции. В ходе выполненных межрегиональных корреляций использованы «сибирские» региональные стратиграфические подразделения. Порайонное сопоставление местных подразделений и структурно-фациальное районирование проведено с применением «сибирских» региональных стратонов, что соответствует конструкциям региональных стратиграфических схем для Западной и Восточной Якутии [20-22].

Региональные стратиграфические подразделения. На востоке Сибирской платформы и в складчатом её обрамлении изученный интервал характеризует собой единый этап формирования Арктического супербассейна, охватывающего территорию Западно-Сибирской плиты, Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой области. Выделенные на востоке древней платформы (западная периферия Восточно-Сибирского осадочного бассейна) местные стратиграфические подразделения нижней–средней юры скоррелированы с помощью «сибирских» горизонтов (от зимнего до малышевского включительно) [3, 16, 20 и др.]. Региональные горизонты Сибири использованы в рамках каркаса новой двусторонней региональной стратиграфической схемы Восточно-Сибирского осадочного бассейна [13]. Положение границ ряда горизонтов относительно подразделений общей стратиграфической шкалы подтверждено новыми биостратиграфическими данными [9, 10, 12, 14 и др.]. Расширение радиуса действия «сибирских» региональных горизонтов и на складчатое обрамление востока Сибирской платформы обусловлено единством этапов осадконакопления Восточно-Сибирского осадочного бассейна, отражающего эвстатические колебания Арктического супербассейна [17].

Структурно-фациальное районирование. Структурные элементы востока Сибирской платформы – Якутское погребенное сводовое поднятие, Тукуланский выступ и Лунгхинско-Келинская впадина [2, 4–8 и др.], в соответствии с принятым районированием местных стратонов верхнетриасовых–юрских отложений [13, 20], пространственно расположены в Лено-Алданской и Предверхоянской структурно-фациальных зонах Восточно-Сибирской структурно-фациальной области. Структурно-фациальное районирование отвечает конструкции двусторонней региональной стратиграфической схемы, основанной на генезисе отложений, стратиграфической полноте разрезов и их мощности [11, 20, 21].

Структурные элементы платформы и местные литостратиграфические подразделения. В результате анализа результатов бурения глубоких скважин (на нефть и газ) в Вилюйской синеклизе, на Алданской антеклизе и в Предверхоянском краевом прогибе и новой ревизии имеющегося геолого-геофизического материала по площадям бурения (в том числе и кернового материала, подкрепленного биостратиграфическими данными [12]), были увязаны местные литострати-

Рис. 1. Корреляция разрезов юрских отложений в междуречье Ханчалы, Кенкеме, Лена, Татта и местоположение опорных скважин в пределах Вилюйской синеклизы, Алданской антеклизы и Якутского погребенного сводового поднятия. По работам [2, 7], с изменениями и дополнениями, масштаб 1:4 000 000:

1 – угли; 2 – аргиллиты; 3 – алевролиты; 4 – песчаники; 5 – конгломераты; 6 – известняки; 7 – доломиты; 8 – мергели; 9 – доломиты с ангидритом; 10 – породы кристаллического фундамента; 11 – внемасштабные прослои или закономерное чередование: *а* – углей, *б* – аргиллитов, *в* – алевролитов, *г* – песчаников, *д* – конгломератов; 12 – забой скважины (глубина в метрах); 13 – прослои конгломератов и валунно-галечного материала; 14 – крупные линзы галечников, гравелитов и конгломератов; 15 – отдельные включения галек; 16 – микрофауна; 17 – фауна беспозвоночных; 18— листовая флора; 19— акритархи; 20— скелетная проблематика; 21— стратиграфический перерыв; 22— линии корреляции стратиграфические; 23 – местоположение опорных скважин: 1 – Уордахская площадь, скв. 1-К, 2 – Кенкеменская площадь, скв. К-1, 3 – Якутская опорная Р-1, г. Якутск, 4 – пос. Техтюр, скв. 1-К, 5 – пос. Чурапча, скв. 11; структурные элементы Сибирской платформы: 24 – І порядка: ВС – Вилюйская синеклиза, АА – Алданская антеклиза, ПКП – Предверхоянский краевой прогиб, 25 – ІІ порядка: КП – Китчанский выступ, ЛКВ – Лунгхинско-Келинская впадина, ТВ – Тукуланский выступ, ЯПСП – Якутское погребенное сводовое поднятие; надпорядковые структуры: СП – Сибирская платформа, ВКСО – Верхояно-Колымская складчатая область; разрезы 1–4 составлены по скважинам, пробуренным ПГО «Якутскгеология» и ПГО «Ленанефтегазгеология»; в разрезах 3 и 4 J.*tn* – тюнгская свита, обозначенная в колонке подразделений на рис. 2; разрез 5 – по данным бурения скважины ЦГСЭ ЯТГУ; здесь и далее на рисунках 2–4: стратиграфическое расчленение проведено по совокупности промыслово-геофизических, геологических и палеонтологических данных; вертикальный масштаб колонок 1:20 000

графические подразделения, выявленные в естественных разрезах обнажений и интерпретированные по керну разрезов колонкового бурения. Это позволило с использованием методических приемов бассейновой тектоники корректно подойти к расшифровке специфики формирования изученного интервала осадочного чехла в пределах Якутского погребенного сводового поднятия и Тукуланского выступа, а также крупной – II порядка отрицательной структуры платформы – Лунгхинско-Келинской впадины (в некоторых работах фигурирует как отрицательная структура не только Вилюйской синеклизы, но и Предверхоянского краевого прогиба [8, с. 249]). Впадина была окончательно сформирована в позднем мезозое. Её породы, в целом по разрезу, представлены терригенными горизонтами (грубо- и мелкообломочными аллювиальными и прибрежно-морскими) базальных конгломератов, перемежающимися с песчаными и глинистыми слоевыми фациями морского, прибрежно-морского и континентального генезиса. Разновозрастные фации изученного интервала, в большинстве своем, в подошве непосредственно взаимодействуют с породами более ранних этапов седиментогенеза. Скорость их аккумуляции, вероятнее всего, в ранние этапы своего становления и последующей эволюции депрессии, была зависима от скорости вертикальных движений блоковых структур фундамента и связанных с этой тектонической обстановкой процессов деструкции. Не исключено, что процессам деструкции были подвержены в палеобассейне и объекты с высокими значениями петроплотносной массы, свойственные кристаллическим породам (Якутское погребенное сводовое поднятие), породы склонов блоковых структур и поверхности их кровли (Тукуланский выступ), пространственно оконтуренных (по геолого-геофизическим данным и глубокому бурению) в Алданской ветви краевого прогиба. Само положение депрессии среди положительных структур жесткого комплекса основания платформы создало своеобразные условия для проявления процессов лавинного седиментогенеза на склонах этих поднятий в практически замкнутом пространстве относительно глубоководной впадины палеобассейна. В ней специфика аккумуляции осадков в юрское время проявилась в формировании своеобразных циклично построенных литостратиграфических тел (в виде осадочных призм), проградирующих с запада на восток Лунгхинско-Келинской впадины. В описываемом случае такими телами являются стратифицированные серии разнофациальных пород с наборами свит, генетически связанных между собой и закономерно сменяющих друг друга как по вертикали, так и по латерали. Вертикальные границы этих серий преимущественно контрастные, чаще совпадают со стратиграфическими несогласиями (рис. 1-4, скважины: Уордахская 1, Кенкеменская 1, Якутская опорная 1, п. Техтюр, 1-К; п. Чурапча, 11, Ивановская параметрическая, Хара-Алданская Р-1, Сангарская Р-4; обна-

78

жения: Табагинский мыс, реки Чечума, Тенкиче и др.).

Геологические тела с местными географическими названиями и их корреляция. В пределах Якутского погребенного сводового поднятия, Тукуланского выступа и Лунгхинско-Келинской впадины в нижней юре развиты геттанг-плинсбахские: покровская (Лено-Вилюйский район) [11] и хандыгская (Средне-Алданский район) [10] стратифицированные серии (Лено-Алданская СФЗ) [13] (см. рисунки 1, скважины 3-5 и 2, скважины 1, 2). Серии в низах сложены полифациальными, преимущественно континентальными отложениями - укугутской свитой (присутствуют маломощные уровни прибрежно-морских слоев с Cardinia ex gr. consinna Sow. [8, с. 144]), согласно перекрытой в Лено-Вилюйском и Средне-Алданском районах позднеплинсбахскими телами морского генезиса: тюнгской и красноалданской свитами (стратиграфический объем серии – зимний, левинский, шараповский горизонты Сибири). Важно отметить, что укугутская свита, выделяемая в прибортовой части (юго-запад и юго-восток) Вилюйской синеклизы (в объеме геттанг-низы верхнего плинсбаха) [21], имеет преимущественно аллювиальный генезис и представлена в низах разреза обычно конгломератовой пачкой (с обломками углефицированной древесины и желваками марказита), а выше - песчаниками и крупнозернистыми алевролитами с прослоями и пачками аргиллитов. В этом геттанг-нижнеплинсбахском геологическом теле на всей территории прибортовой зоны и в центральной части Вилюйской синеклизы в основании разреза выделяется пачка морских геттангских аргиллитов (20-30 м). Она служит хорошим реперным трансгрессивным глинистым уровнем: в разрезах глубоких скважин, где она присутствует в виде сплошного горизонта или слоевых реликтов, по подошве этих относительно мощных юрских аргиллитов между местными стратиграфическими подразделениями триаса и юры четко проводится граница двух систем. Стратиграфический объем указанных серий в рубежах геттанга-плинсбаха соответствует (при порайонной корреляции) в Жиганском районе морской глинисто-алевролитовой моторчунской, а в Хапчагайском районе - прибрежно-морской кызылсырской свитам. В конце 1980-х годов в Алданской ветви краевого прогиба Ивановской параметрической скважиной были вскрыты в интервале 2897-2491 м породы нижней-средней юры, и, по аналогии с разрезами осадочного чехла центральной части Вилюйской синеклизы, характер седиментогенеза нижней юры был определен палеоботаниками как «сугубо платформенный» [1, с. 49]. Отсутствие в керне Ивановской параметрической скважины верхнего лейаса - сунтарской свиты (региональный маркирующий глинистый флюидоупор) и установленные «платформенные» условия аккумуляции осадков (в интервале глубин 2719-2725 м, охватывающем верхнюю часть нижней юры), основывались на спорово-пыльцевом комплексе (СПК),



Рис. 2. Корреляция разрезов юрских отложений в Лено-Амгинском междуречье и местоположение опорных скважин и естественных обнажений в пределах Якутского погребенного сводового поднятия. *Масштаб* 1:4 000 000:

алевролиты: 1 – мелкозернистые, 2 – крупнозернистые; 3 – песчаники; 4 – известняки; 5 – доломиты; 6 – известняки глинистые; доломиты: 7 – глинистые, 8 – с ангидритом; известняки: 9 – органогенные, 10 – песчанистые, 11 – окремненные с отдельными включениями галек кремня; 12 – породы кристаллического фундамента; 13 – забой скважины (глубина в метрах); 14 – отдельные включения галек; 15 – фауна беспозвоночных; 16 – микрофауна; 17 – водоросли; 18 – хиолиты; 19 – скелетная проблематика; 20 – акритархи; 21 – внемасштабные прослои галечников, гравелитов и конгломератов; 22 – стратиграфический перерыв; 23 – линии корреляции стратиграфические; 24 – местоположение опорных скважин: 1 – пос. Мая, скв. К-1, 2 – Табагинская, скв. К-25, 4 – Нижнеамгинская, скв. Р-1); 25 – местоположение естественных обнажений: 3 – р. Лена, Табагинский мыс; надпорядковые структуры: СП – Сибирская платформа; структурные элементы Сибирской платформы: 26 – I порядка: ВС – Вилюйская синеклиза, АА– Алданская антеклиза, 27 – II порядка: ЯПСП – Якутское погребенное сводовое поднятие; разрезы 1, 2, 4 – составлены по данным бурения скважин геологоразведочными предприятиями Якутского ТГУ и ПГО «Ленанефтегазгеология»

	APXEЙ	IIPOTE- PO30Й															¥.	KPOTEMA
		верх- ний						Ф	A	H	Е	P (3	0	Й		e	OHOTEMA
1 2 3 4 5			IIAJIE03(ЙСКАЯ						M	m	3 0	0 Ň	C	K A	В		PATEMA
1 1 1 1 1 1 1 1 1 1			TIEPM- CKAA	L	РИАС	RAAC			Q	Р	K	АЯ		N	[ЕЛ() B A 5		NCTEMA
7 8			нижн верх.	нижин	ий	CPEAHI	AIЙ BEPY		АЖНИЙ. РЕЛНИЙ	CPE	рний	BEF	хний	H	ижний		іжний. РХНИЙ	OTHEJI
<u>6</u> 6			Кунгур Татарский	Индекий		Оленёк-	Анизий- ский – Нопийский	Геттанг- ский – Плинсба- хский	Тоарский- Ааленский	Ааленс- кий – Батский	Батский- Келловеј ский	Оксфорл ский	Кимерид- жский- Волжский	Берриас- ский – Барремс- кий	Аптский	Альбский	Сеноман- ский	RPVC
<u> </u>				BI	Ъ	Х	0	L R	н	К	И	й					K	OMILJEKC
-∂									ЛА	пт	BC	КИЙ					X	ПОД- OMILJEKC
6									Джиким	цинская J ₁	h (zp	чумская	$J_{2,3}\check{c}\check{c}$					СЕРИЯ, ИНДЕКС
			Нерская	Неджели- нская сказ	-нижина	Моном-	Гулгур- ская	Кызыл- сырская	Сунтар- ская	Якутска	(Нижневи люйская	. Марыкча- нская	Бергенн- ская	Батылых- ская	Эксенях- ская	Хатыры- А кская но	графе- эвская	СВИТА
9 10 11 12 13	AR	PR_2 ?	P ₁₋₃ nr	T, nd J	148	L ¹ mn	$\Gamma_{_{1:3}} d$	J ₁ kz	J ₁₋₂ Sn	J2 jak	J ₂ nv	J ₃ mr	J ₃ br	K _i bt	Kı ex	K, ht k	61-2 ag	индекс
 14 15 ● 16 17 18 			People	T ₃ - J ₁ k														
	4 NF 3625	T ₁ tg T <u>1 nd</u>	$\mathbf{T}_{1_{23}b}$	анта (5, 1 2 J, el	$J_2 na$ J_1bb J_1sm	↓ <i>пv</i> Іаледная свита	J ³ mr	J ₃ br	`_	ı ۲	bt	`	, Kı ex	``	K ₁ ht		400 —	
HIM IKB	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + +																2	
]®_+]	ſ			.]]]]				
		Kłoł	пкнонюрси	ая Т ₃ - J ₁ k	k	Серия, индекс	3003	\ \	K	bt		K	, ex	K ₁ K	t 1			
	$T_3 ms$	T ₃ - J ₁ k	p	I ₁ el	J ₁ bb Lsm	Индекс	•••	· · ·	· · ·	• •	•••			• • • • • •	····			
TB TB	Муосучанская	Кыбыттыгас- ская		Элюндженская	Байбыканская Семильинская	Свита				0.0.0.0.0				· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		1		

0

80 km

состав которого палеоботаниками был обозначен «...как характерный для нижнего и среднего лейаса». По разрезу, в интервале глубин 2709-2491 м, в глинисто-песчаных отложениях, был выделен еще один спорово-пыльцевой комплекс, характеризующий позднеааленский-батский временной интервал формирования юры в Вилюйской синеклизе. Эти данные, полученные в то время, позволили обосновать [1, с. 54] правомерность использования в Алданской ветви краевого прогиба (для целей бурения и глубинного картирования) стратиграфическую схему, в которой рубежам нижней части погребенного разреза средней юры было присвоено название «сугджинская свита». Эта свита развита в обнажениях района с. Охотский Перевоз и прослеживается по долинам правых притоков р. Алдан (бассейн р. Сугджа), а также в обрамлении Кыллахского поднятия, вдоль западных отрогов хр. Сетте-Дабан, на югозападном склоне Якутского погребенного сводового поднятия [6, 7]. Сугджинская свита по сборам Ю.Л.Сластенова и В.С.Гриненко охарактеризована на р. Алдан двустворками Arctotis lenaensis (Lah.), Mytiloceramus cf. provincialis Kosch. и др. (определения В.Г.Данилова, возрастной диапазон свиты поздний аален-бат [15]). На самом же деле (как показывают результаты комплексной интерпретации геологических и геолого-геофизических материалов, увязанных с керном глубокого бурения в Лунгхинско-Келинской впадине (интервал 2897-2709 м), с материалами по береговым обнажениям в районе Тукуланского выступа), на её пологом юго-западном крыле (Ленская ветвь краевого прогиба), развита совсем другая последовательность геологических тел. Она свойственна не «платформенной» (имеются ввиду континентальные условия осадконакопления), а «бассейновой» седиментации, и принята авторами, так как в скважине близка по своей структуре и литологической характеристике разрезу кюнкюнюрской серии северо-восточного крыла Лунгхинско-Келинской впадины (стратиграфический объем серии: верхний рэт-верхний плинсбах). Этот разрез включает (снизу вверх): кыбыттыгасскую, елюндженскую, семидьинскую и байбыканскую свиты [13]. Кюнкюнюрская серия трансгрессивно, с размывом (выпадает глинистая пачка верхнего лейаса), перекрыта (Ивановская скв., интервал 2709-2491 м) песчаниками средней юры, в данном случае – среднеюрской наледной (см. рис. 3, скв. 2) свитой. В пределах Тукуланского выступа (р. Байбыкан) в верхах плинсбахской байбыканской свиты (по сборам в разные годы В.Н.Андрианова, Ю.Л.Сластенова, В.С.Гриненко) определены (И.И.Тучковым и В.Г.Князевым) остатки аммонитов Amaltheus margaritatus Montf., а в вышезалегающей наледной свите выявлены (по сборам В.С.Гриненко, В.Б.Петрова) двустворки Arctotis lenaensis (Lach.), A. sublaevis Bodyl., Retroceramus ex gr. lucifer (Eichw.), R. clinatus (Kosch.) (определения В.Б.Петрова и Б.Н.Шурыгина) и белемниты Hastites sp. (определения Т.И.Нальняевой) (возрастной диапазон свиты поздний аален-бат [20]). Кюнкюнюрская серия пологого юго-западного и, более крутого, северо-восточного крыльев Лунгхинско-Келинской впадины сопоставляется с лунгхинской (стратиграфический объем: верхний рэт-верхний плинсбах) серией, состоящей (снизу вверх, Усть-Вилюйский район) из кыбыттыгасской, усть-вилюйской и долгайской свит. Эти подразделения также коррелируются с морской дьабдинской (стратиграфический объем: верхний рэт-верхний плинсбах) серией Китчанского поднятия, сложенной в низах полифациальными отложениями прибрежно-морской кыбыттыгасской свиты (верхний рэт-геттанг-нижний синемюр) и перекрытой геологическими телами верхнего синемюра-плинсбаха (снизу вверх) – иркинской, некунской, ольченской, сугуланской и намыкытской свитами. Кроме того, выделенные в интервале 2491-2000 м верхнеюрские отложения, залегающие на охарактеризованных выше породах средней юры, по своей каротажной характеристике идентичны отложениям верхней юры Усть-Вилюйского района. Эта часть разреза скважины подразделяется на три свиты: нижневилюйскую (86 м), марыкчанскую (112 м) и бергеинскую (293 м) (см. рис. 3, скв. 2). Сопоставление изученного интервала нижней-средней юры северо-восточной прибортовой зоны Лунгхинско-Келинской впадины с её юго-западным крылом и увязка

