



Научная статья
УДК 553.411:550.93

Морозкинское золоторудное месторождение (южная Якутия): возраст и источники рудного вещества

В.Е.ГУЗЕВ^{1,2}✉, А.В.ТЕРЕХОВ¹, Р.Ш.КРЫМСКИЙ¹, Б.В.БЕЛЯЦКИЙ¹, А.В.МОЛЧАНОВ¹

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

² Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

Как цитировать эту статью: Морозкинское золоторудное месторождение (южная Якутия): возраст и источники рудного вещества / В.Е.Гузев, А.В.Терехов, Р.Ш.Крымский, Б.В.Беляцкий, А.В.Молчанов // Записки Горного института. 2021. Т. 252. С. 801-813. DOI: 10.31897/PMI.2021.6.3

Аннотация. В работе представлены результаты комплексного изотопно-геохимического (Re-Os, Pb и $\delta^{34}\text{S}$) исследования сульфидной минерализации Морозкинского месторождения. Рудные зоны месторождения локализованы в сиенитовом массиве горы Рудная, который расположен в пределах Центрально-Алданского рудного района (южная Якутия). Золоторудная минерализация представлена прожилково-вкрапленной, реже жильной минерализацией и проявлена в кислотных низкотемпературных метасоматитах – березитах (Qz-Ser-Ank-Py). Впервые получена оценка возраста золотого оруденения $\sim 129 \pm 3$ млн лет, которая свидетельствует о синхронности гидротермального рудного процесса в березитах, сформировавшего месторождение Морозкинское, и магматической кристаллизации сиенитов горы Рудная (~ 130 млн лет назад). Начальный изотопный состав осмия изученных сульфидов указывает на смешанный, мантийно-коровый, источник вещества сульфидной минерализации. Новые данные по изотопному составу свинца сиенитов свидетельствуют о преобладании свинца мантийной природы и незначительной роли свинца нижней коры, тогда как изотопный состав свинца пирита указывает на присутствие вещества верхнекорового источника при генезисе рудного минерала. Значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов изменяются от $-2,3$ до $+0,6$ ‰ и указывают на преимущественно магматический источник серы в рудах.

Ключевые слова: Морозкинское месторождение; гора Рудная; возраст; Re-Os изотопное датирование; изотопный состав свинца; изотопный состав серы

Принята: 30.11.2021

Онлайн: 14.02.2022

Опубликована: 27.12.2021

Введение. Алданский щит – крупнейший выступ фундамента Сибирской платформы, в пределах которого в позднемезозойское время широко проявился калиевый магматизм, сформировавший Алданскую высококалиевую щелочную провинцию [18]. Одним из девяти золоторудных районов этой провинции является Центрально-Алданский [6, 7, 11], в состав которого входит и интрузивный массив сиенитов горы Рудная с недавно открытым Морозкинским золоторудным месторождением с запасами 17,3 т золота. Оруденение приурочено к зонам березитизации (Qz-Ser-Ank-Py) и представлено прожилково-вкрапленной и жильной минерализацией, локализованной в крутопадающих субмеридиональных зонах дробления внутри интрузии. История изучения, изотопно-геохимические исследования сиенитов и частично петрографо-геохимические особенности гидротермально-метасоматических образований месторождения приведены в ранее опубликованных работах [8, 10, 13]. Несмотря на высокую степень изученности объекта, некоторые принципиальные вопросы, касающиеся возраста рудной минерализации и источника вещества, остаются нерешенными. В работе [13] на основании локального уран-свинцового датирования цирконов (SHRIMP-II) было установлено время магматической кристаллизации сиенитов горы Рудная ~ 130 млн лет назад. Образование рудоносных метасоматитов (березитов) происходило на завершающем этапе кристаллизации по мере остывания интрузии. При этом нельзя исключать того, что рудная минерализация в березитах могла быть связана с более поздними процессами и накладывалась на уже сформированные ранее метасоматиты.



Для уточнения возраста непосредственно гидротермальных процессов и источника рудного вещества авторами проведены комплексные изотопно-геохимические и геохронологические (Re-Os, Pb и $\delta^{34}\text{S}$) исследования рудоносных метасоматитов. Результаты этих исследований позволяют подойти к решению вопроса о возрасте рудообразования, источнике минерального вещества и эволюции процессов рудообразования и магматизма горы Рудная.

Геологическая характеристика месторождения. Рудные тела Морозкинского месторождения локализованы в сиенитовом массиве горы Рудная, который расположен в пределах Центрально-Алданского рудного района вблизи поселка Лебединый (рис.1). Подробно геологическое строение территории горы Рудная рассмотрено в работах [8, 10, 13].

В структурно-тектоническом плане массив совпадает с Томмотской магмо- и рудоконтролирующей зоной разломов, которая выступала в роли подводящих каналов для магматических расплавов в позднемезозойское время [9]. Интрузия прорывает породы федоровской толщи (амфиболовые, гиперстен-амфиболовые, двупироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы) и

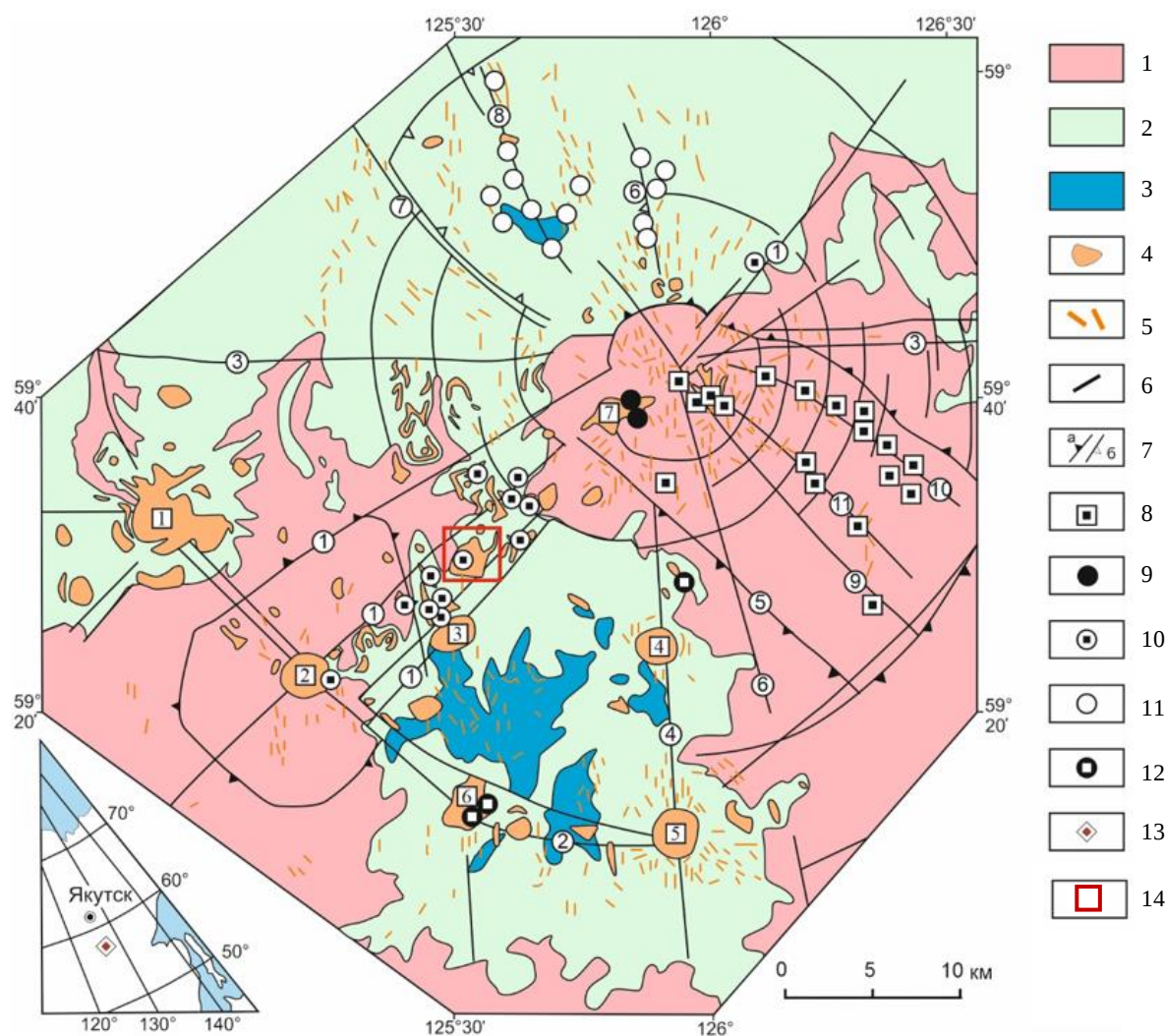


Рис.1. Геолого-структурная схема Центрально-Алданского рудного района [9]

- 1 – раннекембрийский кристаллический фундамент; 2 – венд-нижнекембрийский платформенный чехол; 3 – терригенные отложения нижней и средней юры; 4 – интрузии и дайки (5) щелочного и умереннощелочного состава; 6 – разломы; 7 – границы блоков: *a* – поднятий, *b* – впадин; 8-12 – геолого-промышленные типы месторождения: эльконский (Au-U) (8), рябиновский (Au-Cu) (9), лебединовский (Au) (10), куранахский (Au) (11), самозавский (Au) (12); 13 – положение Центрально-Алданского рудного района; 14 – изучаемая территория. Наиболее крупные интрузивные массивы (цифры в квадратиках): 1 – Инаглинский, 2 – Томмотский, 3 – Якокотский, 4 – Джекондинский, 5 – Ыллымахский, 6 – Юхтинский, 7 – Рябиновский. Наиболее крупные линейные разломы (цифры в кружках): 1 – Томмотский, 2 – Юхтино-Пуриканский, 3 – Северо-Алданский, 4 – Джекондинский, 5 – Юхтинский, 6 – Байанай-Ыллымахский, 7 – Куранахский, 8 – Центрально-Куранахский (Байанай-Куранахский), 9 – Юкунгринский, 10 – Южный, 11 – Сох-Солоохский



гранитоиды раннепротерозойского возраста (рис.2) и частично подстилается маломощными пластами венд-нижнекембрийских доломитов [6, 15]. Интрузия имеет форму лакколита, максимальная мощность которого достигает 180 м [10]. Сложен массив позднемезозойскими и порфировидными сиенитами. Породы массива прорваны более поздними дайками и силлами сиенит-порфиров и известково-щелочных лампрофиров, протяженность которых достигает 1 км при мощности в несколько метров.

Внедрение сиенитового расплава привело к образованию контактово-метасоматических и гидротермально-метасоматических ассоциаций. По структурно-вещественным характеристикам и минеральным парагенезисам все метасоматиты разделены на пять групп: фельдшпатолиты, пропилиты, скарноиды, гумбеиты и березиты. Образование метасоматитов происходило на всех этапах становления массива: от момента внедрения сиенитового расплава (фельдшпатолиты, скарноиды, пропилиты) до его кристаллизации (березиты и гумбеиты) как во вмещающих породах, так и в породах самой интрузии. Промышленное золотое оруденение приурочено к зонам березитизации (Qz-Ser-Ank-Py) на участках интенсивной метасоматической переработки пород вдоль крутопадающих разломных структур внутри интрузии [8]. Наиболее протяженные и мощные зоны, заключающие не менее 90 % ресурсов золота на месторождении: Крутая-Коллективная, Возрождение и Гранитная-Рудная-I, II (рис.2). В пределах рудоносных зон развита сульфидная (пирит, халькопирит и арсенопирит) прожилково-вкрапленная и жильная минерализация, с которой парагенетически связано золото.