Рис. 3. Корреляция разрезов юрских отложений в бассейне р. Алдан и местоположение опорных скважин в пределах Лунгхинско-Келинской впадины и Тукуланского выступа. *Масштаб* 1:4 000 000:

1 – угли; 2 – аргиллиты или алевролиты мелкозернистые; 3 – алевролиты крупнозернистые; 4 – песчаники; 5 – кристаллические породы фундамента; 6 – внемасштабные прослои или закономерное чередование слоёв: *а* – углей, *б* – аргиллитов или алевролитов мелкозернистых, *в* – алевролитов крупнозернистых, *г* – песчаников; 7 – пункты отбора керна (слева) и забой скважины (глубина в м); 8 – забой скважины (глубина в м); 9 – маломощные прослои и линзы конгломератов; 10 – линзы гравелитов; 11 – отдельные включения галек; 12 – споры и пыльца; 13 – листовая флора; 14 – стратиграфический перерыв; 15 – линии корреляции стратиграфические; 16 – местоположение опорных скважин: 1 – Хара-Алданская площадь, скв. Р-1, 2 – Ивановская площадь, параметрическая скв. 1; структурные элементы Сибирской платформы: 17 – I порядка: ВС – Вилюйская синеклиза; АА – Алданская антеклиза, ПКП – Предверхоянский краевой прогиб, 18 – II порядка: КП – Китчанский выступ, ЛКВ – Лунгхинско-Келинская впадина, ТВ – Тукуланский выс туп, ЯПСП – Якутское погребенное сводовое поднятие; надпорядковые структуры: СП – Сибирская платформа, ВКСО – Верхояно-Колымская складчатая область; разрезы 1, 2 составлены по данным бурения скважин геологоразведочными предприятиями Якутского ТГУ и ПГО «Ленанефтегазгеология»



Рис. 4. Корреляция разрезов юрских отложений в Лено-Алданском междуречье и местоположение опорных скважин и естественных обнажений в пределах Китчанского поднятия и Лунгхинско-Келинской впадины. *Масштаб* 1:4 000 000:

1 – угли; 2 – аргиллиты или алевролиты мелкозернистые; 3 – алевролиты крупнозернистые; 4 – песчаники; 5 – песчаники кварцитовидные; 6 – внемасштабные прослои или закономерное чередование слоёв: а – углей, б – аргиллитов и алевролитов мелкозернистых, в – алевролитов крупнозернистых, г – песчаников; 7 – тектонический контакт; 8 – пункты отбора керна (слева); 9 – забой скважины (глубина в м); 10 – отдельные гальки; 11 – щебень, валуны; 12 – споры и пыльца; 13 – фауна беспозвоночных; 14 – листовая флора; 15 – маломощные прослои и линзы конгломератов; 16 – линзы щебня, валунов; 17 – стратиграфический перерыв; 18 – линии корреляции; местоположение: 19 – скважины: 1 – Сангарская площадь, скв. Р-4, 20 – естественных разрезов: 2 – р. Чечума, 3 – р. Тенкиче; структурные элементы Сибирской платформы: 21 – I порядка: ВС – Вилюйская синеклиза, АА – Алданская антеклиза, ПКП – Предверхоянский краевой прогиб; 22 – II порядка: КП – Китчанский выступ, ЛКВ – Лунгхинско-Келинская впадина, ТВ – Тукуланский выступ, ЯПСП – Якутское погребенное сводовое поднятие; надпорядковые структуры: СП – Сибирская платформа, ВКСО – Верхояно-Колымская складчатая область; разрез 1 составлен по данным бурения ПГО «Ленанефтегазгеология»

(в целом) их структуры разрезов (с учетом результатов бурения Ивановской параметрической скважины) по сопредельным территориям востока Сибирской платформы в настоящее время выполнены более объективно по сравнению с опубликованными ранее данными [1].

В заключение важно отметить, что на протяжении всей ранней-средней юры выше по разрезу проявившегося в тоарское время регионального перерыва характер седиментации в палеобассейне не изменился и сохранялся как бассейновый (морской) на изученной территории в большинстве структурно-фациальных районов Вилюйской синеклизы и Предверхоянского краевого прогиба. В разрезах скважин залегающие с размывом на подстилающих осадках плинсбахского времени нижне-среднеюрские серии и свиты: красномаякская (Лено-Вилюйский район), джикимдинская (Хапчагайский район), даркылахская (Средне-Алданский район) [11], баламаканская (Усть-Вилюйский район) [10] и, собственно, среднеюрские терригенные осадочные образования - наледная свита (Байбыканский район) [13, 20], прослеживают в разрезах региональный перерыв своей неровной размытой подошвой. Следует обратить внимание на то, что залегая трансгрессивно на плинсбахских осадках нижней юры разрезы упомянутых серий и свит нижней-средней юры нередко в подошве палеонтологически не охарактеризованы. Факты отсутствия остатков макрофауны выявлены в отдельных разрезах нижнего тоара и тоара-нижнего аалена, развитых в береговых обрывах крупных рек в пределах Лено-Алданской и Предверхоянской СФЗ [11]. Как известно, эти разрезы на востоке Сибирской платформы представлены сунтарской свитой. В некоторых районах краевого прогиба свита отсутствует. Нередко её залегание фиксируется как прерывистое [15]. В пределах Табагинского мыса (р. Лена) (см. рис. 2, разрез 3) в этой свите (по сборам Ю.Л.Сластенова и В.С.Гриненко) определены Т.И.Нальняевой ростры белемнитов: Nannobelus cf. krimholzi Sachs, H. ex gr. pavlovi Krimh. и др., а В.В. Сапьяником – раковины фораминифер Thurammina sp., Saccammina ampullaceal

Schl., Huparammina sp., Ammodiscus pseudoinfimus Gerke et Sossip., Glomospira sp., Ammobaculites lobus Gerke et Sossip. и др. [15]. В Вилюйской синеклизе тонкоотмученные глины сунтарской свиты обычно являются региональным маркирующим глинистым флюидоупором, запечатывающим платформенный и бассейновый типы осадков нижнее-среднелейасового седиментогенеза. Отсутствие в разрезах глинистой пачки верхнего лейаса на Якутском погребенном сводовом поднятии (см. рис. 1, скв. 5), на склонах Тукуланского выступа и в Лунгхинско-Келинской впадине (см. рисунки 3, скв.2 и 4, разрезы 2, 3), а также, нередко, фиксируемое в разрезе нижней-средней юры прерывистое залегание свиты, подтверждает проявление данлапской [11] фазы тектонической активизации, выраженной в Тихоокеанском кольце (термин рассмотрен в работах [19, 23] и проявившейся на территории Восточной Якутии в виде стратиграфического перерыва регионального характера [13, 20]. Палеонтологические остатки, выявленные в местных геологических телах нижне-среднеюрского возраста, подтверждают в геттангском-батском временном диапазоне изученного региона платформы сходные условия морского седиментогенеза с Западной Сибирью и с таковыми её складчатого обрамления. Этот установленный факт позволяет использовать в порайонных корреляциях региональные «сибирские» горизонты: китербютский, надояхский, лайдинский, вымский, леонтьевский и малышевский [20, 21].

Исследование выполнено в рамках плана НИР ИГАБМ СО РАН на 2014–2016 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

 Алексеев М.И., Баташанова Л.В., Сластенов Ю.Л. Новые данные о геологическом строении Алданской ветви Приверхоянского прогиба // Тектономагматические и металлогенические проблемы геологии Якутии. Сборник научных трудов. – Якутск: Изд-во ЯГУ, 1987. С. 48–56.

- Бадарханов Ю.Н., Гриненко В.С. / Схема тектоники осадочного чехла. Масштаб 1:1 500 000 // Геологическая карта Якутии масштаба 1:500 000. Центрально-Якутский блок. Листы Р–51, 52. – С-Пб: Санкт-Петербургская картфабрика ВСЕГЕИ, 2000.
- Бореальный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири / В.А.Захаров, Ю.Н.Богомолов, В.И.Ильина и др. // Геология и геофизика. 1997. Т. 1. 38, № 5. С. 927–956.
- Геодинамическая карта Якутии и сопредельных территорий масштаба 1:1 500 000 / Д.В.Аброскин, Н.Н.Алексеев, Ю.В.Архипов и др. – Якутск: Предприятие № 14 ГУГК, 1991.
- Геологическая карта Сибирской платформы и прилегающих территорий масштаба 1:1 500 000 / Н.С.Малич, Е.П.Миронюк, Е.В.Туганова и др. –С-Пб: Санкт-Петербургская картфабрика ВСЕГЕИ, 1999.
- Геологическая карта Якутии масштаба 1:500 000. Южно-Верхоянский блок. Листы: Р-53–А, Б; Р-53–В, Г; Р-54–А, Б; Р-54–В, Г; Р-55–А, Б; О-53–А, Б / А.И.Старников, Н.Н.Пушкарь, Г.А.Чернобровкина и др. С-Пб: Санкт-Петербургская картфабрика ВСЕГЕИ, 1995.
- Геологическая карта Якутии масштаба 1:500 000. Центрально-Якутский блок. Листы: P-51–A, Б; P-51–B, Г;
 P-52–A, Б; P-52–B, Г / В.С.Гриненко, В.А.Камалетдинов, Ю.Л.Сластенов, О.И.Щербаков С-Пб: Санкт–Петербургская картфабрика ВСЕГЕИ, 2000.
- 8. Геология Якутской АССР. М., Недра, 1981.
- 9. Гриненко В.С. Проблема границы триаса–юры в складчатом обрамлении востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2014. № 5. С. 19–23.
- Гриненко В.С., Князев В.Г. Проблемы стратиграфии верхнего триаса-юры Предверхоянской структурнофациальной зоны (Восточная Сибирь) // Отечественная геология. 2013. № 5. С. 41–45.
- Гриненко В.С., Князев В.Г. Стратиграфия юрских отложений Хапчагайского и Лено-Вилюйского районов: расчленение и межрегиональная корреляция // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 72–78.
- Гриненко В.С., Горячева А.А., Михайлова Т.Е. Новые палеонтологические находки в разрезе юры Якутского погребенного поднятия (восток Сибирской платформы) // Вестник Госкомгеологии. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). № 1 (11). – Якутск: Госкомгеологии РС (Я), 2012. С. 81–89.
- 13. Новая региональная стратиграфическая схема верхнетриасовых-юрских отложений востока Сибирской платформы и складчатого обрамления / В.С.Гриненко, В.Г.Князев, В.П.Девятов и др. // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов.

Мат-лы науч. сессии (18–22 апреля 2011 г.): в 2-х т. Т. 1. Мезозой. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. С. 65–70.

- 14. Новые данные по стратиграфии морских юрских отложений северо-востока Алданской антеклизы (восток Сибирской платформы) / В.С.Гриненко, В.Г.Князев, А.А.Горячева, Т.Е.Михайлова // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. V Всерос. совещание: научные материалы. – Екатеринбург: ООО «Издательский дом «ИздатНаукаСервис», 2013. С. 50–52.
- 15. Новые данные по стратиграфии морских юрских отложений Лено–Алданского междуречья / Ю.Л.Сластенов, В.С.Гриненко, В.Б.Петров, В.В.Сапьяник // Геология и геофизика. 1989. № 11. С. 139–142.
- 16. Основные результаты изучения кембрийских, вендских и рифейских пород в параметрической скважине Усть-Майская 366 (1-й этап) / О.В.Шиганова, И.С.Грибова, В.В.Горбачев и др. // Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири. Мат-лы 2-й научно-практич. конф. Т. 2. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2015. С. 163–165.
- О характере границы нижней–средней юры в зоне сочленения Сибирская платформа–Верхоянский складчато-надвиговый пояс / В.С.Гриненко, В.Г.Князев, В.П.Девятов, О.А.Кузнецова // Отечественная геология. 2015. № 5. С. 83–89.
- Приоритетные направления изучения нефтегазоносных территорий Западной Якутии / В.С.Ситников, А.Ф.Сафронов, А.В.Погодаев и др. / Геология, Геофизика и Минеральное сырье Сибири. Мат-лы 1-й научнопрактич. конф. Т. 2. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2015. С. 175–179.
- Пущаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли // Тр. ГИН. Вып. 234. – М.: Наука, 1972.
- Региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточной Якутии / В.Г.Князев, В.С.Гриненко, В.П.Девятов и др. // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 73–80.
- 21. Стратиграфия юры Восточной Сибири (состояние изученности, основные проблемы и способы их решения) / Б.Н.Шурыгин, В.П.Девятов, В.А.Захаров и др. // Вестник Госкомгеологии. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). Якутск: Якутский филиал издательства СО РАН, 2001. № 1. С. 112–129.
- Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система // Б.Н.Шурыгин, Б.Л.Никитенко, В.П.Девятов и др. – Новосибирск: СО РАН, филиал «ГЕО», 2000.
- Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. – М.: Изд-во АН СССР, 1963.

УДК 553.81:551.761 (571.56) © Ю.Ю.Голубева, Т.И.Колесникова, 2017

Вещественный состав кратерных частей возможных коренных источников алмазов триасового возраста на севере Оленёкского поднятия (Якутия)

Ю.Ю.ГОЛУБЕВА, Т.И.КОЛЕСНИКОВА (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1).

Изучены особенности вещественного состава вулканогенно-осадочных отложений, вскрытых при заверке бурением локальных магнитных аномалий AGP230 и 306 в верховьях р. Никабыт на севере Оленёкского поднятия. Туфогравелиты щелочно-ультраосновного состава слагают кратерные части (маары) кимберлитовых тел триасового возраста. Данные объекты могут являться коренными источниками россыпей алмазов эбеляхского типа.

Ключевые слова: алмазы, вулканогенно-осадочные породы, кимберлиты, Оленёкское поднятие.

Голубева Юлия Юрьевна Колесникова Татьяна Ивановна



jugolubeva@gmail.com kolesnikova2456@mail.ru

The material composition of the crater parts of possible native sources of triassic diamonds in the north of the Olenek uplift (Yakutia)

Yu.Yu.GOLUBEVA, T.I.KOLESNIKOVA

The characteristic features of the material composition of volcanogenic-sedimentary deposits discovered by drilling local magnetic anomalies AGP230 and 306 in the upper reaches of Nicabyt river in the north of the Olenek uplift were analyzed. Tuffaceous gravelites of alkaline-ultrabasic composition compose crater parts (maars) of the Triassic kimberlite bodies. These objects may be the native sources of Ebelyakh-type diamond placers.

Key words: diamonds, volcanogenic-sedimentary deposits, kimberlites, Olenek uplift.

К настоящему моменту промышленно-алмазоносные кимберлитовые тела на территории Якутии известны только в южной и центральной части Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) в пределах пяти полей среднепалеозойского (преимущественно верхний девон-нижний карбон) возраста [3]. Известные объекты кимберлитового и родственного магматизма мезозойского возраста расположены в северной части ЯАП и промышленно неалмазоносны. В последние годы большое внимание привлечено к алмазоносности верхнетриасовых отложений карнийского и рэтского возраста в северо-восточной части ЯАП [5, 11, 14], свидетельствующей о том, что на территории Якутии, помимо среднепалеозойского, был мезозойский (триасовый) этап промышленно алмазоносного магматизма. Верхнетриасовый возраст алмазов обосновывается: 1) средне-позднетриасовыми датировками цирконов в верхнетриасовых отложениях карнийского и рэтского ярусов и промышленных четвертичных россыпях, в которых появляются алмазы эбеляхского типа [5]; 2) химический состав и морфологические особенности пиропов из карнийских и рэтских коллекторов соответствуют

триасовым кимберлитам северо-востока ЯАП [14].

В 2015 г. в ходе работ по Госконтракту «Поисковые работы на выявление нетрадиционных для России месторождений алмазов триасового возраста на севере Оленёкского поднятия (Республика Саха (Якутия)» ФГУП ЦНИГРИ в верховьях р. Никабыт при заверке бурением локальных магнитных аномалий AGP 230 и 306 на глубине 4-10,2 м были вскрыты вулканогенно-осадочные породы – туфогравелиты, которые рассматриваются авторами как возможные кратерные части кимберлитовых тел (рис. 1). Мощность вулканогенно-осадочных отложений 0,9-1,8 м. По своему стратиграфическому положению породы расположены на уровне нижнего триаса, подстилающими являются пермские песчаники, алевролиты и аргиллиты. Породы высокомагнитные: значения магнитной восприимчивости достигают 250-300×10⁻³ единиц СИ.

Вулканогенно-осадочные породы (туфогравелиты) светло-серого, зеленоватого цвета содержат большое количество материала ультраосновного состава, представленного измененным оливином, слюдой, хлоритизированными обломками щелочно-ультраосновных



Рис. 1. Схема расположения аномалий AGP 306 и 230 на севере Оленёкского поднятия:

1 — аномалии AGP306 и 230; 2 — терригенные и карбонатно-терригенные отложения юры; 3 — терригенные и вулканогеннотерригенные отложения триаса; 4 — терригенные, угленосные и битуминозные отложения перми; 5 — карбонатные и терригенно-карбонатные отложения кембрия

пород. Среди включений отмечаются также гальки (до 2 см) кислого состава, кремней, кварца, халцедона, обломков карбонатных пород, аргиллитов, фауна. Породы сильно ожелезнены, по ним развита хлоритизация, кальцитизация и пиритизация. Текстура пород массивная, субгоризонтальная, местами наблюдается градационная слоистость и плохая сортировка обломочного материала (рис. 2). Полосы в породе представлены чередованием слоев с примесью туфогенного материала алевропелитовой-псаммитовой структуры, туфогравелитов с варьирующим содержанием магнетита и хлоритизированных включений округлой, удлиненной, обломочной формы. На контакте с нижележащими породами перми наблюдается сильная кальцитизация. Структурно-текстурные особенности туфогравелитов свидетельствуют о том, что породы являются переотложенным вулканическим материалом, расположенным,

по-видимому, в мааровой структуре, обрамляющей жерловую часть кимберлитового тела.

Для образцов керна из аномалий AGP306 и 230 в ЦЛ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) и лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (г. Москва) был выполнен комплекс аналитических исследований: изучены шлифы; получены результаты валового состава пород методами РФА, ICP-MS, рентгенофазового анализа; под электронным сканирующим микроскопом изучен минеральный состав пород; получены данные по изотопному составу (δ^{13} С, δ^{18} О) карбонатов.

В шлифе структуру туфогравелитов можно назвать средне и мелкообломочной. Обломочный материал представлен варьирующими количествами обломков осадочных и экзотических для севера Оленёкского поднятия пород (алевропелиты, породы карбонатного состава, окремнелые породы или кварциты), кварца, полевых



Рис. 2. Фотографии вулканогенно-осадочных пород из керна скважин, пробуренных на аномалиях:

a – AGP 306/1; δ – AGP 230/2; ε – AGP 230/1

шпатов – до 50% породы; включений щелочно-ультраосновного состава (полностью хлоритизированных пород с включениями слюды, предположительно, измененных ультрабазитов; измененный оливин, пироксены, слюда, гранат). В связующей матрице в варьирующем количестве присутствуют рудные минералы – магнетит (иногда до 50% породы), ильменит, хромит и карбонатный (кальцит, сидерит) материал (до 30-50% в породе). Порода сильно изменена: ожелезнена, карбонатизирована, хлоритизирована и лейкоксенизирована, что свидетельствует о сильном влиянии экзогенных процессов. При этом слюда часто замещается магнетитом и анатазом (до 10% в породе), оливин хлоритизирован и карбонатизирован (до 20% в породе), по нему также развивается магнетит; весь обломочный материал породы хлоритизирован и карбонатизирован. Карбонатный материал цементирует основную массу, замещает оливин, местами развивается в виде кайм по псевдоморфозам, а также выполняет прожилки в породе.