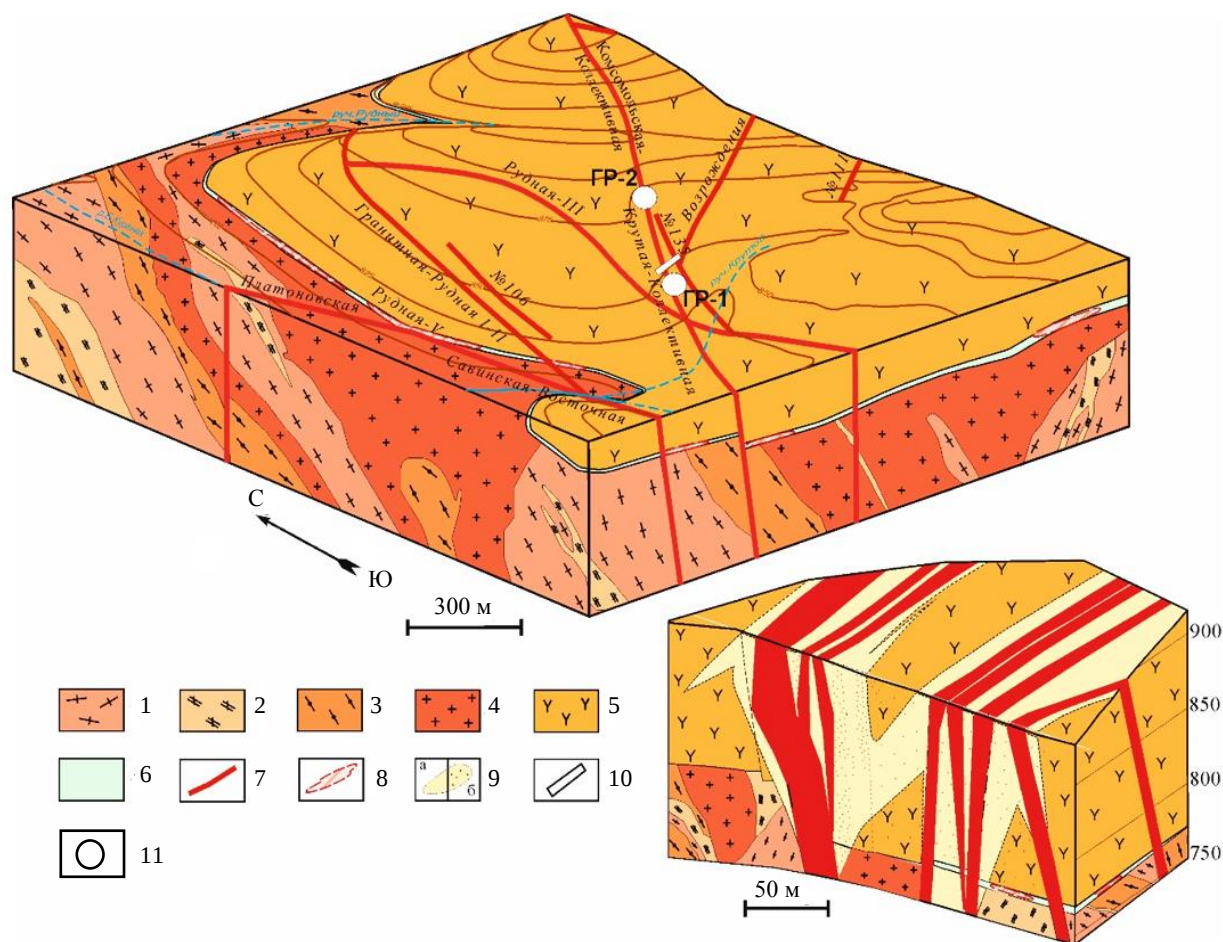


Рис.2. Блок-диаграмма геологического строения горы Рудная [8, 10]

1-3 – породы федоровской толщи: 1 – кристаллические сланцы, 2 – плагиогнейсы, 3 – гнейсы; 4 – палеопротерозойские граниты; 5 – сиениты; 6 – венд-нижнекембрийские доломиты; 7 – золоторудные крутопадающие жилы и субгоризонтальные ленточные тела лебединского (Au) типа; 8 – субгоризонтальные золоторудные тела лебединского (Au) типа; 9 – рудоносные гидротермально-метасоматические образования; а – зоны березитизации, б – зоны интенсивно березитизированных и брекчированных пород; 10 – проекция геологического разреза на дневную поверхность; 11 – места отбора образцов



Согласно опубликованным данным [10], запасы месторождения 17,3 т золота при среднем содержании 1,6 г/т. По химическому составу золото представляет собой золото-серебряный сплав, пробность которого в среднем составляет 870 ‰. Гидротермально-метасоматический характер рудной минерализации, наличие зон дробления и вторичного обогащения в окислительных условиях гипергенеза, прожилково-вкрапленная текстура метасоматитов – все свидетельствует о полистадийном формировании Морозкинского месторождения, которое авторами отнесено к золото-медно-порфировому типу [8].

Методика и методы исследования. Аналитические исследования были выполнены в Центре изотопных исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ» (Санкт-Петербург). Re-Os датирование рудоносных березитов проводилось по монофракциям пирита из двух представительных образцов ГР-1 и ГР-2. Образцы отобраны в 300 м друг от друга из центральной части наиболее крупной и протяженной рудоносной зоны (Крутая-Коллективная) Морозкинского месторождения, где распространена золоторудная минерализация. Образцы представляют собой кварц-серицит-анкеритовые метасоматиты с пиритом и халькопиритом, развитые по брекчированному сиениту. Пирит встречается в сульфидных прожилках в ассоциации с халькопиритом и в рассеяной форме в кварц-анкеритовом агрегате матрицы метасоматита. Из образцов вручную под бинокулярной лупой были отобраны пробы монофракций пирита. При изучении пирита особое внимание уделялось выявлению включений; если они были, сульфиды из монофракции удалялись. Из каждого образца отбиралось по пять навесок сульфида от 190 до 255 мг. Растворение минералов осуществлялось в прямой и обратной царской водке с последующей сепарацией осмия и рения с использованием бромовой экстракции, микродистилляции и жидкостной экстракции с изоамиловым спиртом [20]. Определение концентраций Re и Os и отношения $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ производилось методом изотопного разбавления с использованием калиброванного изотопного ^{185}Re - ^{190}Os индикатора, который добавлялся к навеске сульфида до разложения пробы. Измерения изотопного состава проводили в динамическом режиме регистрации: осмия – на ионном счетчике масс-спектрометра Triton (Thermo Scientific) в отрицательно заряженных ионах, а рения – из трехпроцентного раствора HNO_3 при низком разрешении на электронном умножителе масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой Neptune (Thermo Scientific).

Измерения изотопного состава Pb выполнены на масс-спектрометре Triton в статическом многоколлекторном режиме регистрации ионных токов и одноленточном варианте ввода пробы в источник. Каждый анализ изотопного состава свинца состоял из последовательного измерения изотопных отношений ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) 50 блоков по 10 сканов при температуре 1300 °C и токе на ленте испарителя 2,2-2,3 А. Измерительная сессия начиналась с измерения стандарта – 50 нг SRM-981 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 16,9374; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 15,4916; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 36,7219), по составу которого осуществлялась последующая коррекция измеренных отношений в пробах на приборное масс-фракционирование. Величина бланка Pb (холостой опыт) во время проведения анализов не превышала 0,2 нг, а его состав был следующим: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 18,120; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 15,542; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 37,354. Соотношение свинца бланка и пробы не превышало 1/200000, поэтому поправка на состав и содержание холостого свинца для выполненных анализов не вводилась.