Псевдоморфозы по оливину в породе выделены Л.И.Лукьяновой (ФГБУ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). Они представлены округлыми включениями (от 1,8×1,2 до 0,24×0,12 мм), угловатыми обломками (от 1,2×0,8 до 0,14×0,12 мм) и редкими включениями с субидиоморфными очертаниями (от 0,36×0,2 до 0,12×0,06 мм). Оливин преобразован и замещен, в основном, кальцитом и магнетитом, реже в псевдоморфозах сохраняются нонтронит и хлорит. Часто магнетит в виде плотного агрегата полностью выполняет измененный оливин, а также центральные и ядерные части карбонатизированных псевдоморфоз, развитых по нему. В краевой части и по трещиноватости распространен новообразованный микрокристаллический агрегат лейкоксена (анатаз, рутил, брукит).

Слюда представлена ожелезненными табличками (от 0,36×0,15 до 0,24×0,06 мм), имеющими четко выраженную реликтовую спайность вдоль удлинения. Редко встречаются субизометричные рыжевато-бурые пластинки слюды, заполненные призматическими кристаллами анатаза. Вторичные продукты по слюдам, вероятно, свидетельствуют о высокотитанистом составе первичной слюды.



Рис. 3. Фотографии шлифов вулканогенно-осадочных пород аномалии АGP 230 под растровым электронным микроскопом

В породах присутствуют ожелезненные включения округлой, иногда угловатой формы (от 0,2×0,2 до 0,4×0,4 мм), содержащие микролиты измененной слюды (?), замещенные карбонатом и нонтронитом. По контуру включений иногда прослеживаются обрывки каемок кальцита. Встречаются также измененные округлые образования, предположительно, лерцолитового состава размером до 2 мм и больше. К ультраосновному материалу можно также отнести обломки свежего клинопироксена.

Рудные минералы в породе представлены магнетитом, титаномагнетитом, хромшпинелидом и ильменитом. Магнетит является вторичным минералом в породе, выполняющим псевдоморфозы вышеописанных минералов. Четко устанавливается светло-бурый хромшпинелид, присутствующий в виде редких ксеноморфных включений в карбонатизированных обломках оливина.

В породе присутствуют в разной степени карбонатизированные рыжевато-желтые, светло-коричневатые обломки алевропропелитов округлой и угловатой формы (от 5×1,5 мм до ~0,1 мм). Основная масса породы лейкоксенизирована, ожелезнена и карбонатизирована, представлена микрокристаллическим сидеритом и кальцитом. В зависимости от вторичных преобразований она имеет неравномерную окраску – светло-коричневую, светло-серую, рыжеватую и представлена микрокристаллическим сидеритом и кальцитом. На участках с преобладанием литокристаллокластического материала, основная масса замещена также и крупнокристаллическим кальцитом, в котором иногда лейкоксеновые пленки и микродендриты анатаза вырисовывают контуры полностью карбонатизированных минералов. Встречаются участки, целиком пропитанные лейкоксеном.

Результат рентгенофазового анализа пробы 230/2-5 (аналитик В.Ф.Сапега, ЦЛ ВСЕГЕИ) подтверждает состав вторичных минералов, определенных в шлифах (в %): кальцит–33, кварц–24, сидерит–15, анатаз–12. В подчиненном количестве определено присутствие нонтронита, хлорита, ильменита, оливина, магнетита и хромита.

Для образца 230/2-5 проведен анализ шлифа под электронным сканирующим микроскопом в ИГЕМ РАН (рис. 3, табл. 1). Основная часть рудных минералов в породе представлена титаномагнетитом с массовыми содержаниями (в %): TiO, 8,76-10,98, MgO 5,46-15,01, Al₂O₃ 1,3-7,31. Титаномагнетит характерен для северных кимберлитов, в частности, встречается в кимберлитах Куойского поля, также титаномагнетит характерный минерал для пород лампроитовой серии [4]. Помимо титаномагнетита в породе также встречен ильменит с массовыми содержаниями (в %): MgO 4,39-6,19 и Cr₂O₂ 0,02–0,11. Кроме отдельных зерен, ильменит встречается также в виде пластинок, выполняющих трещины спайности в слюдах. В меньшем количестве присутствуют магнетит и гематит. В породе отмечаются, по крайней мере, два вида карбонатов: сидерит, представленный в виде мелких округлых кристаллов в основной массе породы, и кальцит, образующий каймы вокруг обломков пород (лапиллей?) хлоритового состава, заполняющий интерстиции между обломочным материалом породы. Округлые выделения представлены хлоритом с массовым содержанием MgO 4,09-4,24%. Такие же содержания отмечены для железистых септехлоритов шамозитов (бертьеринов) карнийского

Сумма		98,63	100	93,9	99,28	100,71	96,36	96,4	89,99	97,88	93,58	92,62	92,64		100	100	100	100	100	100	100	100	100	100		76,12	83,46	73
SO_3																										0,09	0,04	0,04
CI																										0, 19	0,1	0,24
H																										0,11	0,09	0,12
CO_2															40,98	40,72	41,85	41,07	40,74	42,1	41,93	40,8	40,22	43,8				
V_2O_3		0,13	0	0,14	0,1	0,26	0	0,01	0,27	0,12	0,11	0,03	0,17															
Nb_2O_5		0,07	0,01	0	0	0,01	0	0	0	0,05	0	0,03	0,01															
Na ₂ O																										0,19	0,07	0,02
K_2O	етиты																									0, 19	0,16	0,15
BaO	номагн																									0	0,04	0
ZnO	ı, тита	0,05	0	0,06	0,02	0,03	0	0,03	0,1	0,07	0	0,04	0,06	аты											шы			
NiO	нетить	0,01	0	0,04	0,02	0,02	0, 19	0,3	0,18	0,03	0	0,06	0,07	Карбон											ndovX	0,02	0,06	0,07
CaO	пы, маг	0,06	0,24	0,15	0,07	0,06	0,08	0,04	0,86	0,06	0,03	1,67	0,06		5,72	49,98	55,02	5,05	6,03	50,11	5,48	5,31	51,86	52,07		0,17	0,27	0,15
MgO	Ільмениг	4,39	4,99	5,46	6,19	4,47	7,62	15,01	0,23	4,83	1,47	5,63	6,93		3,04	2,13	0,47	2,81	3,38	1,78	3,75	3,65	1,77	0,32		4,23	4,24	4,09
MnO	K	0,59	0,61	0,74	0,33	0,51	0,4	0,49	0,34	0,42	1,38	0,74			0,8	0,77	0,42	0,71	0,69	0,83	0,95	0,64	0,71	0,27		0,03	0	0,05
FeO		40,33	42,83	74,39	46,84	45,63	73,53	64,35	83,22	38,63	86,18	72,45	71,84		49,47	6,38	2,25	50,37	49,17	5,18	47,9	49,59	5,44	3,55		31,27	34,18	28,58
Cr_2O_3		0,05	0,02	0	0,11	0,03	0,23	0,06	0,77	0,06	0	0,03	0													0,2	0,2	0,18
Al_2O_3		1,65	0,26	3,25	0,64	1,76	3,27	7,31	0,88	0,27	0,51	1,31	1,6													16,35	18,37	16,49
TiO ₂		51,3	51,04	9,64	44,96	47,92	10,98	8,76	2,46	53,33	3,91	10,47	10,88													0,04	0,05	0,01
SiO_2		0,01	0	0,02	0,01	0,02	0,06	0,04	0,7	0,02	0	0,17	0,01													23,09	25,63	22,87
Номера анализов*		1	2	3	9	7	11	13	14	20	21	23	24		4	5	8	15	17	18	19	25	26	28		9	10	27

Примечание. * – номера анализов на рис. 3.

Отечественная геология, № 1 / 2017



Рис. 4. Зерна пиропов из протолочных проб вулканогенно-осадочных пород аномалий AGP 230-306:

а – общий вид; *б* – фрагменты микроповерхности пиропов коррозионно-гидротермального типа (изображение в отраженных электронах); *в* – особенности химического состава пиропов на диаграмме Н.В.Соболева [15]; *1* – аномалии AGP 230-306; *2* – из отложений T₃*b*/ [5, 11, 14]; *3* – проба ГК-1 (аллювий р. Никабыт)

яруса, формирующихся в осадочном процессе. Вся слюда в шлифе сильно изменена: по слюде развиваются анатаз, ильменит, карбонатное вещество.

Изучение минерального состава протолочных проб из образцов данных пород показало повышенный выход магнитной фракции, представленной, главным образом, магнетитом октаэдрической и неправильной формы, а также присутствующим в подчиненном количестве титаномагнетитом, рутилом, анагазом, гранатом, пиритом-марказитом, лейкоксеном и единичными знаками циркона, турмалина, слюды.

Из минералов-индикаторов кимберлитов в пробах отмечаются единичные находки зерен пиропов, пироп-альмандинов, хромшпинелидов (рис. 4). Угловатые зерна пиропов, размером –0,25 мм, бледно лилового цвета, по соотношению Cr₂O₃ и CaO на диаграмме Н.В.Соболева [15] относятся к низко-среднехромистым, умеренно кальциевым гранатам лерцолитового парагенезиса, по классификации Доусона и Стефенса (1975) относятся к типу G9 – хромовым пиропам. На основе химико-генетической классификации

Г.П.Кудрявцевой, данные зерна принадлежат к гранатам из равномерно-зернистых (часто катаклазированных) ильменитовых лерцолитов с низкохромистым титанистым гранатом или алмазоносных магнезиально-железистых эклогитов. Кроме того, к последней группе гранатов также принадлежат и низкохромистые разности зерен пироп-альмандинов эклогитового парагенезиса, оранжево-красного цвета [2].

Зерна хромшпинелидов в основном представлены целыми, преимущественно изометричными, плоскогранными октаэдрами и их обломками, с зеркально гладкой, блестящей поверхностью, размером, не превышающим 0,3 мм. Также встречаются единичные, слабо искаженные зерна, осложненные по ребрам и вершинам вицинальными поверхностями, со слабой степенью окатанности. По результатам микрозондового анализа незначительного количества (n=11) этих зерен (аналитик И.Г.Быстров, ФГУП ВИМС), хромшпинелиды характеризуются умеренным массовым содержанием хрома (33,44–51,56%), повышенными массовыми содержаниями магния (9,6–15,85%), титана (3,41–6,0%), относительно низким – алюминия (3,97–6,76%). По соотношениям Cr_2O_3 – Al_2O_3 , Cr_2O_3 – TiO_2 хромшпинелиды отличаются преобладанием пикритового тренда, в то же время по распределению точек их составов на диаграммах Ч.Фипке (1994), В.И.Ваганова [3] можно отнести их к хромшпинелидам из кимберлитов, в том числе алмазоносных. Зерна подобного состава встречаются в протолочных пробах по керну скважин из отложений булунканской свиты верхнего триаса, в тяжелой фракции шлиховых проб из современной аллювиальной россыпи алмазов р. Никабыт. Это может свидетельствовать о том, что объекты, частью которых являются изучаемые вулканогенно-осадочные породы, могли быть источником сноса для рэтских и четвертичных россыпей.

Отмечается находка микрокристаллического прозрачного осколка, с бледно зеленоватым оттенком, элементный состав которого по результатам электронно-зондового анализа (в %): Zr 54,52, Ti 9,62, Ca 8,40, предположительно соответствует составам сложных циркониевых титанатов (кальциртит, циркелит, шриланкит?). Следует отметить, что зерна подобного акцессорного кальциртита упоминаются при описании слюдистой разновидности кимберлитов Кировоградского мегаблока, где его образование связано с позднемагматическим этапом становления кимберлитового расплава [10]. Находки кальциртита также отмечаются в карбонатитовых образованиях, ассоциирующих с кимберлитами северо-восточной части Якутской кимберлитовой провинции [1]. Включение шриланкита диагностировано в гранате пироп-альмандинового ряда из трубки «Ягодка» Тобук-Хатыстырского поля [7].

В подчиненном количестве среди минералов тяжелой фракции протолочных проб встречается рутил в виде отдельных призматических микрокристаллов, а также в срастании с зернами Mg-ильменита и карбоната, занимающего интерстициальное положение. Результаты микрозондового анализа отдельных зерен рутила позволили выявить (в массовых долях %): устойчиво повышенную примесь общего железа (0,3-1,71), ванадия (0,95-1,95), незначительные примеси магния (до 0,15), алюминия (0,06-2,25), в одном зерне - несколько повышенное массовое содержание ниобия (0,3%). Подобное развитие таких специфических рутил-ильменит-карбонатных сростков («капель») - характерная особенность оксидов связующей массы кимберлитов Кепинского поля Архангельской провинции. Железосодержащий рутил, представленный высокопримесной модификацией, с одной стороны, свидетельствует о высоких температурах флюидной кимберлитовой системы, а с другой – о ее повышенной щелочности [2].

Для образцов туфогравелитов 306/1-10,5-11,1 и 230/2-4,8-6,5 методами РФА и ICP-MS изучены петрогеохимические характеристики валового состава пород.

По химическому составу исследуемые породы представляют собой сильно измененную экзогенными процессами смесь осадочного и магматического материала. Экзогенные процессы привели к значительному выносу кремнезема, магния и калия, что отчетливо наблюдается в шлифах и по химическим анализам пород, и выражается в карбонатизации породообразующих минералов и связующей массы. О щелочном и высокотитанистом первичном составе исследуемых пород свидетельствует высокое содержание фосфора, бария и очень высокое - титана. Петрохимический состав изученных образцов однороден, то есть образцы из аномалий AGP 230 и 306 практически не отличаются друг от друга по составу. Породы характеризуют очень высокие массовые содержания Fe₂O₂ (~41-45%), TiO₂ (~9%), низкие массовые содержания SiO₂ (~6%), MgO (~3%). Для сравнения, в кимберлитах Якутии массовые содержания Fe₂O₂ редко превышают 11-15%, максимальные содержания титана отмечены для даек Верхне-Моторчунского поля (6,6%), содержания SiO, могут колебаться в зависимости от степени вторичных изменений кимберлитов. Повышенные массовые содержания Fe₂O₃ и пониженные MgO отмечены для выветрелых кимберлитовых пород Ары-Мастахского поля – трубок Незабудка (Fe₂O₂ 34–52 и MgO 10–11%), Ночная (Fe₂O₂ 25-43 и MgO 5-14%). Однако содержания ТіО, в этих породах не превышают 6% [16]. Пониженные содержания MgO наблюдаются и в туффитах карнийского яруса. По содержанию Al₂O₃, MnO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ породы сопоставимы с щелочно-ультраосновными.

Геохимический состав традиционно используется для наиболее точного определения генезиса породы по степени обогащения ее редкими и редкоземельными элементами по сравнению с примитивной мантией. Для туфогравелитов аномалий AGP 230 и 306 был изучен валовый геохимический состав пород. При подготовке проб для анализа валового состава породы из образцов по возможности удалялся кварц, осадочные породы. Вулканогенно-осадочные породы характеризуются сопоставимыми с щелочно-ультраосновными породами содержаниями Cr, Co, Zr, Nb, Ta, Sr, Th, U, Ва, LREE, необычно высокими для щелочно-ультраосновных пород (кимберлитов) содержаниями Y, HREE и за счет этого – низким фракционированием REE – низким отношением La/Yb. Повышенные содержания HREE, возможно, связаны с высокими содержаниями рудных минералов в породе, также высокие содержания HREE характерны для кор выветривания по кимберлитам.

На сводных диаграммах распределения редких элементов (рис. 5) видно, что по геохимическим характеристикам, степени обогащения редкими элементами, образцы вулканогенно-осадочных пород достаточно однородны. Вулканогенно-осадочные породы отличаются более высоким уровнем обогащения редкими элементами по сравнению с туффитами карнийского яруса верхнего триаса, являющимися производными



Рис. 5. Распределение редких элементов в вулканогенно-осадочных породах аномалий AGP230-306. Данные для примитивной мантии по работе [19]:

а – породы карнийского яруса верхнего триаса; б – мезозойские и палеозойские кимберлиты Якутии; 1 – обр. 306/1-10,5-11,1;
 2 – обр. 230/2-4,8-6,5; 3 – породы карнийского яруса; 4–6 – мезозойские кимберлиты: 4 – тр. Гранатовая (Куойское поле),
 5 – тр. Дьянга (Куойское поле), 6 – Малокуонамская (Куранахское поле); 7–8 – палеозойские кимберлиты: 7 – Ан. 7 (Верхне-Моторчунское поле); 9 – тр. Мир (Мирнинское поле)

пород основного состава. По остальным характеристикам они сопоставимы с мезозойскими и палеозойскими кимберлитами Якутии. Наибольшее сходство по составу наблюдается с высокотитанистыми разновидностями – трубкой Гранатовая Куойского поля, дайкой Ан. 7 Верхне-Моторчунского поля. Необходимо отметить, что уровень обогащения и соотношения между элементами изменится в породах жерловой фации. Можно ожидать повышение содержаний Cs, Rb и K за счет неизмененной слюды, понижение содержаний Fe, Ti, Y и HREE за счет более низких концентраций рудных элементов.

Для вулканогенно-осадочных пород аномалий AGP230 и 306 получены данные по изотопному составу (δ^{13} C, δ^{18} O) карбонатов. Из соотношения изотопов углерода и кислорода (табл. 2, рис. 6) видно, что карбонатное вещество пород формировалось в осадочных пресноводных условиях, похожие изотопные соотношения характерны для карбонатизированных кимберлитов Якутии.

Таким образом, изучение петрографических и минералогических характеристик вулканогенно-осадочных пород аномалий AGP 230 и 306 позволяет отнести их к туфогравелитам кратерной фации, то есть переотложенному вулканическому материалу, являющемуся частью мааровой структуры, обрамляющей жерловую часть кимберлитового тела [9]. При этом изменения туфогравелитов происходили на всем этапе их станов-



Рис. 6. Вариации δ¹³С и δ¹⁸О для карбонатов из разных источников и вулканогенно-осадочных пород аномалий AGP230-306 по J.Hoefs [17] *с* дополнениями:

КК – карбонат основной массы кимберлитов [6], КЯ – кимберлиты Якутии [7], ККЯ – карбонатизированные кимберлиты Якутии [7], ККА – карбонатизированные кимберлитовые силлы Мельского поля, Архангельской субпровинции [13], МК – магматический карбонатит [6], А – алмазы [6], АУ – алмазы из уральских россыпей [18], АGP230-306 – карбонат вулканогенно-осадочных пород щелочно-ультраосновного состава (анализы приведены в табл. 2)

Образец	δ ¹³ C, ⁰ / _{00, PDB}	δ^{18} O, $^{o}/_{_{oo,VSMOW}}$
230/1-5,5	-7,2	21,4
230/1-5,7	-5	17,8
230/2-5	7,8	23,2
306/1-10,9	-4,3	23,2
306/1-0,5-11,1	-3,1	22

2. Изотопный состав С и О в карбонате вулканогенно-осадочных пород из аномалий AGP230-306

ления – от экзогенных изменений в начале осадконакопления (накопление рудных минералов, выветривание), так и на протяжении всего мезо-кайнозоя при воздействии минерализованных пластовых вод, деформаций, связанных с формированием Верхоянской складчатости (хлоритизация, ожелезнение, карбонатизация).