Определение изотопного состава серы в сульфидах выполнено с использованием процедур, описанных в статье [14]. Образец сульфида (20-30 мг) смешивали с V_2O_5 и толченым кварцем в пропорции 1:10:10 и помещали в реактор из плавленого кварца. Окисление серы производилось при температуре 850 °C. Изотопный состав серы измерялся на масс-спектрометре Thermo Finnigan Delta в режиме двойного напуска. Контроль корректности измерений проводился по стандартным образцам с известным изотопным составом в диапазоне $\delta^{34}\text{S}$ от –15,1 до +21,8 ‰ относительно троилита из Canyon Diablo (CDT) (включая международные стандарты: NBS-123 – $\delta^{34}\text{S}$ = +17,44; и NBS-127 – $\delta^{34}\text{S}$ = +21,8). Воспроизводимость измеренного изотопного состава серы, включая подготовку образца, не хуже $2\sigma \pm 0,1$ ‰ для $\delta^{34}\text{S}$. Величины $\delta^{34}\text{S}$ рассчитаны относительно стандарта CDT.

Результаты и обсуждение. Re-Os датирование. Результаты Re-Os изотопного анализа пирита образцов ГР-1 и ГР-2 рудоносных березитов Морозкинского месторождения приведены в табл.1.



Таблица 1

Результаты Re-Os изотопного анализа монофракций пирита из рудоносных березитов Морозкинского месторождения

Образец	Номер навески	Навеска, мг	Содержание, мг/т		$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$\pm 2\sigma$, %	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	$\pm 2\sigma$, %	T_{MA} , млн лет
			Re	Os					
ГР-1	1	255,5	1,053	0,061	87,035	0,542	0,50550	0,004	261
	2	216,3	1,691	0,053	163,67	0,155	0,67454	0,006	201
	3	202,8	1,722	0,120	71,601	0,514	0,44923	0,007	270
	4	199,2	0,938	0,182	25,453	0,294	0,37038	0,006	573
	5	249,1	1,639	0,027	318,19	0,123	0,99408	0,014	163
ГР-2	6	198,0	11,26	0,236	881,47	0,169	22,0269	0,247	1473
	7	229,1	12,19	0,304	566,06	0,150	15,0660	0,083	1564
	8	234,0	10,41	0,287	422,69	0,134	11,1138	0,038	1540
	9	187,6	12,73	0,379	355,72	0,127	9,40346	0,069	1545
	10	205,3	12,90	0,261	1078,8	0,075	27,3467	0,017	1496

Изученные монофракции пирита двух образцов характеризуются значительными различиями как в содержании рения и осмия, так и в их соотношении. Если содержание рения в пирите ГР-1 изменяется от 0,938 до 1,722 мг/т, а осмия от 0,027 до 0,182 мг/т, то пирит ГР-2 обогащен этими элементами в 2-10 раз больше: содержание рения варьирует от 10,4 до 12,9, а осмия – от 0,236 до 0,379 мг/т. По содержанию осмия изученные пириты сопоставимы с пиритом золоторудных месторождений, ассоциирующихся с конгломератами, и отличаются на порядок от пирита гидротермальных сульфидных месторождений золота (в большую сторону) и месторождений золота в коматитах (в меньшую сторону) (рис.3).

Изотопный состав осмия изученных монофракций пирита также значительно различается для двух образцов метасоматитов. Так, если в пирите ГР-1 величина измеренного отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ находится в интервале 0,37-0,99 и отличается как от коровых ($>1,0$ [28]), так и от мантийных ($\approx 0,1286$ [24, 27]) величин, то для пирита образца ГР-2 оно изменяется от 9,4 до 27,3 и соответствует типично коровым значениям. Высокие величины изотопного отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ являются следствием накопления радиогенного изотопа ^{187}Os за счет радиоактивного распада рения *in situ* в матрице сульфида, а также первично радиогенного характера изотопного состава осмия источника вещества, за счет которого формировались сульфиды гидротермальных метасоматитов (например, коровые породы). Соответственно, смешение вещества различных по составу и содержанию осмия источников (например, коры и мантии) в процессе формирования рудоносных березитов также будет сказываться на величине начального отношения изотопов осмия пирита [31].

На изохронных диаграммах в координатах $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ - $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ изотопные составы пирита образцов ГР-1 и ГР-2 образуют линейные тренды (рис.4). Так, для образца ГР-2 по трем из пяти анализов (рис.4, а) можно рассчитать линейную корреляцию, наклон которой соответствует возрасту 1468 ± 4 млн лет при величине СКВО (средний квадрат взвешенных отклонений) 1,7 и начальном изотопном отношении осмия $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_0$, равном $0,6320 \pm 0,057$. Рассчитанный возраст значительно

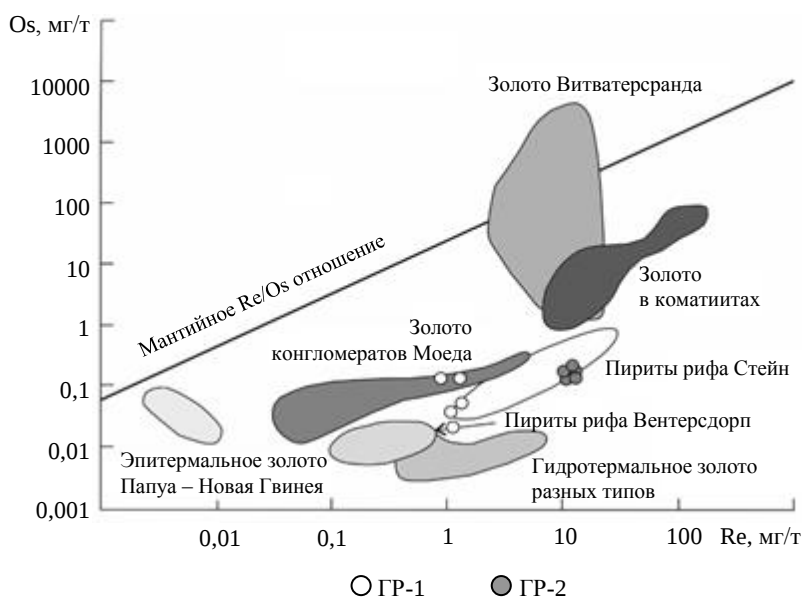


Рис.3. Положение монофракций пирита Морозкинского месторождения на диаграмме распределения содержания рения и осмия в рудных минералах золоторудных месторождений [19, 25]