Необходимо отметить, что вскрытые породы оказались приурочены к участку, который на основании геолого-геофизических предпосылок был выделен как участок возможной локализации куста тел щелочно-ультраосновного состава (потенциально – кимберлитов). Следует заметить, что на основании палеогеографических реконструкций было установлено, что с этого участка предполагается снос алмазов в россыпь долины р. Никабыт. К этому же участку примыкает наиболее богатая часть россыпи алмазов в составе булунканской свиты верхнего триаса [12]. Подробно эти данные рассмотрены в статье Ю.К.Голубева, Н.А.Прусаковой и Л.И.Лукьяновой «Опыт выявления возможных коренных источников алмазных россыпей Арктической зоны Якутии», опубликованной в этом номере журнала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алтухова З.А., Зайцев А.И. Особенности вещественного состава и возраст кимберлитовых пород Дюкенского, Лучаканского и Ары-Мастахского полей Якутской провинции // Литосфера. 2006. № 2. С. 34–64.
- Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / О.А.Богатиков, В.К.Гаранин, В.А.Кононова и др. – М.: Изд-во МГУ, 1999.
- Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира (основы прогнозирования). – М.: ЗАО Геоинформмарк, 2000.
- Гаранин В.К. Минералогия кимберлитов и родственных им пород алмазоносных провинций России в связи с их генезисом и поисками // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 2006.
- Граханов С.А., Смелов А.П. Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на севере Якутии // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 56–63.
- Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М: Мир, 1983.
- Костровицкий С.И. Минералогия и геохимия Западной Якутии // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. – Иркутск, 2009.
- Костровицкий С.И., Гаранин В.К., Варламов Д.А. Шриланкит – вторая находка в мире // ДАН. 1993. Т. 328. № 5. С. 601–604.
- Махоткин И.Л. Значение вулканических процессов для понимания происхождения и строения кимберлитовых трубок – на примере трубки Юбилейная // Смирновский сборник. 2008. С. 61–92.

- Минералы циркония из кимберлитов Новоласпинских трубки и дайки (Юго-восток Украинского щита) / С.Н.Цымбал, А.А.Кременецкий, В.Б.Соболев и др. // Mineralogical Jurnal (Ukraine). 2011. 33. № 1. Рр. 41–62.
- Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса – источника алмазов северо-востока Сибирской платформы / С.А.Граханов, А.П.Смелов, К.Н.Егоров, Ю.К.Голубев // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 3–12.
- Перспективы развития минерально-сырьевой базы алмазов и золота Российской Федерации / А.И.Иванов, С.С.Вартанян, А.И.Черных и др. // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2016. № 3. С. 1–9.
- *Rb-Sr возраст* кимберлитовой трубки Пионерская (Архангельская алмазоносная провинция) / В.А.Первов, Е.С.Богомолов, В.А.Ларченко и др. //ДАН. 2005. Т. 400. № 1. С. 88–92.
- Рэтские россыпи алмазов Сибири / С.А.Граханов, Ю.А.Маланин, В.И.Павлов и др. // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 160–170.
- Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск: Наука, 1974.
- Шамиина Э.М. Коры выветривания кимберлитовых пород Якутии. – Новосибирск: Наука, 1979.
- 17. *Hoefs J.* Stable Isotope Geochemistry. 6th edition. Springer, 2009.
- Laiginhas F. Diamonds from the Ural Mountains: their characteristics and the mineralogy and geochemistry of their inclusions: PhD thesis/ F. Laiginhas. Fernando A. T. P. Laiginhas. Glasgow. 2008.
- McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. Vol. 120. Pp. 223–253.

УДК 549.514.51 © А.П.Лихачев, 2017

Причины, условия и время образования природных скоплений кварца, свойственных только Земле и являющихся одним из основных носителей и источников получения золота

А.П.ЛИХАЧЕВ (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1).

Показано, что кварц в массовых проявлениях является вторичным продуктом, формирующимся путем преобразования более ранних пород под воздействием воды. Его выделение и накопление, как и концентрирование золота, стало возможным только с появлением супракрустальных (~3800 млн. лет назад) и более поздних образований земной коры. *Ключевые слова*: кварц, золото, вода, магмы, магматические образования, формирование, гидротермальные процессы, метасоматоз, месторождения, перспективные площади.

Лихачев Александр Петрович



alexanderlikhachev@rambler.ru

The reasons, conditions and time of formation of natural quartz clusters, peculiar only to the Earth, one of the major carriers and sources of gold

A.P.LIKHACHEV

It is shown that the bulk of quartz is a secondary product formed by converting older rocks under the influence of water. Its selection and accumulation, as well as the concentration of gold was only possible with the advent of supracrustal (~3,8 Ga) and the later formations of the crust. *Key words*: quartz, gold, water, magma, magmatic formations, formation, hydrothermal processes, metasomatism, deposits, prospective areas.

Рассматриваются актуальные вопросы, касающиеся причин, условий и времени образования природных скоплений кварца, свойственных только Земле и являющихся одним из основных носителей и источников получения золота (рис. 1). Показано, что кварц в массовых проявлениях является вторичным продуктом, формирующимся путем преобразования более ранних пород под воздействием воды. Его выделение и накопление, как и концентрирование золота, стало возможным только с появлением супракрустальных (~3800 млн. лет назад) [1] и более поздних образований земной коры. До этого такой возможности не было из-за сравнительно низкого содержания Si в исходном материале планеты (~5,7%) [11], относительно высокого Mg в составе мантии (~25% MgO) и недостаточного количества свободной воды.

Формирование супракрустальных толщ происходило на кристаллическом фундаменте андезит-тоналитового состава, являющимся наиболее легким (верхним) дифференциатом общего расплава планеты [8]. Оно начиналось после появления на поверхности Земли воды, конденсированной из атмосферы и частично выделенной из планетарного расплава при его кристаллизации.

В образовании кварцевых скоплений вода играет определяющую роль. Она выражается в следующих

трех проявлениях: 1) снижении температуры солидуса мантийных веществ, позволяющим при их парциальном плавлении формироваться сравнительно кислым андезито-дацитовым магмам, продуцирующим в ходе своей кристаллизации магматический кварц (см. таблицу), 2) преобразовании минералов горных пород путем их растворения, гидратации и дегидратации с выделением гидротермально-метаморфического кварца и 3) в химической и физической транспортировке и массовом накоплении SiO₂ в виде моно- и полиминеральных образований.

При кристаллизации андезито-дацитовых магм (как в эффузивном, так и в интрузивном варианте) отсутствуют условия для глубокой дифференциации магматического материала, а, следовательно, и для индивидуальных скоплений его составляющих. Причина состоит в небольшом температурном интервале между их ликвидусом и солидусом и, соответственно, в незначительном промежутке времени (малой длительности) существования в жидком состоянии. Поэтому солидификация андезито-дацитовых магм приводит к выделению в основном равномерно распределенного породообразующего кварца без массовых его скоплений и обогащения рудными компонентами, включая золото.



Рис. 1. Примеры массовых выделений кварца. По материалам интернета:

а – жильные образования (белое); б – образец сплошного среднезернистого кварца

При последующем фракционном плавлении водонасыщенных андезито-дацитовых пород и продуктов их разрушения, как и других, обогащенных кремнием коровых образований, формируются кислые магмы, производящие богатые кварцем гранитоидные породы. На магматической стадии в них также не происходит сплошных выделений кварца и по существу по той же причине – из-за их субэвтектического состава, препятствующего глубокой дифференциации магм. Однако в постмагматический период, при наличии значительного количества воды, они могут продуцировать кварцевые скопления, в том числе и в виде золотоносных образований.

В водных преобразованиях веществ с выделением кварца определяющее значение имеет температура, при которой совершается процесс. При температурах выше температур гидратации минералов (например, для оливина >500°C) осуществляется прямое растворение магматического материала с возможностью переноса растворенных компонентов на большие расстояния и отложения их в виде новообразованных минеральных продуктов, включая SiO₂.

Такое происходит при выделении растворенной в магмах воды, образующей, так называемые сквозьмагматические растворы (по Д.С.Коржинскому), а также при проникновении в высокотемпературный магматический объем воды окружающей среды. Причем, это совершается фракционно, подобно парциальному плавлению пород: вначале переходят в раствор наиболее легкоплавкие и легкорастворимые фракции.

В ультрамафических и мафических магмах и породах к таковым относится фаялитовая составляющая – Fe₂SiO₄, которая может вести себя следующим образом: 6[(Mg_{1.5}Fe_{0.5})SiO₄]+3H₂O \rightarrow 4,5Mg₂SiO₄+3Fe^{2+,3+}+

$$+1,5H_4SiO_4+3O \rightarrow Fe_3O_4+1,5SiO_2+3H_2O$$

Оливин+вода→форстерит+компоненты водного раствора→ продукты отложения+вода

(1) $4[(Mg_{0,5}Fe_{1,5})SiO_4]+6H_2O \rightarrow Mg_2SiO_4+6Fe^{2+,3+}+3H_4SiO_4+$ $+3O_2\rightarrow 2Fe_3O_4+3SiO_5+6H_2O$

Оливин+вода → форстерит+компоненты водного раствора → продукты отложения+вода



Подобные реакции в больших масштабах могли проявляться в ранние периоды формирования и эволюции земной коры в ходе массового внедрения и извержения высокотемпературных магм ультрамафит-мафитового состава. Результатом таких процессов могло стать образование докембрийских железистых кварцитов, для которых характерны свойственные ультрамафитам сравнительно низкие (<1 г/т) содержания золота [2, 16]. Эти реакции приводят также к увеличению в твердом остатке форстеритовой составляющей, что может быть причиной высоких содержаний магния в оливинах ряда ультрамафитовых пород докембрия и более позднего времени.

При температурах гидратации воздействие воды на породы сначала вызывает замещение исходных (способных к гидратации) минералов водными фазами с оставлением новообразованных продуктов на месте первичного вещества без мономинеральных накоплений. И только потом, в случае дальнейшего поступления и продвижения гидротермальных растворов, осуществляются процессы растворения, переноса и отложение Химический состав (в массовых долях %) продуктов фракционного плавления перидотита, полученных при различных температурах и давлениях в присутствии избытка H₂O [13]

Компоненты,	Исходный	1080°C	990°C	1100°C	1050°C	1120°C
минералы	перидотит	1700 МПа	750 МПа	750 МПа	750 МПа	1500 МПа
SiO,	45,10	64,4	57,2	58,9	58,9	59,6
TiO,	0,13	0,1	0,6	0,6	0,6	0,6
Al ₂ O ₃	3,92	20,6	22,8	17,1	19,5	18,1
Fe ₂ O ₃	1,00					
FeO	7,29	0,8*	2,6*	2,3*	2,3*	2,1*
MgO	38,81	3,2	4,0	5,2	3,9	4,2
CaO	2,66	9,4	9,7	14,3	11,9	14,5
Na ₂ O	0,27	1,4	2,7	1,4	2,7	1,1
K,0	0,02	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1
H,O+	0,07					
H,O-	0,12					
P,O ₅	0,01					
MnO	0,14	0,01	0,1	0,1	0,1	0,1
СО,	0,01					
С	0,00					
F	0,01					
S	0,02					
Cr ₂ O ₃	0,31					
NiO	0,25					
Сумма	100,13	100,0	99,8	100,0	100,1	100,4
		Нормированны	ый состав по CI.	PW		
Кварц	—	30,36	11,41	17,00	13,56	20,10
Ортоклаз	0,12	0,59	2,36	0,59	1,18	0,59
Альбит	2,28	11,85	22,85	11,85	22,85	9,31
Анортит	9,43	46,93	48,12	40,08	40,50	44,16
(Клинопироксен)	(2,93)	—	—	(24,64)	(14,87)	(22,20)
Геденбергит	0,27	—	—	4,19	3,12	4,00
Диопсид	2,66	—	—	20,45	1,75	18,20
(Гиперстен)	(22,16)	(9,29)	(13,93)	(4,80)	(6,00)	(2,91)
Ферросилит	1,99	1,02	3,20	0,82	1,26	0,52
Энстатит	20,17	8,27	10,73		4,74	2,39
(Оливин)	(60,57)	_	_			
Фаялит	5,45	_	_			
Форстерит	55,12	_	_			
Корунд	0,00	1,10	0,29			
Магнетит	1,45	_	_	_		
Ильменит	0,25	0,19	1,14	1,14	1,14	1,14
Апатит	0,02	_	_	_	_	

Примечание. * - все железо в виде FeO.

компонентов как гидратированных, так и не подверженных гидратации минералов (включая содержащийся в исходных породах кварц). Они способны приводить к пространственному разделению веществ и образованию массовых скоплений мономинеральных продуктов, в том числе кварца, а также к концентрации элементов-примесей, включая золото. Накопление кварца и рудных компонентов может происходить и на месте исходного вещества, в случае более раннего выноса из него других растворяемых элементов. В ультрамафит-мафитовых породах возможны, например, следующие реакции гидратации и образования кварца:

 $6[(Mg_{1,5}Fe_{0,5})SiO_4]$ +7H₂O \rightarrow 3Mg₃Si₂O₅(OH)₄+Fe₃O₄+H₂ Оливин+вода \rightarrow серпентин+магнетит – реализуется в поле Рейнбоу [5] (3)

 $Mg_{3}Si_{2}O_{5}(OH)_{4} \rightarrow 2Mg(OH)_{2}+MgO+2SiO_{2}$ Серпентин \rightarrow брусит+периклаз+кварц (4) $5Mg_2SiO_4+4H_2O\rightarrow 2Mg_3Si_2O_5(OH)_4+4MgO+SiO_2$ Форстерит+вода→серпентин+периклаз+кварц (5)

Выделение кварца под влиянием воды (в том числе в ассоциации с золотом) происходит и при преобразовании многих других, различных по составу и происхождению пород и минералов и в многочисленных реакциях. При этом в одних из них вода замещает SiO₂, вытесняя его (в случае гидратации), а в других (при дегидратации) извлекается вместе с ним из исходных минералов. Примером могут быть следующие реакции, составленные А.А.Маракушевым [14]:6–14 – «вытесняющие», 15–25 – «извлекающие»

4CaAl₂Si₂O₈+H₂O=2Ca₂Al₃Si₃O₁₂OH+Al₂SiO₅+SiO₂ Анортит+вода=цоизит+кианит+кварц

(6) NaAlSi $_{3}O_{8}+H_{2}O=NaAlSi_{2}O_{6}H_{2}O+SiO_{2}$ Альбит+вода=анальцим+кварц

(7)

 $(Mg,Fe)_2Al_4Si_5O_{18}+(K,Na)[AlSi_3O_8]+(Fe, Mg)_2[Si_2O_6]+$ + $H_2O=K(Mg, Fe)_3[Si_3AlO_{10}][OH, F]_2+(Al_2O_3)(SiO_2)+SiO_2$ Кордиерит+ортоклаз+гиперстен+вода=биотит+силлиманит+кварц

(8)

 $(Mg,Fe)_2Al_4Si_5O_{18} + (Mg,Fe)_2Al_4Si_5O_{18} + R^{2+}_3R^{3+}_2[SiO_4]_3 + H_2O=K(Mg,Fe)_3[Si_3AlO_{10}][OH, F]_2 + (Al_2O_3)(SiO_2) + SiO_2$, где $R^{2+} - Mg$, Fe, Mn, Ca; $R^{3+} - Al$, Fe, Cr

Кордиерит+ортоклаз+гранат+вода=биотит+силлиманит+кварц

(9)

 $(Mg,Fe)_2Al_4Si_5O_{18}+(Mg,Fe)_2Al_4Si_5O_{18}+H_2O=$ =K (Mg, Fe)_3[Si_3AlO_{10}] [OH, F]_2+H_2KAl_3Si_3O_{12}+SiO_2 Кордиерит+ортоклаз+вода=биотит+мусковит+кварц (10)

 $(Mg,Fe)_2Al_4Si_5O_{18}+R^{2+}_3R^{3+}_2[SiO_4]_3+H_2O=$ =(Mg,Fe²⁺)₆₋₅Al₁₋₂[OH(Al,Si)Si_3O_{11}]_2+(Al_2O_3)(SiO_2)+SiO_2 Кордиерит+гранат+вода=жедрит+силлиманит (кианит)+кварц

(11)

 $(Mg,Fe)_{2}Al_{4}Si_{5}O_{18}+R^{2+}_{3}R^{3+}_{2}[SiO_{4}]_{3}+H_{2}O= \\ = (Mg,Fe^{2+})_{6-5}Al_{1-2}[OH(Al,Si)Si_{3}O_{11}]_{2}+ \\ +Fe^{2+}Al_{4}[SiO_{4}]2O_{2}(OH)_{2}+SiO_{3}$

Кордиерит+гранат+вода=жедрит+ставролит+кварц (12)

KAlSi₃O₈+0,33Al₆Si₂O₁₃+H₂O=H₂KAl₃Si₃O₁₂+0,66SiO₂ Санидин+муллит+вода=мусковит+кварц (13) Al₂(OH)₂Si₄O₁₀+H₂O=Al₂(OH)₄Si₂O₅+2SiO₂ Пирофиллит+вода=каолинит+кварц

(14) $Al_2(OH)_2Si_4O_{10}=Al_2SiO_3+3SiO_2+H_2O$ Пирофиллит=андалузит+кварц+вода (15) $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2=3MgSiO_3+SiO_2+H_2O$ Тальк=энстатит+кварц+вода

 $Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2=2CaMgSi_2O_6+3MgSiO_3+SiO_2+H_2O$ Тремолит=диопсид+энстатит+кварц+вода (17)

 $Ca_2Fe_5Si_8O_{22}(OH)_2=1,5Fe_2SiO_4+2CaFeSi_2O_6+2,5SiO_2+H_2O$ Ферротремолит=фаялит+геденбергит+кварц+вода (18)

 $Ca_{0.5}AlSi_2O_6H_2O=0,5CaAl_2Si_2O_8+SiO_2+H_2O$ Са-анальцим (вайракит)=анортит+кварц+вода

(19)

 $0,57 \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{2H}_2\text{O}=0,29 \text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{OH}+0,14 \text{Al}_2\text{SiO}_5++0,148 \text{iO}_5+\text{H},0$

Лавсонит=цоизит+кианит+кварц+ вода (20)

 $H_2Mg_2Si_0O_2 = 7MgSiO_2 + SiO_2 + H_2O$

2 3/1 8/24 - 3/2 2 Антофиллит=энстатит+кварц+вода (21)

 $1,75H_2Mg_3Si_4O_{12}=0,75H_2Mg_7Si_8O_{24}+SiO_2+H_2O$ Тальк=антофиллит+кварц+вода

(22)

8KAlSi₃O₈+1,5H₁₆Mg₁₀Al₄Si₈O₃₆=3H₂KAl₃Si₃O₁₂++5H₂KMg₃AlSi₃O₁₂+**9SiO₂+4H₂O**

Микроклин+клинохлор=мусковит+биотит+кварц+вода (23)

 $0,75H_{16}Mg_{10}Al_4Si_6O_{36}+5KAlSi_3O_8=3H_2KMg0,5Al_2Si_{3,5}O_{12}++2H_2KMg_3AlSi_3O_{12}+3SiO_2+H_2O$

Клинохлор+калиевый полевой шпат=фенгит+биотит+кварц+вода

(24)

 $H_2FeAl_2SiO_7+H_2Al_2Si_4O_{12}=H_2FeAl_4Si_2O_{12}+3SiO_2+H_2O$ Хлоритоид+пирофиллит=ставролит+кварц+вода (25)

В подобных перечисленным реакциях и процессах исходные примеси золота сначала остаются в новообразованном материале, примерно в тех же количествах. И лишь в последующем, при разложении новых образований и выносе из них подвижных (опережающих в растворении) компонентов, оно накапливается вместе с кремнеземом в твердом остатке. Этот остаток в одних случаях может служить самостоятельным кварц-золотоносным объектом, а в других – источником SiO₂ и золота в образовании гидротермальных кварцевых жил, обогащенных золотом, как и золотоносных россыпей при водно-механическом разрушении пород.

Первичное накопление кварца в основном происходит при метасоматических преобразованиях горных пород, процессы которых особенно глубоко и детально изучены Д.С.Коржинским и его учениками и последователями [3, 4, 14 и др.]. В частности, ими было показано, что кварц концентрируется в остатке гидротермальных преобразований разнообразных горных пород, формируя самостоятельную тыловую зону метасоматических колонок [3].

Приведенные выше и подобные им реакции отражают ют варианты гидротермально-метасоматического образования кварца в ассоциации с другими минералами, без возможностей его накопления в виде сплошных масс, в случае застойного состояния и слабого движения воды. Однако при повышенной скорости ее течения, обеспечивающей пространственное разделение и транспортировку химических элементов, они могут приводить и к образованию мономинеральных скоплений кварца, в том числе и аналогично тому, как это происходит при формировании метасоматических колонок [3].

Следовательно, можно допускать, что метасоматические процессы, осуществляемые при малых скоростях движения и ограниченных количествах водных растворов, в основном приводят к формированию «рассредоточенного» кварца без существенной концентрации рудных компонентов, включая Au. Поэтому образования такого рода являются малоперспективными на обнаружение месторождений золота и других полезных ископаемых.

Перспективными они становятся в случае дальнейшего развития процесса, выражающегося в продолжении и увеличении скорости движения растворов, обеспечивающих дифференциальный вынос и привнос химических элементов с их индивидуальной концентрацией и образованием мономинеральных продуктов, накладывающихся на ранее сформированные метасоматиты. Подобная последовательность обычно проявляется в наложении рудной минерализации на ранее образованные метасоматические породы.

Отмеченные закономерности позволяют осуществлять предварительную оценку перспективности метасоматических образований: в малоперспективных слабо проявлены мономинеральные выделения кварца, как и других веществ [12].

Процессы гидратации минералов могут осуществляться либо за счет внутренней воды, изначально находящейся в исходном материале, либо внешней, поступающей в него извне, либо и той, и другой.

Изначальная вода, не имея дополнения, производит ограниченные преобразования. Так вода магматических расплавов основного и ультраосновного состава при ее выделении вызывает локальный автометасоматоз. Он включает частичную серпентинизацию оливина, образование ограниченного количества амфиболов и биотита за счет пироксенов и серицита по плагиоклазу. Частичное изменение происходит и при нагреве пород, первично содержащих незначительное количество свободной воды. В подобных и других случаях, где не добавляется вода, процессы преобразования пород не приводят к существенным перемещениям исходных веществ и, следовательно, к массовому образованию кварца и иных вторичных минералов, как и к скоплению рудных компонентов. Дополнительное поступление воды без ее оттока также не производит элементного концентрирования веществ, а в основном лишь увеличивает степень измененности пород и количество метасоматических продуктов.

Перемещение и концентрирование веществ с массовым образованием кварца и других нерудных и рудных веществ осуществляется в основном инфильтрационным путем, при движении обычно нагретых водных растворов в циркуляционных и однонаправленных потоках.

В большинстве случаев главная причина движения водных растворов и транспорта веществ – наличие теплового источника и температурного перепада в гидросистеме и во вмещающей ее среде.

В пределах земной коры проявляют действие два основных эндогенных источника тепла: геотермический, связанный с внутренними глобальным и региональными тепловыми потоками Земли, и магматический – с внедренными магмами.

Геотермический источник при воздействии на вещество земной коры приводит к проявлению регионального метаморфизма и образованию известных метаморфических фаций, минеральный состав которых зависит от температуры и давления пород: цеолитовой (100– 300°С и 0,1–2·10⁸ Па); зелёных сланцев (250–450°С и 0,5–3·10⁸ Па); эпидотовых амфиболитов (400–500°С и 0,5–4·10⁸ Па); амфиболитовой (450–700°С и 2–6·10⁸ Па); гранулитовой (650–1000°С и 5–15·10⁸ Па).

Геотермическое тепло не вызывает существенного перемещения и концентрирования веществ, в том числе кварца и золота. Основная причина тому состоит в сравнительно небольшом температурном градиенте (~30°С/км) разреза земной коры, не способном обеспечить достаточно интенсивную циркуляцию водных растворов и снижение устойчивости (выпадение) растворенных в них компонентов.

Происходящие под действием геотермического тепла реакции приводят преимущественно к смене минеральных фаз и их ассоциаций при сохранении исходного химического состава пород, за исключением воды. Вода и в этом случае играет определяющую роль, так как преобразование пород в основном состоит в проявлении реакций гидратации–дегидратации минералов, которые способны производить кварц. Однако в данных условиях не происходит его скопления из-за отсутствия интенсивных движений растворов и химического перемещения веществ.

Геотермическое тепло может приводить к преобразованию веществ со значительным их перемещением и концентрированием в случае резкого погружения в более высокотемпературные глубины Земли сравнительно небольших участков (блоков) земной коры. Осуществляемые при этом процессы во многом подобны тем, которые реализуются в ходе воздействия магматического тепла на вещество земной коры.

Магматическое тепло – основной генератор химического перемещения веществ и их концентрации. Оно продуцируется мантийными и коровыми магмами. Мантийные магмы, имеющие преимущественно мафит-ультрамафитовый состав, проявляются в зонах спрединга и в горячих точках океанического дна, а также внутри континентальных плит. В океанических условиях они связаны с декомпрессионным плавлением поднимающихся масс мантийного вещества, а в континентальных – с плавлением материала мантии под действием глубинного термического плюма [10].

Коровые магмы, характеризующиеся в основном средне-кислым составом и высокой растворимостью воды (с массовой долей до ~10%), образуются в зонах субдукции океанических плит (на границе их столкновения с континентом) в результате частичного плавления погружающегося в высокотемпературную мантию океанического вещества и вследствие плавления материала континентальной коры за счет его трения с океанической плитой. Совместно эти процессы приводят к формированию островодужных и окраинно-континентальных областей активного проявления базальт-дацит-риолитвого магматизма и массового образования осадочно-вулканогенных толщ, прорванных интрузивными телами того же состава.

Образование коровых магм возможно и в континентальных условиях. Оно происходит по причине плавления ранее сформированных толщ внедренными в них мантийными магмами, приводящими к зарождению кислых расплавов, образующих гранитные массивы. Больше всего такие процессы проявлялись в докембрийское время.

Практически во всех случаях воздействие магматического тепла на коровые толщи происходит при наличии воды. Поэтому преобразование исходных (вмещающих) пород и слагающих их минералов обычно сопровождается выделением кварца. Однако не всегда он образует массовые скопления. Для этого надо, как уже было сказано, достаточно интенсивное движение водного раствора, обеспечивающее перенос веществ. Если его нет, то новообразованные выделения кварца остаются на месте и в небольших количествах, в основном в виде вкрапленных проявлений. То же происходит и с золотом. Оно не концентрируется. Его количество остается тем же, что и было в исходном материале [9].

Интенсивность движения растворов находится в прямой зависимости от перепада (градиента) температуры и давления, существующих в водном потоке. Наибольшие их величины, влияющие на устойчивость компонентов в растворах и дальность их переноса, достигаются при внедрении магматических тел в верхние (наиболее холодные) части земной коры.

Каждое магматическое тело, являющееся тепловым источником, после внедрения магмы сначала довольно длительное время (до нескольких тысяч лет и более, в зависимости от массы и состава магмы) сохраняет сравнительно высокую температуру за счет исходного теплового запаса и кристаллизационного тепла. По завершении кристаллизации расплава температура сформированного магматического тела снижается в направлении от его периферии к центру, вплоть до ее выравнивания с окружающим пространством. В соответствие с тепловой эволюцией магматического тела меняется его воздействие на окружающую среду. Вначале она разогревается до максимального предела вблизи интрузива с распространением (удалением) теплового фронта в сторону периферии до тех пор, пока не начнется охлаждение теплового источника. Затем происходит снижение температуры вмещающей среды и отступление теплового фронта.

Термическая эволюция источника тепла определяет реализацию и продуктивность внутри- и околоинтрузивных гидротермальных процессов. Температурный перепад в гидропотоке обеспечивает не только движение раствора, но и выпадение из него растворенных компонентов, теряющих устойчивость с понижением температуры и изменением Eh и pH среды, как и делает возможным существование в нем зон растворения (в области высоких температур) и зон отложения веществ (в низкотемпературной части).

Растворение и отложение веществ потоками водных растворов контролируются несколькими факторами [6, 17], главным из которых является величина свободной энергии образования (ΔG°) создающих химическими элементами ионов, молекул и твердых соединений. Она учитывает и аккумулирует в себе практически все энергетические эффекты и определяет степень и различие подвижности элементов. По этому признаку химические элементы выстраиваются в единый термодинамический ряд (рис. 2), в котором каждый правостоящий элемент более предпочтителен (создает более прочные формы и соединения) в водных растворах по сравнению с левостоящими. При дефиците растворителя он раньше поступает в раствор, если не мешают другие факторы [6, 7, 17].

Природным условиям свойственны ситуации дефицита растворителя (лигандов в растворе). Поэтому химические элементы растворяемых веществ обычно поступают в раствор, выносятся из зоны растворения и отлагаются в зоне кристаллизации не одновременно, а в определенной последовательности, во многом соответствующей термодинамическому ряду и обусловливающей существование химической и минеральной зональности [6, 17].

В термодинамическом ряду химических элементов золото занимает крайнее левое положение (см. рис. 2), что определяет его самую низкую растворимость в водных растворах. В аналогичной позиции находится SiO_2 в термодинамическом ряду породообразующих минералов (рис. 3), устойчивость которых в водных растворах обычно повышается, а растворимость снижается с уменьшением величины свободной энергии их образования. Причина состоит в том, что большинство петрогенных элементов имеют более прочные связи с лигандами водного раствора, чем в исходном минерале и, следовательно, первыми поступают в раствор. Поэтому кварц так же, как и золото, характеризуется одинаково низкой растворимостью в водных средах.



Рис. 2. Термодинамический ряд химических элементов:

обобщенные значения свободной энергии образования известных соединений каждого элемента в водных растворах, рассчитанные по отношению к Au, величина ΔG которого принята за нулевую; расчеты выполнены на основе конкретных данных [6–7, 14, 16]

Именно эти свойства и причины обусловливают совместное нахождение и накопление кварца и золота в остаточных и новообразованных продуктах гидротермального преобразования минеральных веществ, а также и формирование месторождений золота, связанных с кварцем [12].

Как следует из приведенных выше данных, реакции с выделением кварца в основном происходят за счет замещения и извлечения водой SiO_2 минералов исходных пород, реализации которых способствует сходство величин свободной энергии образования H_2O и SiO_2 (см. рис. 3). Они могут приводить к отложению новообразованных продуктов или практически на месте исходного материала (без привноса и выноса компонентов), или на удалении от него с выносом из зоны растворения и отложением в удаленной зоне кристаллизации. Возможен переход первого варианта во второй в ходе разрастания теплового воздействия и развития гидротермальной системы.

Первый вариант менее продуктивен, чем второй, так как в нем отсутствуют условия для транспорта, увеличения количества и концентрирования веществ. Его реализация характерна для случаев слабого движения растворов, в основном для ранней стадии прогрева вмещающих толщ и медленной пропитки растворами пород, когда происходит преимущественно гидратация исходных минералов. Примером продуктов таких реакций и процессов являются метасоматические образования типа березитов и лиственитов, являющиеся продуктами в основном кислотной стадии гидротермального преобразования, соответственно, кислых и ультраосновных пород [3, 4].

В последующем на них могут накладываться привнесенные водным раствором вещества, в том числе рудоносный и безрудный кварц, растворение и перенос элементов которого оптимальны в щелочных условиях. Иначе говоря, метасоматиты такого рода в своем формировании не производят рудных скоплений, но могут являться носителями рудного вещества, наложенного на них в результате перехода гидротермального процесса в режим привноса-выноса компонентов.

Вынос из зоны растворения и отложение в зоне кристаллизации перешедших в раствор компонентов обеспечивают сбор растворяемых веществ с больших объемов исходного материала и отложение их с концентрированием на сравнительно ограниченных участках. Причиной тому является то, что сам интрузив и области околоинтрузивного нагрева коровых толщ, где происходит растворение веществ, обычно охватывают значительно большие пространства, и они менее изменчивы по температуре, чем зоны кристаллизации, характеризующиеся резкими температурными перепадами, снижающими устойчивость компонентов в водных растворах.

Зоны растворения веществ находятся в наиболее высокотемпературных частях самого источника тепла (интрузива) и в ближайших к нему участках вмещающей среды, тогда как зоны отложения характерны для областей сравнительно низких температур окружающих толщ и периферии интрузивов.



Рис. 3. Диаграмма зависимости от температуры изобарных потенциалов образования главнейших породообразующих минералов. По работе [14], соединения Au и H₂O по работе [15]

Зоны отложения растворенных компонентов могут располагаться от мест их растворения на значительных расстояниях, вплоть до нескольких километров, в зависимости от массы теплового источника, величины температурного градиента области нагрева и устойчивости компонентов в водных средах. В общем случае большие объемы веществ и высокие температуры обеспечивают максимальную продуктивность гидротермальных процессов, в том числе в образовании скоплений кварца и концентрировании золота.

Практически во всех случаях во время возникновения, существования и охлаждения теплового источника зоны растворения и отложения веществ мигрируют и меняют свои границы. По мере прогрева окружающей среды зона растворения расширяет свои пределы, а зона отложения удаляется от источника тепла. С наступлением стадии охлаждения теплового источника границы обеих зон смещаются в обратном направлении. В результате возникают химические и минеральные зональности в рудных телах и вмещающих их средах, как и многочисленные этапы и фазы минералообразования.

Таким образом, гидротермальные процессы, вызываемые магматическим тепловым источником и приводящие к формированию скоплений кварца и рудных компонентов, в основном происходят вследствие наличия температурного перепада в потоке водного раствора. Движение раствора имеет преимущественно замкнутый (рециклинговый) характер. Замыкание может осуществляться через водоем, что имеет место в гидросистемах зон спрединга океанического дна, или полностью в твердой среде земной коры. В последнем случае это происходит в основном за счет изоляции гидросистемы от окружающей среды посредством отложения на периферии области нагрева привнесенных потоками раствора и местных новообразованных продуктов, среди которых может быть кварц.

Гидротермальные процессы в своем проявлении и воздействии на окружающую среду проходят три стадии, соответствующие температурной эволюции теплового источника: раннюю - стадию нагрева (повышения температуры), промежуточную (основную) и позднюю. В раннюю стадию происходит медленная пропитка исходных пород водным раствором с частичной гидратацией породообразующих минералов. Промежуточная стадия является наиболее высокотемпературной и продолжительной, зависящей в основном от длительности кристаллизации внедренной магмы. В течение ее осуществляется объемная гидратация минералов исходных пород и другие изменения с образованием массивных метасоматитов. В позднюю стадию формируются накладывающиеся на предшествующие образования вкрапленно-прожилково-жильные безрудные и рудные поли- и мономинеральные ассоциации, включая кварц и золото.

Приуроченность выделений кварца и золота к поздней стадии минералообразования объясняется их накоплением (из-за относительно низкой растворимости) в остатке исходных веществ и поступлением в раствор в последнюю очередь.

Усложненные варианты отложения кварца и связанных с ним рудных скоплений, как и метасоматических образований в целом, возникают при многофазном внедрении и неоднократном перемещении теплового источника, а также из-за неровностей его границ.

Таким образом, можно сделать следующие основные выводы.

1. Скопления кварца и золота являются конечными продуктами дифференциации земного вещества, осуществляемой в основном под воздействием воды в термоградиентных условиях.

2. Массовое образование кварца происходило только на Земле, единственной в Солнечной системе планете, обладающей необходимым количеством H₂O.

3. Проявление массовых скоплений кварца началось после отвердевания (кристаллизации) верхней части до этого расплавленной Земли, со времени образования супракрустальных структур (~3800 млн. лет назад) и благодаря поступлению на земную поверхность воды, конденсированной из атмосферы и освобожденной кристаллизующимся планетарным расплавом.

4. Формирование кварцевых скоплений осуществлялось путем магматических и гидротермальных преобразований более ранних горных пород.

5. Наибольшая продуктивность свойственна гидротермальному метасоматозу, который реализуется в условиях повышенного движения водных растворов с проявлением реакций гидратации породообразующих минералов, обеспечивающих извлечение из исходного вещества, перенос и отложение в концентрированном виде кремнезема и сопутствующих рудных компонентов, в том числе и золота.

6. В процессе гидротермального преобразования горных пород можно выделить три стадии: раннюю, промежуточную (основную) и позднюю. В раннюю стадию происходит медленная пропитка исходных пород водным раствором с частичной гидратацией породообразующих минералов; в промежуточную – полная их гидратация и другие изменения с образованием массивных метасоматитов; в позднюю формируются вкрапленно-прожилково-жильные нерудные и рудные минерализации, включая кварц и золото.

7. Совместное нахождение и концентрирование золота с кварцем обусловлены одинаково низкой величиной свободной энергии образования (ΔG°) создающих ими форм и соединений в водных растворах, определяющей их слабую растворимость: накопление в остатке от растворения исходного материала, а также переход в раствор и выпадение из него в позднюю стадию минералообразования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аллорт Я. Древние супракрустальные породы с возрастом свыше 3760 млн. лет и ассоциирующиеся с ними полосчатые железистые кварциты, район Исуа, центральная часть западной Гренландии // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 188–201.
- Докембрийские железорудные формации Мира. М.: Мир, 1975.
- Жариков В.А., Омельянинко Б.И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями // Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. – М.: Недра, 1965. С. 119–194.
- Коржинский Д.С. Общие свойства инфильтрационной метасоматической зональности // Доклады АН СССР, 1951. Т. 78. № 1. С. 95–98.
- Леин А.Ю., Сагалевич А.М. Курильщики поля Рейнбоу район масштабного абиогенного синтеза метана // Природа. 2000. № 8. С. 44–53.
- 6. *Лихачев А.П.* О переотложении рудогенных и петрогенных компонентов водными растворами // Геохимия. 1975. № 10. С. 1459–1474.
- Лихачев А.П. О поведении химических элементов в магматических и гидротермальных процессах // ЗВМО. 1975. Вып. 6. С. 649–663.
- 8. Лихачев А.П. Формирование континентальной коры и образование в ней месторождений полезных ископаемых // Отечественная геология. 2011. № 4. С. 55–63.