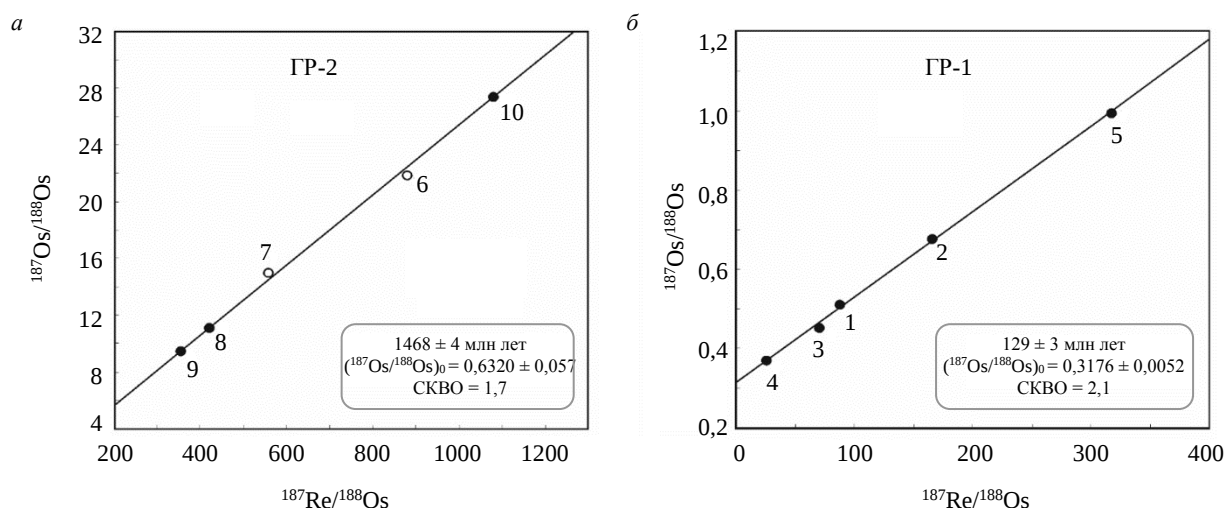


Рис. 4. Изохронные Re-Os диаграммы для монофракций пирита Морозкинского месторождения: а – образец ГР-2, изохрона построена по трем анализам (четыре точки); б – образец ГР-1

отличается от известных датировок рудной минерализации и магматизма в пределах Центрально-Алданского рудного района и не подтверждается прямыми геологическими наблюдениями структурно-текстурных особенностей руд. По составу и содержанию рения и осмия пирит образца ГР-2 относится к группе так называемых высокорациогенных с низким содержанием обычного (нерациогенного) осмия (low-level-high-radiogenic, LLHR [31]) сульфидов. Происхождение таких сульфидов до сих пор не ясно, однако, учитывая высокую величину Re/Os отношения, присущую этим сульфидам, и используя их рений-осмиевую изотопную систематику, часто можно получить очень точные датировки минерализации (аналогично применению рений-осмиевой системы в молибденитах), но при этом, как правило, с высокой неопределенностью начального изотопного состава осмия в момент образования изотопной системы [31].

Все это в полной мере относится к изотопной систематике осмия пирита образца ГР-2: содержание ^{187}Os , в котором варьирует в пределах 0,17-0,21 мг/т, а содержание обычного осмия составляет меньше половины этого значения. При этом неопределенность начального изотопного отношения осмия по построению изохроны составляет 10 %, но даже при изменении на 10-20 % этой величины оценка возраста меняется незначительно, в пределах ± 10 млн лет.

Если предположить, что состав осмия пирита в момент образования соответствовал мантийным характеристикам ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} \approx 0,1286$), то максимальный возраст системы увеличится до 1565 млн лет. Более того, если использовать для расчета линейного тренда все пять анализов пирита данного образца, то наклон полученной эрохроны будет соответствовать 1451 ± 96 млн лет при начальном изотопном составе осмия ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$)₀ $0,8 \pm 1,2$ и СКВО, равном 33.

Дополнительным аргументом в пользу значимости полученного линейного тренда на изохронной диаграмме служит и величина модельного Re-Os возраста изученных монофракций относительно хондритового резервуара ($T_{\text{МА}}$): от 1473 до 1564 млн лет (см. табл.1). В 20 км на северо-восток от изучаемого объекта [26] ранее были зафиксированы сходные проявления магматизма с апатитовыми рудами (Селигдарское месторождение), возраст которых на основании К-Ar метода датирования находится в интервале 1400-1500 млн лет. Возможно, рудообразующий флюид, поступивший в зону разгрузки в основную стадию мезозойского магматизма около 130 млн лет назад, формировался как за счет остаточного вещества магматического расплава сиенитов, так и за счет ремобилизации вещества из вмещающих пород венд-нижнекембрийского платформенного чехла или гнейсов и кристаллосланцев фундамента. При этом основным источником осмия сульфидной минерализации был материал корового происхождения [31]. В этом случае начальный изотопный состав осмия ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$)₀ фракций пирита должен был варьировать в пределах 25,00-8,63 в момент кристаллизации пирита 130 млн лет назад, или в среднем $15,554 \pm 6,4$. Столь высокая величина изотопного отношения ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$)₀ для верхней коры – 1,2, для нижней – 0,8 [24]) могла сформироваться в источнике с Re/Os соотношением 120-530 за 500-700 млн лет. В качестве источника осмия могли выступать сульфиды вмещающих пород



платформенного чехла, для которых характерен фракционированный характер рений-осмиевого отношения вплоть до 10^6 и более в случае присутствия в них молибденита. Кроме того, и высокая вариативность начального изотопного отношения осмия для изученных фракций пирита хорошо согласуется с осадочным происхождением сульфидов, при котором отсутствует предварительная гомогенизация изотопного состава рений-осмиевой системы.

Для пирита образца ГР-1 Re-Os изохрона построена по всем пяти выполненным анализам, величина среднеквадратичного отклонения (СКВО) равна 2,1, начальное изотопное отношение осмия ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$)₀ $0,3176 \pm 0,0052$, наклон изохроны соответствует возрасту 129 ± 3 млн лет (рис.4, б). Несмотря на относительно высокую величину СКВО, эта оценка близка возрасту кристаллизации сиенитов горы Рудная, который был получен авторами работы [13] на основе датировок циркона уран-свинцовым локальным методом (SHRIMP-II). В этой работе на основании анализа редкоэлементного состава было выделено два контрастных по составу и облику (магматический и гидротермально-метасоматический), но разновозрастных, типа циркона, и сделан вывод о близкоодновременном характере магматической кристаллизации сиенитов горы Рудная и их флюидной переработке. Полученная оценка возраста сульфидов хорошо согласуется и с возрастом рудоносных гумбеитов Рябинового месторождения (129 ± 1 млн лет), и временем основной рудопродуктивной стадии магматизма в пределах Центрально-Алданского рудного района [16]. Таким образом, Re-Os изохронный возраст (129 ± 3 млн лет) пирита образца ГР-1 можно рассматривать как геологически значимый, а магматическую кристаллизацию сиенитов горы Рудная и формирование рудной минерализации в березитах – субсинхронными.

Изотопный состав Pb. Изотопный состав свинца был изучен в четырех образцах сиенита и в трех монофракциях пирита из рудоносных березитов Морозкинского месторождения. Результаты измерений изотопного состава свинца, модельный возраст и параметры источника свинца по модели Стейс – Крамерса [30] приведены в табл.2, а начальные изотопные характеристики, рассчитанные на время предполагаемой кристаллизации интрузии ~130 млн лет, – в табл.3.

Измеренные величины изотопных отношений сиенитов варьируют в диапазонах: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 16,775 до 17,399; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – от 15,308 до 15,444; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – от 36,743 до 37,686. Свинец пирита характеризуется существенно меньшими вариациями изотопного состава и более радиогенным составом по сравнению с сиенитами: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – от 17,369 до 17,521; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – от 15,450 до 15,537; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – от 37,680 до 38,178. В координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис.5) точки изотопного состава свинца изученных образцов находятся ниже линии эволюции изотопного состава свинца Земли по двухстадийной модели Стейси – Крамерса [30] и левее геохроны, образуя отчетливый линейный тренд (за исключением образца пирита ГР-1), который может иметь как геохронологическое значение (если он образован преимущественно за счет распада урана и накопления радиогенного свинца *in situ*), так и свидетельствовать о смешении вещества как минимум двух источников с различным изотопным составом в процессе кристаллизации пород и формирования сульфидов. Рассчитанные тренды указывают на позднеархейский возраст формирования свинцовой изотопной системы сиенитов и пиритов – около 2,6 млрд лет назад (на рис.5 показана сверочная изохрона с возрастом 2589 ± 110 млн лет, рассчитанная по четырем точкам при СКВО = 13). Альтернативным объяснением может быть формирование изотопной системы 130 млн лет назад за счет смешения корового свинца $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 18,505, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15,619 и нижнекорового-мантийного с возрастом 2400 млн лет и составом 13,88 и 14,82 соответственно (рис.5). При этом очевидно, что доля нижнекорового-мантийного свинца должна составлять в смеси не менее 20 % (до 40-60 %), принимая во внимание преимущественное концентрирование свинца в верхнекоровых породах (средняя концентрация в четыре раза выше, чем в мантии [28]) и содержание свинца в изученных образцах (15-20 г/т). Уран-свинцовые отношения μ_2 в изученных образцах сиенитов варьируют в относительно узком диапазоне 8,87-9,36, но сама величина отношения существенно ниже 9,74 (среднее значение для силикатной Земли модели Стейси – Крамерса [30]), что может указывать на относительное истощение ураном магматического источника сиенитов. В то же время для пирита величина μ_2 существенно выше, достигая 9,70 в образце ГР-1, что позволяет оценить модельный возраст уран-свинцовой системы этого пирита в 790-800 млн лет (рис.5) согласно двухстадийной модели эволюции изотопного состава свинца Стейси – Крамерса. Значения ω_2 и χ_2 в сиенитах варьируют в широких пределах: 15,0-31,0 и 1,51-3,52 соответственно,



что отражает повышенную подвижность урана и тория относительно свинца в источнике расплавов и при кристаллизации пород за счет влияния флюидной компоненты.

Таблица 2

Изотопный состав свинца (измеренный) в сиенитах и монофракциях пирита Морозкинского месторождения

Номер образца	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2\sigma$	T , млн лет*	μ^*	ω^*	χ^*
Сиениты							
1212	$17,3987 \pm 6$	$15,4185 \pm 7$	$37,6861 \pm 24$	570	9,15	26,0	2,63
1213	$17,1965 \pm 3$	$15,4042 \pm 3$	$37,1994 \pm 11$	700	9,15	15,0	1,51
1214	$17,1744 \pm 6$	$15,4443 \pm 6$	$37,3495 \pm 20$	800	9,36	21,0	2,07
Г-1	$16,7748 \pm 2$	$15,3084 \pm 2$	$36,7432 \pm 5$	850	8,87	31,0	3,52
Сульфиды (пирит)							
ГР-1	$17,4171 \pm 4$	$15,5368 \pm 5$	$38,1783 \pm 17$	790	9,70	—	—
ГР-1/1	$17,3688 \pm 3$	$15,4496 \pm 3$	$37,8907 \pm 7$	650	9,30	—	—
ГР-2	$17,5206 \pm 3$	$15,4553 \pm 3$	$37,6802 \pm 6$	550	9,28	—	—

* Модельный возраст и параметры μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), ω ($^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$), χ ($^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$) рассчитаны по двухстадийной модели [30] с использованием Isoplot, Version 3.70*.

Таблица 3

Начальные изотопные характеристики изученных образцов Морозкинского месторождения, рассчитанные на время предполагаемой кристаллизации ~130 млн лет

Номер образца	U, ppm	Th, ppm	Pb, ppm	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	μ^*	ω^*	χ^*
Сиениты									
1212	3,01	7,93	14,4	17,1356	15,4057	37,4592	12,9	35,2	2,72
1213	1,60	2,42	19,0	17,0915	15,3991	37,1474	5,15	8,05	1,56
1214	1,28	2,65	18,2	17,0865	15,4400	37,2900	4,31	9,23	2,14
Г-1	2,48	8,73	26,4	16,6593	15,3028	36,6101	5,67	20,6	3,64
Сульфиды (пирит)									
ГР-1	—	—	—	17,4171	15,5368	38,1783	—	—	—
ГР-1/1	—	—	—	17,3688	15,4496	37,8907	—	—	—
ГР-2	—	—	—	17,5206	15,4553	37,6802	—	—	—