- 9. Лихачев А.П. Общая закономерность размещения месторождений золота по глубинным геофизическим данным // Отечественная геология. 2012. № 6. С. 13–29.
- Лихачев А.П. Причины и условия существования магнитных и немагнитных полей земной коры, определяющих формирование и размещение месторождений золота, алмазов, нефти, газа и других полезных ископаемых // Отечественная геология. 2013. № 6. С. 40–50.
- Лихачев А.П. Планеты земной группы как твердые остатки (ядра) обычных преимущественно газовых планет, потерявших газовую составляющую при первоначальной вспышке Солнца // Отечественная геология. 2014. № 3. С. 89–100.
- Лихачев А.П. Возможные причины и условия тесной ассоциации золота с сульфидами и кварцем // Отечественная геология. 2016. № 2. С. 41–52.
- Майсен Б, Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. – М.: Мир, 1979.
- 14. Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968.
- Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. – М.: Атомиздат, 1971.
- Чернышов Н.М., Резникова О.Г. Типы, состав и генетические особенности золотоплатинометалльного оруденения в железистых кварцитах Старосельского рудного района КМА (Центральная Россия). Воронеж: Издательский дом ВГУ, 2014.
- Likhachev A.P. Redeposition of ore-producing and petrogenetic components by aqueous solutions // Geochemistry Internat. 1975. Vol. 12. Pp. 101–113.

УДК 552.326.6:553.81 © Н.Н.Зинчук, 2017

Особенности алмазоносности разных фаз внедрения кимберлитов

Н.Н.ЗИНЧУК (Западно-Якутский научный центр АН РС (Я); 678170, г. Мирный, Чернышевское шоссе, 16).

Большинство изученных кимберлитовых диатрем Сибирской платформы представляют собой многофазные трубки. Каждая магматическая фаза внедрения, сформированная внутри диатрем, сложена кимберлитом с характерным петрографическим и петрохимическим типом, обладающим рядом устойчивых, слабо изменяющихся с глубиной типоморфных признаков. Кимберлиты разных фаз внедрения в одной и той же диатреме различаются между собой как соотношением порфировых и кластических структурных элементов, так и содержанием индикаторных минералов.

Ключевые слова: кимберлитовые трубки, алмазы и алмазоносность, типоморфизм минералов.

Зинчук Николай Николаевич



nnzinchuk@rambler.ru

Specific features of diamond potential of different kimberlite intrusion phases

N.N.ZINCHUK

Most of investigated kimberlite diatremes of the Siberian platform represent multiphase pipes. Each magmatic phase of intrusion, formed inside diatremes, is composed by kimberlites of specific petrographic and petrochemical type possessing a number of stable typomorphic features, changing a little with depth. Kimberlites of different intrusion phases in the same diatreme are differentiated by both correlation of porphyritic and clastic structural elements and content of indicator minerals. *Key words*: kimberlite pipes, diamonds and diamond potential, typomorphism of minerals.

Неравномерное распределение алмазов в кимберлитовых диатремах [4-6, 9-11] существенно осложняет плановую отработку коренных месторождений. Выявление особенностей вертикальной изменчивости алмазоносности кимберлитовых пород до глубины их рентабельной отработки - одна из главнейших задач и проблем разработки таких месторождений. Несмотря в целом на значительную изученность кимберлитовых диатрем Сибирской платформы (СП), вопросы их алмазоносности во многом являются недостаточно исследованными и дискуссионными по следующим причинам: а) закрытости данных опробования по многим месторождениям, б) несопоставимости данных опробования эксплоразведочных и эксплуатационных проб, в) не всегда опробуются строго раздельно различные типы кимберлитов. Кроме того, имеются определенные элементы субъективизма при определении петрографических типов кимберлитов различными исследователями [2, 3, 7-9, 12-20]. Наиболее детально вопросы изменения алмазоносности различных типов кимберлитов изучались в Малоботуобинском алмазоносном районе (МБАР) на примере трубки Мир, где многие исследователи получили данные об их различии. При этом ими выделяется различное количество петрографических типов (от 3 до 6 и более), которые по-разному распространены как в плане, так и на разведанную до 1200 м глубину. Кимберлитовая трубка Мир на поверхности имеет форму овала (рис. 1). Размер по длинной оси составляет 490 м, по короткой – 320 м со слабым пережимом в средней части. До глубины 200 м трубка представляет собой типичную воронку, глубже (примерно до 900 м) – цилиндрическое тело с незначительным сужением книзу, а затем на глубине около 1000 м от поверхности она переходит в серию подводящих даек. Верхние горизонты трубки Мир образовались в результате трехфазного внедрения кимберлитового расплава [4-6, 17]. Кимберлитовые брекчии (КБ) первой фазы слагают большую часть северо-западной половины трубки. КБ второй фазы на уровне современного эрозионного среза локализованы в юго-восточной части трубки и инъецируют брекчии северо-западной половины диатремы. Кимберлитовые породы третьей фазы формируют на юго-востоке трубки вытянутое в северо-западном направлении дайковое тело размером 30×120 м. Контакты этого тела с вмещающими КБ секущие, в переходной зоне широко развита сульфидная минерализация. Трехфазность строения нижних горизонтов диатремы установлена [11, 12, 15, 16, 18-20] по изучению керна, вскрытого скважинами при глубоком бурении на диатреме с целью оценки продуктивности этой части месторождения. Между кимберлитами первой и второй фаз внедрения (на глубину около 1 км)



Рис. 1. Геолого-структурная схема трубок Мир и Спутник [20]:

1 – трубка Спутник; 2–4 – трубка Мир, кимберлиты фаз внедрения: 2 – первой, 3 – второй, 4 – третьей; 5 – зона эндоконтакта; 6 – кимберлитовая дайка; 7 – ксенолиты осадочных пород; 8 – зона дробления с галенитовой и сфалеритовой минерализацией; 9 – вскрытые карьером пласты вмещающих карбонатных пород; 10 – элементы залегания осадочных пород и разрывных нарушений; 11 – разрывные нарушения; 12 – границы разновидностей кимберлитовых пород прослеживается зона сочленения («шовная зона») подводящих каналов, обогащенная ксенолитами вмещающих пород («ксенолитовый пояс»). Было установлено [2, 4, 6], что алмазоносность пород, слагающих трубку, в плане и по вертикали зависит от закономерностей распределения кимберлитов разных фаз внедрения в объеме рудного тела. Отмечено, что атакситовые и крупнопорфировые разновидности характеризуются минимальной, а автолитовые кимберлитовые брекчии (АКБ) - максимальной алмазоносностью. Существенное влияние на различие в алмазоносности оказывает присутствие кристаллов средних и крупных классов [4-6]. По гранулометрическому составу и морфологическим особенностям алмазов, окраске и степени дефектности кристаллов на глубоких горизонтах месторождения выделено [10] два участка на северо-западе и юго-востоке трубки. Здесь отмечено различие по алмазоносности магматических фаз внедрения, а также по содержанию в них разных классов крупности и их оптическим свойствам. Кимберлиты раннего этапа консолидации отличаются снижением качества алмазов и уменьшением алмазоносности. Кимберлитовые брекчии характеризуются и более высокими экономическими показателями. Кроме упомянутых трех фаз КБ, формирование которых происходило в результате последовательного внедрения самостоятельных порций кимберлитового расплава из эволюционирующего магматического очага [4, 17, 19-20], вдоль контакта с вмещающими породами повсеместно отмечаются своеобразные кимберлитовые породы (5-50 м), названные эндоконтактовыми. Последние не связаны с самостоятельной фазой формирования диатремы, а представляют собой своеобразные фациальные разновидности упомянутых кимберлитовых брекчий. Возникновение таких пород обусловлено повышенным содержанием ксеногенного материала вмещающих трубки терригенно-карбонатных пород и влиянием на кимберлиты пневматолитово-гидротермальных растворов [7-9]. Породы этой зоны в диатремах наиболее интенсивно карбонатизированы и насыщены (достигая до 60% объема) ксенолитами терригенно-карбонатных пород. Интересной является также зона кимберлитовых пород, разделяющая породы первой и второй фаз внедрения. Она имеет ширину до нескольких десятков метров и характеризуется высокими концентрациями рифов вмещающих пород, размеры которых достигают иногда нескольких десятков метров, совпадая с пережимом диатремы, рассекая её в почти меридиональном направлении на две части (см. рис. 1). В результате геологоразведочных работ с подсчетом полезного компонента отмечено продолжение ксенолитового пояса и на глубоких (до 1000 м) горизонтах, с образованием своеобразной шовной зоны, по которой сочленяются два самостоятельных тела, имеющие на глубине изолированные подводящие каналы [8, 14-16, 20]. Слабоизмененные кимберлиты трубки отличаются высокой магнезиальностью, а иногда и повышенным содержанием К₂О. Слабо или практически неизмененные кимберлиты среди сильно переработанных вторичными процессами магматических образований отличаются низким содержанием карбонатной составляющей и повышенным – флогопита. На глубоких горизонтах трубки Мир отмечены также небольшие участки, сложенные атакситовым кимберлитом (АК), представляющим собой песчаникоподобную породу, нередко слоистой текстуры. По внешнему виду она напоминает осадочно-вулканогенные образования, характерные для верхних горизонтов некоторых слабо эродированных диатрем, однако от последних отличается преобладанием кимберлитового материала. В целом кимберлитовые брекчии описываемой диатремы содержат переменное количество обломочного материала терригенно-карбонатных пород чехла платформы, траппов и ксенолитов пород верхней мантии [18, 20].

Внутритрубочные дайки сложены в различной степени серпентинизированным кимберлитом темно-серого до черного цвета с порфировой структурой и ориентированной текстурой, обусловленной субпараллельным расположением порфировых выделений оливина, а также обогащенной флогопитом карбонат-серпентиновой основной массы. В кимберлитовых породах даечного комплекса, в отличие от вмещающих их кимберлитовых брекчий, не отмечены ксенолиты осадочных пород, конвергентных включений, а также крупные выделения первичных минералов. Внутритрубочные дайки вскрыты разведочными скважинами на глубинах 1004,7-1005,2 и 1258 м [10, 20]; ширина их достигает несколько десятков сантиметров. Дайковый кимберлит представляет собой мелкопорфировую породу темносерого цвета, сложенную псевдоморфозами по оливину и многочисленными чешуйками и пластинчатыми кристаллами флогопита светло-коричневого цвета. Основная масса пород состоит из агрегатов серпентина с примесью кальцита. Помимо внутритрубочных даек, при разведке трубки были вскрыты и другие дайковые тела кимберлитов, которые представлены темно-серыми плотными породами с афировой структурой, практически без порфировых выделений оливина или псевдоморфоз по нему.

Кимберлитовая трубка Спутник, имеющая в плане размеры 140×90 м, расположена в 131 м на северовосток от трубки Мир. Форма трубки овальная с вытянутой в северо-западном направлении длинной осью (см. рис. 1). Вмещающими породами диатремы на уровне современного среза служат отложения нижнего ордовика мощностью до 280 м. Глубже трубку окружают породы кембрийского возраста. В вертикальном разрезе трубка быстро выклинивается, переходя на глубине 330 м в подводящую дайку мощностью 15 м, а на глубине 375 м – в систему даек мощностью 2–3 м. Эти дайки под трапповым силлом объединяются в более мощную дайку – подводящий канал северо-западной ориентировки. Для трубки характерно повышенное содержание ксенолитов вмещающих пород и траппов. По степени выветрелости и постмагматической измененности среди магматических пород трубки выделяется несколько разновидностей. Наиболее изменены кимберлитовые породы верхних горизонтов диатремы (до 25 м) и на контакте с вмещающими породами, где они превращены в буровато-желтоватую глинисто-карбонатную массу. Глубже, ниже зоны гипергенного преобразования пород, залегают кимберлитовые брекчии от серого до грязно-серого цвета. Около трубок Мир и Спутник во вмещающих породах карьером вскрыты три кимберлитовые дайки. Одна из них (Южная) прослежена на юго-восток от трубки Мир на расстоянии до 200 м. Вторая (Центральная), вскрытая между обеими трубками, как бы соединяет их. К северо-западу от трубки Спутник на расстоянии 300 м от контакта простирается дайка Северная. Мощность этих даек колеблется от 10 до 30 см. Основное тело каждой дайки часто расщепляется на несколько более тонких прожилков мощностью от 1 до 10 см. Во вмещающих породах прожилки или выклиниваются, или снова соединяются с главным телом. Характер взаимоотношения даек с трубками позволяет относить их к дотрубочным образованиям, сформировавшимся в начальную стадию развития диатрем [8, 19-20]. Кимберлитовые породы даек отличаются от кимберлитов трубок Мир и Спутник высоким содержанием карбонатного материала, повышенной ролью пиропа и пикроильменита, а также титана и фосфата. Несколько дайковых тел кимберлитов сложной морфологии отмечено под пластовым телом долеритов на глубине около 500 м. Дайковый кимберлит верхних и глубоких горизонтов существенно различается, что выражается, прежде всего, в увеличении степени карбонатизации более нижних его частей. Существенно отличается по составу от всех отмеченных выше структур и вскрытое карьером и буровыми скважинами около трубок Мир и Спутник пластовое кимберлитовое тело (силл), рвущее дайку долеритов, а также корневую зону трубки Спутник, протягиваясь на десятки метров севернее последней.

Содержание алмазов в трубке Мир значительно выше, чем во многих высокоалмазоносных месторождениях мира [1, 4, 10]. Алмазы представлены октаэдрами (до 61%), ромбододекаэдрами (до 10%), комбинированными кристаллами (до 29%) и кубами (меньше 1%). Преобладают бесцветные камни (до 75%), но встречаются также дымчато-серые (до 14%), буровато-красные (до 7%), голубовато-зеленые (до 1%), желтые (до 1%) и лиловые (2%). Общая доля сростков нередко достигает 18%, а шпинелевых двойников - 10%. Поскольку трубки Мир и Спутник, дайки и силлоподобное тело представляют собой единую взаимосвязанную рудную систему, авторами [1, 10] предпринята первая попытка провести сравнительное изучение особенностей алмазов из различных типов пород на всю глубину пробуренных колонковых скваизводственной отработки (верхние горизонты). При исследовании алмазов основное внимание уделялось морфологическим, оптическим и другим свойствам кристаллов. Детально исследовались кристаллы октаэдрического габитуса, их сростки, двойники и агрегаты, поскольку кубические и ромбододекаэдрические формы наблюдались редко и не отражали специфику выделяемых разновидностей кимберлитовых брекчий. Использовались также признаки алмазов, включающие особенности, приобретенные кристаллами в процессе их транспортировки кимберлитовой магмой, её дифференциации и раскристаллизации, которые отнесены к дефектным (появление коричневой окраски, дымчатость, коррозионная скульптура, включения графита, желто-оранжевая фотолюминесценция и другие). На глубоких горизонтах трубки Мир кимберлитовые брекчии второй фазы внедрения составляют более 80% объема тела, тогда как аналогичные породы начальной фазы отмечаются только на отдельных участках [20]. Различие в алмазоносности кимберлитовых брекчий двух фаз внедрения можно объяснить разубоживанием кимберлитов первой фазы в результате насыщения их ксенолитами пород осадочного чехла и меньшей скоростью подъёма и глубиной зарождения первых порций кимберлитовой магмы. Однако в целом алмазоносность каждого конкретного типа кимберлитовых пород колеблется в широких пределах [10, 20]. Несмотря на почти равномерное распределение алмазов по классам крупности, если не учитывать конкретных разновидностей пород, для образований различных фаз отмечаются определенные различия. Так, кимберлитовые брекчии первой фазы содержат максимальное количество мелких и максимальное число крупных кристаллов. В отличие от этого, в кимберлитовых брекчиях второй фазы внедрения возрастает содержание крупных и уменьшается роль мелких кристаллов. Выявленная закономерность в соотношениях мелких и крупных кристаллов в брекчиях обеих фаз внедрения оказывает существенное влияние на колебания средней массы кристаллов, минимум и максимум которой зафиксированы для отдельных разновидностей первой и второй фаз формирования кимберлитовой трубки Мир. В приконтактовых зонах кимберлитов с вмещающими трубку породами увеличивается количество мелких кристаллов, тогда как количество крупных становится больше по мере приближения к центру диатремы. При этом содержание алмазов в кимберлитовых брекчиях приконтактовых зон зависит лишь от того, какой разновидностью (первой или второй) сложены эти участки. В КБ начальной фазы внедрения доминируют дымчатые и коричневые алмазы и их осколки. В КБ второй фазы становления диатремы (автолитовой и микролитовой) количество таких алмазов намного ниже. Степень сохранности кристаллов алмаза, их средняя масса и алмазоносность пород второй разновидности глубо-

жин при разведке диатрем (нижние части) и их про-
ких горизонтов трубки Мир значительно выше, чем аналогичных параметров в этих же породах верхних горизонтов, что связано с динамикой заполнения диатремы и скоростью кристаллизации кимберлитового субстрата.

По минералогическим особенностям в кимберлитовых породах трубки Мир преобладают бесцветные, реже эпигенетически окрашенные в дымчато-коричневые цвета (из-за пластической деформации) алмазы 1 разновидности по Ю.Л.Орлову [16] при незначительном (до 2%) содержании серых поликристаллических агрегатов VIII разновидности и единичных находках алмазов с оболочкой IV разновидности (как желтовато-зеленого, так и молочно-серого цвета), октаэдрического габитуса, реже – комбинационного ряда октаэдр-ромбододекаэдр-куб. Характерная типоморфная особенность алмазов трубки Мир - одно из максимальных среди месторождений мира содержание бесцветных плоскогранных октаэдров с острыми, иногда слегка округленными ребрами, названными кристаллами мирнинского типа. Из морфологических типов кристаллов преобладают тонколаминарные октаэдры со сноповидной и занозистой штриховками, превалирующие над груболаминарными камнями с полицентрически растущими гранями, сложенными как тригональными, так и дитригональными слоями роста [10]. Основная масса алмазов представлена монокристаллами; на долю двойников и сростков приходится не более 20% общего количества кристаллов. Значительное количество алмазов трубки Мир в той или иной степени трещиноваты, причем типоморфными являются секущие трещины, не характерные для кимберлитовых месторождений алмазоносных полей Сибирской платформы. В кимберлитовой трубке Спутник алмазоносность кимберлитов в 4 раза ниже, чем в трубке Мир. Для алмазов из кимберлитов трубки Спутник характерно преобладание (до 70%) мелких кристаллов и небольшое количество (до 7%) средних размеров. Обнаружены ромбододекаэдры и кристаллы переходной формы, однако основная масса – алмазы октаэдрического габитуса и их осколки. Для алмазов этой небольшой трубки характерно повышенное (до 19%) содержание твердых включений эклогитовой ассоциации, что обычно свойственно более ранней и менее глубинной фазе кимберлитового магматизма [10, 15, 20]. В кимберлитовых жилах, откартированных в районе куста трубки Мир, доля мелких алмазов достигает 80%, а среднего класса – 19%. Преобладающее количество алмазов в жилах имеют ромбододекаэдрический габитус [1, 10]. Обычно они сложно деформированные, трещиноватые, с коричневой окраской с полосами пластической деформации. Развитые в кимберлитовых жилах мелкие алмазы и их осколки, коричнево-дымчатые, графитизированные, корродированные кристаллы указывают на сложные термодинамические условия их образования (перепады давления, температуры и газового режима).