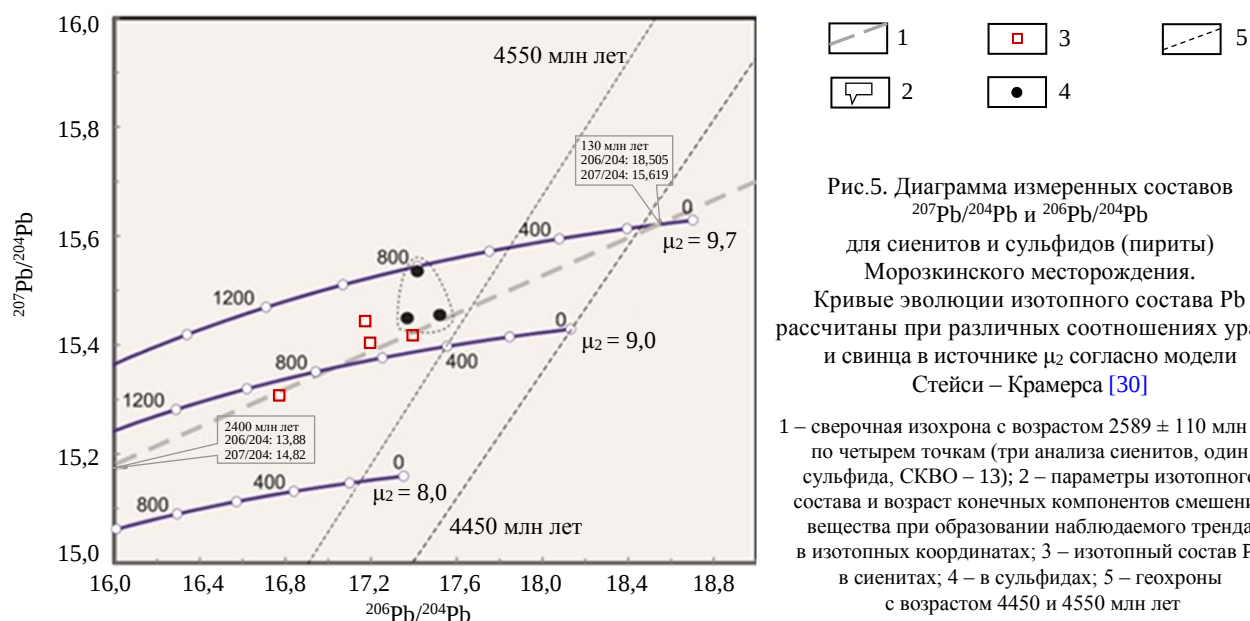


Рис.5. Диаграмма измеренных составов $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для сиенитов и сульфидов (пириты) Морозкинского месторождения. Кривые эволюции изотопного состава Pb рассчитаны при различных соотношениях урана и свинца в источнике μ_2 согласно модели Стейси – Крамерса [30]

1 – сверхочная изохрона с возрастом 2589 ± 110 млн лет по четырем точкам (три анализа сиенитов, один сульфида, СКВО – 13); 2 – параметры изотопного состава и возраст конечных компонентов смешения вещества при образовании наблюдаемого тренда в изотопных координатах; 3 – изотопный состав Pb в сиенитах; 4 – в сульфидах; 5 – геохроны с возрастом 4450 и 4550 млн лет

* Ludwig K.R. User's manual for Isoplot. Version 3.70. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 4, 2008. 77 p.



На диаграмме в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис.6, а) точки начального изотопного состава свинца (с поправкой на накопление радиогенного свинца за 130 млн лет с момента образования) образцов сиенита (образцы 1212, 1213, 1214) образуют компактную группу вблизи кривой эволюции мантии и поля обогащенной мантии типа EM I [32]. Точка, отвечающая изотопному составу свинца образца Г-1, расположена значительно ниже и соответствует кривой эволюции нижней коры. Эти результаты не противоречат выводам, полученным при изучении стронций-неодимовой изотопной систематики Центрально-Алданского района [4, 33]. Начальный изотопный состав свинца двух образцов пирита (ГР-1/1 и ГР-2) близок составу сиенитов и на диаграмме располагается на кривой эволюции мантии в поле изотопных составов базальтов MORB [34]. Фигуративная точка монофракции пирита ГР-1 сдвинута относительно состава других изученных образцов и расположена непосредственно у кривой развития изотопного состава свинца Стейси – Крамерса или «Ороген» модели плюмботектоники [23] и соответствует составу свинца возраста 790-800 млн лет.

На диаграмме в координатах $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис.6, б)

точки изотопных составов Pb сиенитов и пирита (ГР-2) образуют линейный тренд между трендами эволюции нижней коры (НК) и коры Стейси – Крамерса (С-К). Все точки изотопных составов, за исключением нескольких образцов (1213, Г-1), расположены в поле кратонизированной континентальной коры [3]. Начальные изотопные характеристики свинца сиенитов горы Рудная сходны с аналогичными характеристиками магматических пород Кет-Капского золоторудного района (расположен в 400 км юго-восточнее Центрально-Алданского района), для которых мантийный источник типа PREMA (преобладающая мантия [32]), как установлено в работе [3], играл важную роль. Отличительной особенностью магматитов Кет-Капского района является также участие вещества с изотопными характеристиками верхнекорового источника в формировании магматических расплавов, в то время как его роль для генезиса сиенитовых магм горы Рудная незначительна.

Таким образом, изучение изотопного состава свинца в сиенитах и монофракциях пирита Морозкинского месторождения позволяет идентифицировать источник вещества магматических