Существенно отличается от описанных выше распределений алмазов в системе кимберлитовых диатрем Мир и Спутник, самая большая (площадью 59 га в верхней части) трубка Юбилейная, находящаяся в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе (ДААР) в 15 км к северо-западу от поселка Айхал. Рядом расположена трубка-спутник Озерная и отторженец кимберлитов [10, 13, 20]. Прорывает диатрема (рис. 2) толщу нижнепалеозойских субгоризонтально залегающих пород осадочного чехла - кембрия, нижнего-среднего ордовика и нижнего силура (лландоверийский ярус). Трубка полностью перекрыта терригенно-эффузивными образованиями верхнего палеозоя-нижнего мезозоя, интрудированными межпластовыми телами долеритов. Мощность перекрывающих трубку отложений составляет в среднем 66 м (в том числе трапповых интрузий от 0,5 до 33,9 м). Погребенная поверхность диатремы неровная. Относительное превышение северной её части над южной составляет 44-48 м. По морфологическим особенностям и вещественному составу слагающих пород трубка представляет собой сочетание типичной воронки взрыва (центральная часть) и дайкообразных тел (на флангах), формирующих в её структуре три обособленных рудных столба [5-10]. В разрезе центральный рудный столб имеет характерный трубчатый вид с чашеобразным расширением в пределах верхней кратерной части и близкую к округлой форму горизонтальных сечений. Западный и восточный рудные столбы представляют собой дайкообразные тела с извилистыми очертаниями как в плане, так и в вертикальном сечениях. Трубка сложена в основном породами двух фаз внедрения. На флангах отмечены массивные порфировые кимберлиты (ПК) первой фазы, а центральный канал, начиная от основания чашеобразного расширения (с глубины 300 м и ниже), выполнен АКБ второй фазы. Порфировые кимберлиты первой фазы внедрения, слагающие западный и восточный рудные столбы (см. рис. 2), занимают незначительную часть погребенной поверхности трубки, но с глубиной их доля существенно возрастает. Это плотные серо- и темно-зеленые породы с отчетливо выраженной порфировой структурой основной массы. Сложены они большим количеством псевдоморфоз по оливину с относительно редкими зернами пиропа и пикроильменита, сцементированными карбонат-серпентиновой основной массой. Автолитовая брекчия (АБ) центрального столба представляет собой плотную породу с типичной брекчиевой текстурой и порфировой структурой основной массы. Наиболее сложным строением и неоднородным составом характеризуется центральная часть трубки в пределах чаши. Выполнена она различными вулканогенными породами - от вулканогенно-осадочных образований, слагающих верхнюю часть раструба, до подстилающих их туфов и туфобрекчий, инъецированными кимберлитовыми брекчиями экструзивной (завершающей) стадии формирования диатремы. Переход между образованиями



Рис. 2. Геологический разрез кимберлитовой трубки Юбилейная [20]:

1-4 – перекрывающие породы верхнего палеозоя: 1 – углистые алевролиты, 2 – песчанистые алевролиты, 3 – разнозернистые песчаники, 4 – туфоалевролиты; 5–10 – вмещающие породы: 5 – известняки лландоверийского яруса меикской свиты, 6 – мергелистые и глинистые известняки кылахской свиты, 7 – доломиты и песчанистые известняки сохсолоохской свиты, 8 – доломиты, глинистые доломиты и доломитистые известняки олдондинской свиты, 9 – терригенно-карбонатные породы маркокинской свиты, 10 – глинисто-карбонатные породы мархинской свиты; 11–12 – кимберлитовые породы: 11 – порфировые кимберлиты первой фазы внедрения, 12 – автолитовые брекчии второй фазы внедрения; 13–14 – стратифицированные осадочно-вулканогенные образования кратера: 13 – глинистого облика, 14 – «песчанистого» и «гравелитового» облика; 15 – ксенолиты осадочных пород в кимберлитах («ксенолитовый» пояс); 16 – туфы основного состава; 17 – долериты; 18 – блоки кимберлитов и осадочных пород, отторгнутые и перемещенные интрузией траппов; 19 – граница пород кратерной фации

верхней (осадочно-вулканогенной) и нижней (туфогенной) толщ кратерной фации постепенный. В нескольких десятках метров от контакта диатремы Юбилейная расположена *трубка Озерная*, имеющая в плане под перекрывающими её верхнепалеозойскими отложениями форму овала. Трубка сложена КБ, содержащей до 35% обломков осадочных пород. *Кимберлитовый Отторженец* (см. рис. 2) изолирован от обеих трубок, не имеет самостоятельного отводящего канала и заключен в породах верхнепалеозойского возраста и траппах [13– 15]. Западная часть его выведена эрозией на дневную поверхность. Блок кимберлитовых пород, образующих это бескорневое тело, представляет собой срезанную трапповым силлом приповерхностную часть юго-восточного фланга трубки Юбилейная, перемещенную на несколько сотен метров от её первоначального положения. Алмазоносность кимберлитовой трубки Юбилейная неоднородная. Наиболее высокими содержаниями алмазов характеризуются кимберлитовые породы, залегающие под чашей. Породы чаши имеют низкое содержание алмазов, особенно в верхних горизонтах, где велика доля неалмазоносного ксеногенного материала и развиты мелкозернистые породы. Основную массу алмазов составляют бесцветные, реже эпигенетически окрашенные в дымчато-коричневые цвета различной интенсивности кристаллы 1 разновидности (около 90%

от всех находок). Среди них преобладают октаэдры и переходные формы от октаэдрического габитуса к ромбододекаэдрическому (в сумме около 40%), а также ламинарные ромбододекаэдры (до 25% всех алмазов). В значительном количестве (по сравнению с другими диатремами с промышленной алмазоносностью) в трубке Юбилейная встречаются типичные округлые алмазы (в сумме свыше 10%), среди которых выделены как алмазы уральского (бразильского) типа, так и додекаэдроиды с шагренью и полосами пластической деформации «жильного» типа [20]. В небольших количествах присутствуют октаэдры, кубоиды и псевдоморфные кристаллы 1 разновидности. Бесформенные осколки без признаков кристаллографической огранки составляют свыше 10% и чаще всего это кристаллы с протомагматическими сколами. Суммарное содержание окрашенных алмазов II, III, IV, VIII и VIII разновидностей [17] в трубке Юбилейная достигает 10-13%. Довольно характерным признаком для алмазов трубки Юбилейная является (рис. 3) повышенное, по сравнению с другими диатремами Алакит-Мархинского поля, количество индивидов с признаками природного травления (шрамы, матировка, коррозия, каверны и др.), которые в целом для месторождения составляют свыше 25% природных алмазов. Повышенное количество алмазов с матировкой в туфобрекчии и кимберлитовых породах зоны смешения. Типоморфными для месторождения можно считать алмазы II и IV разновидностей. Полученные результаты свидетельствуют о высоком содержании на месторождении окрашенных камней, чем отличаются от других коренных промышленных месторождений Сибирской платформы (см. рис. 3). Повышенные содержания алмазов с желто-зеленой фотолюминесценцией сближают трубку Юбилейная с другими диатремами Алакит-Мархинского кимберлитового поля и отличают от трубок Далдынского, Мирнинского и недавно открытого Накынского (рис. 4) кимберлитовых полей, для которых довольно характерным является розово-сиреневое свечение алмазов.

Сопоставление имеющихся материалов по алмазоносности и их связи со структурно-текстурными особенностями кимберлитов трубок Ботуобинская (Средне-Мархинский алмазоносный район – СМАР), Удачная и Айхал (ДААР) проводилось также по керну разведочного материала с привязкой к петрографическим типам. Эти трубки сформированы [10, 20] в результате нескольких (не менее двух) фаз внедрения кимберлитового расплава, каждой из которых соответствует собственный петрографический тип породы. Последовательность магматических фаз внедрения установлена по резким геологическим контактам и включениям ксеноавтолитов, отражающим временные границы этапов консолидации разных петрографических типов. АКБ завершающих эксплозивных фаз внедрения характеризуются в целом повышенной алмазоносностью, по сравнению с предшествующими по

образованию интрузивными ПК. Это соотношение (в условных единицах) для восточного тела трубки Удачная составляет 1,3:1, западного – 1,5:1, трубок Айхал и Ботуобинская – 1:1,5 (см. рис. 4). Примерно такое же соотношение отмечено и для трубки Нюрбинская. Преобладает мнение, что последние фазы внедрения кимберлитов в многофазных трубках более алмазоносны. Использование методов математической статистики позволило установить [8-10], что участки с различной алмазоносностью в трубках расположены соответственно распространению кимберлитов разных фаз внедрения, причем породы завершающих этапов формирования характеризуются повышенной алмазоносностью. Сами границы кимберлитовых пород разных фаз внедрения обычно нечеткие, трудно картируемые, а критерии определения фаз и последовательности их формирования в ряде случаев весьма условны.

В трубках сложного внутреннего строения присутствуют алмазы различной крупности, габитуса и свойств [17, 20]. Так, ранние фазы внедрения кимберлитов трубки Мир менее алмазоносны, содержат минимальное количество октаздров по сравнению с более поздними фазами внедрения. Большинство алмазов из кимберлитовых жил имеют ромбододекаэдрический габитус; кристаллы сильно деформированы, трещиноваты, имеют дефектную окраску. Значительная их часть содержит включения эпигенетического графита, а поверхности ромбододекаэдров (с шагреневым рельефом) свидетельствуют о пластической деформации алмаза. При исследовании типоморфных особенностей алмазов [1, 6, 9] трубок с промышленной алмазоносностью (Удачная, Сытыканская, Юбилейная, Комсомольская и др.), установлено [9-11, 20], что наиболее высокопродуктивными являются рудные столбы, сложенные АКБ. Для этого петрографического типа характерно повышенное содержание в них кристаллов алмаза октаэдрического габитуса в крупных классах, с одновременным снижением количества ромбододекаэдров. Менее алмазоносными считаются рудные столбы, выполненные порфировыми кимберлитами, для которых характерно увеличение количества кристаллов ромбододекадроидов, с уменьшением числа октаэдров, а также повышенная роль округлых алмазов. Образование додекаэдрических поверхностей исследователи связывают с условиями растворения при повышенных температурах. Результаты экспериментов по искусственному получению алмаза [10] свидетельствуют о том, что габитус кристалла варьирует в зависимости от температуры. По мере повышения температуры появляются куб-октаэдр-додекаэдры, что позволяет предположить более высокое содержание крупных фенокристов оливина в порфировых кимберлитах. Последние во всех изученных трубках характеризуются более мощными келифитовыми каймами на гранатах ультраосновной ассоциации. Это свидетельствует о более длительной их реакции с кимберлито-



Рис. 3. Типоморфные особенности алмазов из кимберлитовых тел Алакит-Мархинского поля:

I–IV, VIII – разновидности алмазов по Ю.Л.Орлову (О – октаэдры, ОД – переходные формы, Р – ламинарные ромбододекаэдры, Д1 – додекаэдры скрытослоистые, Д2 – додекаэдры с шагренью, К – кубы, б/т – осколки); 1–4 – трубки: 1 – Айхал, 2 – Юбилейная, 3 – Сытыканская, 4 – Комсомольская; 5 – среднее по полю

вым расплавом, то есть меньшей скорости внедрения транспортируемого флюида, что могло приводить и к растворению алмазов. Завершающие вулканические фазы внедрения кимберлитовой магмы характеризовались высокими скоростями подъёма, что могло положительно отразиться на сохранности алмазов. Однако такая закономерность характерна не для всех диатрем. Например, в трубке Дальняя (ДААР) более алмазоносными оказались порфировые кимберлиты. Обнаружены также различия [9] в распространении кристаллов с разным типом их внутреннего строения в кимберлитах разных фаз внедрения Накынского поля (трубки Ботуобинская и Нюрбинская). Установлено, что среди алмазов из АКБ повышено содержание кристаллов с желтым и желто-зеленым свечением и снижено с розовым, розово-сиреневым и оранжевым, что существенно отличается от аналогичных свойств минерала из ПК. Были обнаружены различия по интенсивности образования продуктивных зародышей кристаллов алмаза из разных типов кимберлитов. Рассматривались также [5, 20] вопросы взаимосвязи химического состава кимберлитов и алмазоносности, которые базировались на результатах химического анализа более трех тысяч образцов кимберлитов различных структурно-петрографических разновидностей по всем изученным коренным месторождениям алмазов Якутии. Линейный корреляционный анализ содержаний алмазов и доминирующих оксидов из кимберлитов трубок Мир и Интернациональная (МБАР), Сытыканская, Юбилейная и Удачная (ДААР) надежных, устойчивых зависимостей не обнаружил, что связано, вероятно, с тем, что имеющиеся в распоряжении данные по алмазоносности 10-метровых разведочных интервалов включали несколько структурно-текстурных разновидностей пород. Однако применение множественного регрессионного анализа подтвердило [5] гипотезу о наличии связи между химизмом кимберлитов разрабатываемых месторождений Сибирской платформы и их алмазоносностью. Имеющиеся базы данных химических анализов были разделены по уровням алмазоносности для отдельных диатрем на 50 групп, для каждой из которых были вычислены средние значения, которые затем были использованы в уравнениях множественной регрессии. В результате в каждой кимберлитовой трубке было установлено по две основные популяции (подгруппы), различающиеся по содержаниям отдельных петрогенных компонентов. Отмечено, что порфировые кимберлиты ранних фаз внедрения, характеризующиеся повышенной магнезиальностью, титанистостью и железистостью, менее продуктивны по сравнению с кимберлитовыми брекчиями завершающих стадий формирования диатрем; чем меньше в популяциях TiO_2 , Fe₂O₃, больше K₂O и Al₂O₃, тем выше алмазоносность популяций.





Рис. 4. Схематический план и разрез трубки Ботуобинская [10]:

 карбонатные и терригенно-карбонатные породы, РZ;
терригенно-карбонатные породы, J; 3 – порфировые кимберлиты; 4 – кимберлитовые туфобрекчии; 5 – автолитовые кимберлитовые брекчии

Таким образом, на основании изучения геологического строения трубок и жил, исследования алмазоносности кимберлитов, морфологии, гранулометрии и окраски алмазов проведена детализация модели пространственного размещения жильных тел и трубок отдельных алмазоносных районов СП. Типоморфными для промышленно алмазоносных кимберлитовых тел МБАР являются: резкое преобладание алмазов 1 разновидности, среди которых превалируют кристаллы октаэдрического габитуса, значительную часть из них составляют плоскогранные острореберные октаэдры. Типичные округлые алмазы уральского (бразильского) типа здесь практически отсутствуют. Типоморфными

особенностями алмазов кимберлитов СМАР являются: преобладание кристаллов октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов 1 разновидности при сравнительно высоком количестве бесформенных осколков и практическом отсутствии типичных округлых алмазов. По комплексу типоморфных особенностей алмазы СМАР занимают промежуточное положение между кристаллами из эксплуатируемых месторождений МБАР и ДААР. С первыми их сближает высокое содержание октаэдров (в том числе плоскогранных острореберных), низкое содержание лилово-коричневых камней и кристаллов с твердыми включениями, а также преобладающая розово-сиреневая фотолюминесценция и высокое содержание примесного азота в форме А-центра. Высоким содержанием окрашенных алмазов с оболочкой IV разновидности кристаллы из месторождений СМАР напоминают алмазы трубок Айхал и Юбилейная (ДААР), но характеризуются спецификой окраски, толщины оболочки и скульптур травления, что позволяет выделить накынскую минералогическую ассоциацию алмазов, отличающуюся по своим типоморфным особенностям от эксплуатируемых месторождений Сибирской платформы. Алмазы из месторождений ДААР характеризуются комплексом типоморфных особенностей, специфичных для каждого из них. В целом для района характерны свойства кристаллов, позволяющие уверенно отличать их от алмазов для других алмазоносных районов. Установлено, что жильные тела, кимберлиты трубок Мир, Спутник, Юбилейная, Айхал, Ботуобинская и др. отличаются по алмазоносности, гранулометрическому составу и качеству алмазов. Наиболее обогащены мелкими и низкосортными алмазами жильные тела и рудные столбы, отвечающие первым фазам (этапам) внедрения. Обилие мелких, окрашенных и низкосортных алмазов в жилах и трубках раннего этапа внедрения (трубка Спутник) вызвано тем, что кимберлитовый расплав при их становлении прошел достаточно длинную историю развития. Это создало неблагоприятные для сохранности алмазов термодинамические условия, что привело к появлению дефектных алмазов. Различия алмазоносности, гранулометрического состава, количества окрашенных алмазов, кристаллов с включениями графита, трещиноватых и поврежденных камней, их жил, трубок Мир и Спутник являются индикаторами различных термодинамических условий формирования этой природной рудной системы (вариации вещественного и газового составов, перепады Р-Т условий). Подводя итоги исследованиям по сопоставлению текстурно-структурных типов кимберлитовых пород сложнопостроенных трубок Сибирской платформы по алмазоносности, морфологическим и оптическим характеристикам алмазов, можно отметить существование различий в продуктивности разных фаз внедрения кимберлитов, что обусловлено разным уровнем заложения и длительности функционирования

образующих их магматических очагов, физико-химическими свойствами исходных составляющих, а также скоростью подъёма и характером продвижения кимберлитовой магмы в процессе разных этапов кимберлитообразования. Все основные разновидности кимберлитов и включения в них, обнаруженные в верхних частях диатрем, найдены и на глубине, причем не отмечено зональности в распределении ксенолитов. Интенсивность замещения последних вторичными минералами зависит от степени измененности кимберлитов, вмещающих эти ксенолиты. Отмеченная нередко повышенная степень переработки ксенолитов на глубине, по сравнению с верхними горизонтами, связана с воздействием на кимберлиты и содержащиеся в них ксенолиты высокоминерализованных вод, локализованных в пределах мощных залежей соленосных толщ во вмещающих кимберлиты Сибирской платформы кембрийских отложений. Сравнительное исследование крупности, морфологии, оптических свойств кристаллов и алмазоносности пород диатрем подтверждает различие между выделенными разновидностями кимберлитовых брекчий различных фаз внедрения. На примере сложнопостроенных диатрем Юбилейная и Айхал показаны особенности распределения алмазов в различных частях диатрем с полным строением, подчеркиваемым наличием в верхних частях вулканогенно-осадочных пород, характеризующих слабый эрозионный срез диатрем. Это подтверждается также и слабой россыпной алмазоносностью перекрывающих диатремы осадочных толщ. В случае увеличения эрозионного среза верхних частей диатрем (трубки МБАР и СМАР) в близлежащих и перекрывающих осадочных толщах образуются многочисленные россыпи, в том числе имеющие промышленное значение. Особенности происхождения и извержений кимберлитовых расплавов могли влиять на преобразование первоначальной формы кристаллов алмаза, что вызвано их растворением (иногда до полного уничтожения) и коррозией. При оценке продуктивности кимберлитовых трубок необходимо учитывать реальные соотношения в диатремах интрузивных и эксплозивных процессов кимберлитообразования, которые меняются во времени. Изложенные материалы позволяют предположить, что, чем большие объёмы трубок будут сложены ПК интрузивных фаз внедрения, тем ниже будет их алмазоносность. Это подтверждено результатами опробования многих диатрем на Сибирской платформе. Для всех разрабатываемых кимберлитовых трубок этого региона с глубиной увеличивается объём КБ, что подчеркивает их рентабельную оценку. Различная продуктивность выделенных типов кимберлитовых пород имеет большое практическое значение для выбора оптимального режима обогащения пород. Для повышения эффективности процесса обогащения отдельных разновидностей КБ следует учитывать их различия в соотношениях ксенолитов, петрофизических свойств, распределения породообразующих минералов, характер вторичной минерализации и насыщенности алмазами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Поисковая минералогия алмаза. Новосибирск: Гео, 2010.
- Бартошинский З.В. Сравнительная характеристика алмазов из различных алмазоносных районов Западной Якутии // Геология и геофизика. 1961. № 6. С. 40–50.
- 3. *Благулькина В.А.* Петрохимические типы кимберлитов Сибири // Советская геология. 1969. № 7. С. 60–70.
- Боткунов А.И. Некоторые закономерности в распределении алмазов в трубке Мир // ЗВМО. 1983. Ч. 93. Вып. 4. С. 424–435.
- Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии. Новосибирск: Наука, 1997.
- Занкович Н.С., Зинчук Н.Н. Поиск закономерностей – один из аспектов прогноза продуктивности магматических фаз внедрения кимберлитов // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летнему юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). – Воронеж: ВГУ, 2005. С. 785–790.
- Зинчук Н.Н. Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы (в связи с проблемой поисков и отработки алмазных месторождений). – Новосибирск: НГУ,1994.
- 8. *Зинчук Н.Н.* Постмагматические минералы кимберлитов. – М.: Недра, 2000.
- 9. Зинчук Н.Н., Зуев В.М., Коптиль В.И. Стратегия ведения и результаты алмазопоисковых работ // Горный вестник. 1997. № 3. С. 53–57.
- Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: Недра, 2003.
- 11. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В. Геохимия кимберлитов. – М.: Недра, 1978.
- Каминский Ф.В. Закономерности размещения кимберлитовых (разнофациальных) и родственных им пород на Сибирской платформе // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204. № 5. С. 1187–1190.
- Крючков А.И., Харькив А.Д., Похиленко Н.П. Идентификация кимберлитовых тел, подвергнутых динамическому воздействию траппов (на примере системы тел в районе трубки Юбилейная, Якутия) // Геология и геофизика. 1994. № 3. С. 12–15.
- 14. *Малич Н.С., Масайтис В.Л., Сурков В.С.* Сибирская платформа. Л.: Недра, 1987.
- Милашев В.А. Кимберлиты и глубинная геология. Л.: Недра, 1990.
- 16. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука, 1984.
- Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии / А.П.Бобриевич, И.П.Илупин, И.Т.Козлов и др. – М.: Недра, 1964.
- *18.* Францессон Е.В. Петрология кимберлитов. М.: Недра, 1968.
- Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений. М.: Недра, 1995.
- Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов Мира. – М.: Недра, 1998.

70-летие Сергея Сероповича Вартаняна

Сергею Сероповичу Вартаняну – заместителю директора ФГУП ЦНИГРИ по научной работе, кандидату геолого-минералогических наук, известному специалисту в области металлогении, прогноза, поисков и оценки золоторудных месторождений, 16 февраля 2017 г. исполнилось 70 лет.

Свою трудовую деятельность в ЦНИГРИ Сергей Серопович начал в 1966 г. и прошел путь от младшего научного сотрудника до заместителя директора института по научной работе (2002).

В 1970-1980-х годах С.С.Вартанян изучал условия локализации золотосеребряных месторождений вулканических поясов Камчатки и Примагаданья: Оганчинского, Агинского, Асачинского, Аметистового, Бараньевского, Озерновского, Порожистого, Родникового, Сухарикского, Карамкенского и др. Им сформулированы принципы выявления, оконтуривания и прогнозной оценки разноранговых металлогенических таксонов на основе их прогнозно-поисковых моделей, которые также использованы для разбраковки объектов по степени перспективности и обоснования эффективных прогнозно-поисковых комплексов. Были получены новые данные о строении месторождений, рудных полей и узлов, широко используемые при оценке перспектив и обоснования направлений геологоразведочных работ на ряде золоторудных месторождений. Научные исследования С.С.Вартаняна способствовали дальнейшему развитию на востоке России минерально-сырьевой базы (МСБ), интенсивно вовлекаемой в освоение и в наши дни.

В течение ряда лет С.С.Вартанян работал в экспертных группах Министерства геологии СССР по оптимизации геологоразведочных работ (ГРР) на золото и серебро в Закарпатье, Северном Казахстане, Горном Алтае, Примагаданье, на Камчатке и в других регионах страны.

Реализация разработок, выполненных лично С.С.Вартаняном и под его руководством, обеспечила ускоренное вовлечение выявленных объектов в недропользование, развитие известных и формирование новых минерально-сырьевых баз золота и серебра на Алтае, в Красноярском крае, Якутии, Магаданской и Сахалинской областях, на Камчатке, Чукотке и других регионах России.

Передовые отечественные научно-прикладные разработки были реализованы С.С.Вартаняном при проведении контрактных геолого-поисковых работ в Монголии (1985), Никарагуа (1988), Гондурасе (1993) и США (Аляска, 1991, 1992, 1997–2003).

С 2002 г. Сергей Серопович Вартанян возглавляет научно-методическое сопровождение и обеспечение геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые на территории Российской Федерации.



Эти работы представляют собой систему реализации научно-методических разработок и организационных мер по их внедрению, направленных на эффективное и ускоренное воспроизводство фонда недропользования, создание новых и альтернативных минерально-сырьевых баз, укрепление сырьевых баз действующих предприятий, находящихся в федеральном ведении, расширение инвестиционно привлекательного фонда недропользования в районах с особыми геополитическими интересами России, а также в регионах с напряженной социально-экономической обстановкой. Благодаря этим работам обеспечена концентрация сил и средств федерального бюджета на наиболее приоритетных объектах.

С.С.Вартанян принимает непосредственное участие в составлении оперативных программ федеральных геологоразведочных работ, направленных на воспроизводство минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых, а также программ лицензирования участков недр Российской Федерации. Он участвовал в разработке всех долгосрочных государственных программ изучения недр и воспроизводства МСБ России, в частности, подпрограммы «Воспроизводство минерально-сырьевой базы, геологическое изучение недр» Государственной программы «Воспроизводство и использование природных ресурсов» (2014).

Результаты исследований С.С.Вартаняна отражены в 90 научных трудах, в том числе в 15 монографиях, подготовленных им лично и в соавторстве: «Золоторудные месторождения СССР» (1988), «Золоторудные месторождения островных дуг Тихого океана» (1989), «Прогнозирование и поиски месторождений золота» (1989), «Методика поисков золоторудных месторождений» (1990), «Минерально-сырьевая база благородных и цветных металлов к 2005 году. Мир и Россия» (1998), «Национальная минерально-сырьевая безопасность» (2000), «Оценка прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов». Методическое руководство. Выпуск «Экзогенная золотоносность» (2002), «Типоморфизм самородного золота. Методические рекомендации для геологоразведочных работ» (2003), «Программно-целевая система прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов Российской Федерации» (2006), «Новые горнорудные проекты России» (2007), «Принципы, методы и порядок оценки прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых» (2010).

С.С.Вартанян – член редакционных коллегий научнотехнических журналов «Разведка и охрана недр», «Руды и металлы», «Отечественная геология».

С.С.Вартанян – дважды лауреат премий Правительства Российской Федерации в области науки и техники: за комплект карт экзогенной золотоносности и платиноносности Российской Федерации (2000) и за научное обоснование, создание и реализацию системы прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов Российской Федерации (2007). Он также является лауреатом премии имени А.Н.Косыгина за вклад в оценку отечественной минерально-сырьевой безопасности (2000). За заслуги в области геологии и многолетний добросовестный труд Сергею Сероповичу присвоено Почетное звание «Заслуженный геолог Российской Федерации», он награжден знаками «Почетный разведчик недр» и «Отличник разведки недр», Почетными грамотами Минприроды России и Роснедра.

Поздравляем Сергея Сероповича с юбилеем. Желаем ему крепкого здоровья, семейного благополучия и дальнейшей плодотворной научной деятельности.

> Ученый совет ФГУП ЦНИГРИ Редколлегия журнала

75-летие Алексея Гордеевича Волчкова

Алексею Гордеевичу Волчкову – заведующему отделом научно-методического сопровождения геологоразведочных работ ФГУП ЦНИГРИ, кандидату геологоминералогических наук, известному специалисту в области геологии, прогнозирования, поисков и оценки, рудно-формационного анализа и металлогении месторождений цветных и благородных металлов, 13 февраля 2017 г. исполнилось 75 лет.

Основным направлением работ А.Г.Волчкова являются прогнозно-металлогенические исследования, позволяющие выявить конкретные площади в ранге рудных районов, полей и потенциальных месторождений, перспективные для обнаружения промышленных месторождений цветных металлов. Под руководством А.Г.Волчкова и при его непосредственном участии выполнен ряд обобщающих работ по меденосности и металлогении Уральской провинции, локальному прогнозу и поискам медно-цинковоколчеданных и медно-порфировых месторождений в районах действия горнодобывающих предприятий Южного и Среднего Урала. Им лично и в соавторстве составлены и внедрены прогнозные карты масштаба 1:10 000-1:50 000 основных медно-рудных районов Урала - Свердловской, Челябинской, Оренбургской областей, Республики Башкортостан. Он принимал активное участие в изучении большинства медноколчеданных и медно-порфировых районов Урала и подготовке геологических основ подсчета запасов таких крупных месторождений как Юбилейное, Подольское, Сафьяновское, составляющих основу минерально-сырьевой базы меди Урала. А.Г.Волчковым лично и в соавторстве составлен и внедрен в производство ГРР ряд методик и руководств по крупномасштабному и локальному прогнозу, поискам и количественной оценке медноколчеданных месторождений. За создание первого в отрасли прогнозно-поискового комплекса по поискам скрытых медноколчеданных месторождений, представляющего собой оптимизированную технологию геологоразведочных работ, основанную на принципах последовательного приближения и соответствия, А.Г.Волчков с коллегами был удостоен премии Министерства геологии СССР (1987).

А.Г.Волчков руководил работами по созданию прогнозно-металлогенической карты на медь, свинец, цинк, никель страны масштаба 1:2 500 000 (1993), которые являются основой для формирования программ геологоразведочных работ на цветные металлы. Работы по оценке перспектив выявления месторождений благородных металлов на Полярном Урале завершены созданием прогнозной карты территории Ямало-Ненецкого автономного округа в масштабе 1:500 000, что внесло существенный вклад в обоснование выделения Полярноуральского центра экономического развития. Реали-



зация разработок, выполненных А.Г.Волчковым лично и в соавторстве, обеспечила ускоренное вовлечение выявленных объектов в недропользование, развитие новых и известных минерально-сырьевых баз меди и золота на Урале, в Чукотском АО и других регионах России.

С 2002 г. А.Г.Волчков возглавляет работы по научнометодическому сопровождению и обеспечению геологоразведочных работ, выполняемых за счет средств федерального бюджета, в рамках чего была создана система реализации в практику ГРР научно-методических разработок отраслевых НИИ, осуществляемая в тесной взаимосвязи с работниками производственных организаций и направленная на эффективное и ускоренное воспроизводство фонда недропользования. В рамках этих работ он непосредственно курирует проведение геологоразведочных работ на территории Урала, где по его рекомендациям был успешно реализован ряд проектов, а три выделенные перспективные площади были переданы в недропользование.

Результаты исследований А.Г.Волчкова отражены более чем в 200 научных трудах, 136 из которых опубликованы.

Поздравляем Алексея Гордеевича с 75-летием и желаем ему хорошего здоровья, счастья и семейного благополучия.

Ученый совет ФГУП ЦНИГРИ Редколлегия журнала

VII научно-практическая конференция «НАУЧНО-МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЛАГОРОДНЫХ, ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ И АЛМАЗОВ» 13–14 апреля 2017 г.

В соответствии с Планом выставочных мероприятий, конференций и научных совещаний Федерального агентства по недропользованию на 2017 год, федеральное государственное унитарное предприятие «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГУП ЦНИГРИ) проводит 13–14 апреля 2017 г. VII Научно-практическую конференцию «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных, цветных металлов и алмазов». Конференция проводится при поддержке Федерального агентства по недропользованию, Российской академии наук, Российского геологического общества.

Цель конференции – обеспечение реализации подпрограммы I «Воспроизводство МСБ, геологическое изучение недр» Государственной программы «Воспроизводство и использование природных ресурсов» и положений «Стратегии развития геологической отрасли Российской Федерации до 2030 года».

Тематика конференции:

научно-методические основы комплексирования геологических, геохимических, геофизических методов прогноза, поисков и оценки месторождений;

использование комплексных моделей месторождений для целей прогноза, поисков, оценки и разведки; использование передового опыта проведения ГРР по воспроизводству минерально-сырьевой базы России; разработка и реализация инновационных технологий ГРР.

Место проведения: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, дом 129, корп. 1, ФГУП ЦНИГРИ.

Для участия в конференции приглашаются представители геологоразведочных, горнодобывающих организаций и предприятий, отраслевых научно-исследовательских, академических и образовательных институтов.

Планируются устные и стендовые доклады. Время устного сообщения до 20 минут. К услугам докладчиков будут предоставлены мультимедиа-проекторы для презентации докладов в формате PowerPoint. Стендовые доклады: размеры стенда – 90 см по ширине и 240 см по высоте.

Регистрация участников и приём тезисов производится на сайте: http://www.tsnigri.ru до 20 марта 2017 г. Регистрационные взносы не взимаются.

Требования к оформлению тезисов: текст с заголовком должен быть набран на одном листе формата A4 в редакторе Microsoft Word. Шрифт Times New Roman, 12 кегль, одинарный интервал. Поля со всех сторон 2 см.

Тезисы, присланные в Оргкомитет не позднее 20 марта 2017 г., будут включены в Программу конференции. Сборник тезисов докладов выйдет в свет к началу конференции. Базовые доклады планируется опубликовать в журналах «Отечественная геология» и «Руды и металлы».

Программа конференции будет разослана в электронном виде зарегистрированным участникам.

Контакты: market@tsnigri.ru, (495)315-43-47, (495)315-06-92.

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РФ (МИНОБРНАУКИ РОССИИ) ФГБОУ ВПО «Воронежский государственный университет» ФГБОУ ВПО «Севастопольский государственный университет» Российское геологическое общество Российская экологическая академия Международная академия наук экологии, безопасности человека и природы (МАНЭБ) Союз изыскателей Академия наук Крыма

V международная научно-практическая конференция «ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ: ТЕОРИЯ, ПРАКТИКА И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ» 13–15 сентября 2017 г.

Посвящается Году экологии в России Третьей годовщине присоединения Крыма к России 10-летию кафедры экологической геологии геологического факультета Воронежского государственного университета

Цель конференции – привлечение внимания общества к вопросам экологического развития Российской Федерации, сохранения биологического разнообразия и обеспечения экологической безопасности.

Тематика конференции:

предлагается обсудить актуальные экологические, экономико-правовые и медико-биологические проблемы обеспечения техносферной безопасности территорий;

особое внимание будет уделено разработке новых методических подходов в эколого-геологических исследованиях и инженерных изысканиях в строительстве, а так же формированию эколого-правовых механизмов рационального недропользования.

СЕКЦИИ

- 1. Трансформация экологических функций литосферы.
- 2. Экологические последствия практическо-хозяйственной деятельности в геосферах.
- 3. Инженерные изыскания на техногенно-нагруженных территориях.
- 4. Инновационные технологии в экологии и инженерных изысканиях.
- 5. Проблемы техносферной безопасности территорий
- 6. Экологическое образование.
- 7. Молодые в науке (для студентов и аспирантов).
- 8. Проблемы техногенно-экологической безопасности и охраны труда, техногенные и экологические риски.
- 9. Системы менеджмента в различных отраслях: внедрение, сертификация, аудит.

Место проведения: Крым, г. Севастополь, ул. Гоголя, 14, Севастопольский государственный университет

Заявки и материалы просьба направить в адрес Оргкомитета по электронной почте: conf_ecogeol_2017@mail.ru

Окончание срока подачи заявки 1 июля 2017 г. Срок предоставления материалов до 1 августа 2017 г.

Дополнительную информацию можно узнать по контактным телефонам:

Буркова Елена Викторовна +7-978-767-2889 (Севастополь) Репина Елена Михайловна 8-915-544-0648 (Воронеж) conf_ecogeol_2017@mail.ru

ТРЕБОВАНИЯ К АВТОРАМ СТАТЕЙ

1. Рукопись статьи подготавливается в соответствии с образцом оформления и представляется с установленными сопровождающими документами: письмом (разрешением на опубликование) руководителя учреждения и экспертным заключением о возможности публикации в открытой печати. В конце статьи ставятся подписи всех авторов. В том случае, если автор не один, то указать фамилию автора, с которым будет вестись переписка.

2. К материалам, направляемым в редакцию, должна быть приложена справка об авторе (авторах) с указанием: фамилии, имя, отчества, ученой степени, звания, должности, места работы, адреса для переписки (почтового), телефона, е-mail.

3. Научные статьи, поступившие в редакцию, подлежат обязательному рецензированию с целью их экспертной оценки.

4. В журнале не публикуются статьи, излагающие обобщения и предположения, не вытекающие из публикуемого оригинального фактического материала; серийные и излагающие отдельные этапы исследований.

5. Объем статьи не должен превышать 20 страниц, включая таблицы и список литературы. Следует выставлять поля: сверху (2 см), снизу (2 см), справа (1 см) и слева (3 см). Все страницы рукописи нумеруются. Текст предоставляется в формате MS Word (*.doc) с использованием шрифта Times New Roman (размер 12, полуторный межстрочный интервал). В отдельные файлы помещаются статья, таблицы. Возможна передача статей по электронной почте: ogeo@tsnigri.ru.

 Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 2.0.
Список литературы дается сквозной нумерацией в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не включаются неопубликованные работы.

8. Рисунки и другие графические материалы (не более 6) представляются в цветном или черно-белом варианте в электронном и печатном виде. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала (170х237 мм). Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: графический редактор Corel Draw (*.cdr), JPEG, TIFF (только для фото), диаграмма Microsoft Exsel (*.xls). Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. Ксерокопии и сканированные ксерокопии не принимаются. Подрисуночные подписи печатаются на отдельной странице (текстовый файл, после списка литературы). Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

9. Редакция оставляет за собой право сокращать и редактировать название статьи, текст, рисунки.

10. Статьи, превышающие установленный объем или не отвечающие данным требованиям, возвращаются автору.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Плата с авторов за публикацию (в том числе с аспирантов) не взимается. Гонорар не выплачивается. Автор, подписывая статью и направляя ее в редакцию, тем самым предоставляет редакции право на ее опубликование в журнале и размещение в сети «Интернет».

По всем вопросам, связанными со статьями, следует обращаться в редакцию: $r_{2,2} + 7(405) 215 28 47$, а moil. аспосаторист т

тел. +7(495) 315-28-47, e-mail: ogeo@tsnigri.ru