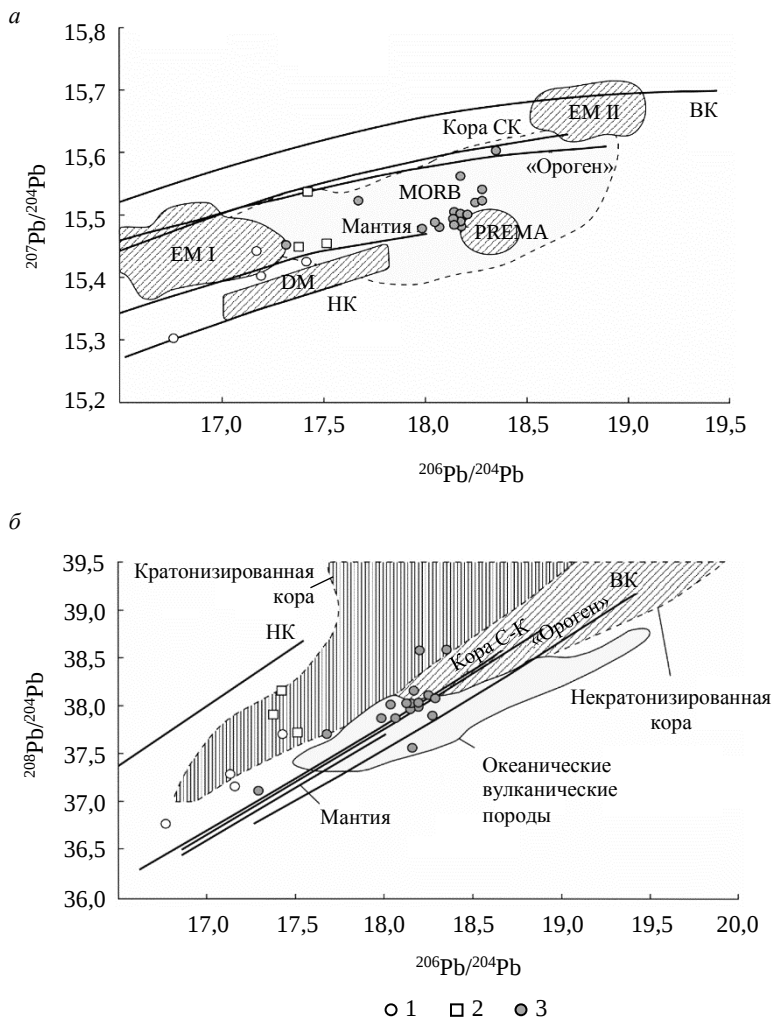


Рис.6. Диаграммы зависимости начальных изотопных составов $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (а) и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б) для сиенитов и сульфидов (пиритов) Морозкинского месторождения. Положение полей составов мантийных источников по [23, 32]: DM – деплетированная мантия; PREMA – преобладающая мантия; EM I – обогащенная мантия I типа; EM II – обогащенная мантия II типа; MORB – базальты срединно-океанических хребтов [3]. Кривые эволюции изотопного состава Pb в мантии, источнике типа «Ороген», нижней (НК) и верхней (BK) коры показаны согласно модели плюмботектоники [23], а коры С-К – согласно модели Стейси – Крамерса [30]
1 – изотопный состав Pb в сиенитах; 2 – в сульфидах; 3 – магматических породах Кет-Капского золоторудного района [3]



расплавов и сопутствующих им рудных компонентов. Линейный тренд, показанный на Pb-Pb изотопных диаграммах (рис.6), свидетельствует о гетерогенном изотопном составе свинца и существенной роли в формировании магматических пород свинца мантии и нижней коры. Изотопный состав свинца пирита имеет близкий к сиенитам мантийный источник вещества, что позволяет предполагать доминирующую роль магматических флюидов в формировании оруденения. В то же время в составе пирита присутствует свинец, изотопный состав которого указывает на верхнекоревой источник вещества (или источник типа «Ороген») при генезисе рудного минерала.

Изотопный состав серы. Изотопный состав серы изучен в сульфидах Морозкинского месторождения рудоносных березитов, было выполнено 16 анализов: 10 – пирита (Py), 3 – халькопирита (Csp), 3 – арсенопирита (Apy) (табл.4). Несмотря на ограниченное количество определений $\delta^{34}\text{S}$, полученные результаты позволили охарактеризовать условия формирования сульфидной минерализации на изучаемом месторождении.

Таблица 4

Изотопный состав серы в сульфидах месторождения Морозкинское

Номер образца	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
ГР-1	Py	0,2
ГР-1/1	»	0,3
ГР-1/2	»	-0,4
ГР-1/3	»	0,6
ГР-1/4	»	-0,3
ГР-1/5	»	-0,1
ГР-2	»	-1,9
ГР-2/1	»	-1,7
МТ-152	»	-2,3
ГР-2/3	»	-1,2
ГР-1/7	Csp	0,3
ГР-2/2	»	-0,7
МТ-152/2	»	-0,9
ГР-1/6	Apy	0,5
ГР-2/1	»	-0,3
МТ-152/1	»	-0,4

Значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов изменяются от -2,3 до +0,6 ‰, при этом интервал вариаций $\delta^{34}\text{S}$ пирита от -2,3 до +0,6 ‰, халькопирита от -0,9 до +0,3 ‰, и арсенопирита от -0,4 до +0,5 ‰ (рис.7, а). Очевидно, что интервал значений $\delta^{34}\text{S}$ пирита шире, но, возможно, это обусловлено и большим числом измерений состава пирита. В целом, вариации изотопного состава серы в изученных сульфидах незначительны. И это говорит в пользу гомогенного состава очага рудоносных магм и о магматическом источнике серы в рудах. Однако полностью исключить влияние осадочной компоненты за счет мобилизации серы из венд-нижнекембрийских доломитов при контаминации расплава нельзя, но изотопный состав серы подстилающих доломитов остался пока не изученным.

Изотопный состав серы из сульфидов месторождений Центрально-Алданского рудного района ранее неоднократно изучался [2, 5, 17]. Сравнительный анализ различных объектов в пределах Центрально-Алданского рудного района показал значительные вариации изотопного состава серы в сульфидах (рис.7, б). Считается, что вариации $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов из гидротермально-метасоматических месторождений являются следствием проявления различных магматических и постмагматических процессов: контаминации магмы веществом вмещающих пород, миграции подвижных компонентов, изменения окислительно-восстановительного потенциала минералообразующего флюида, обменными реакциями в процессе рудообразования и др. Кроме того, в одном и том же магматическом цикле могли принимать участие «специализированные» по изотопному составу серы различные участки магмы, формирующие, собственные гидротермальные растворы [1, 22, 29]. Несмотря на существенные вариации изотопного состава серы в сульфидах месторождений

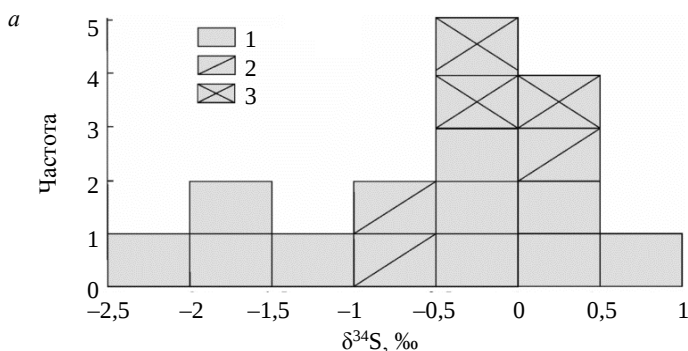
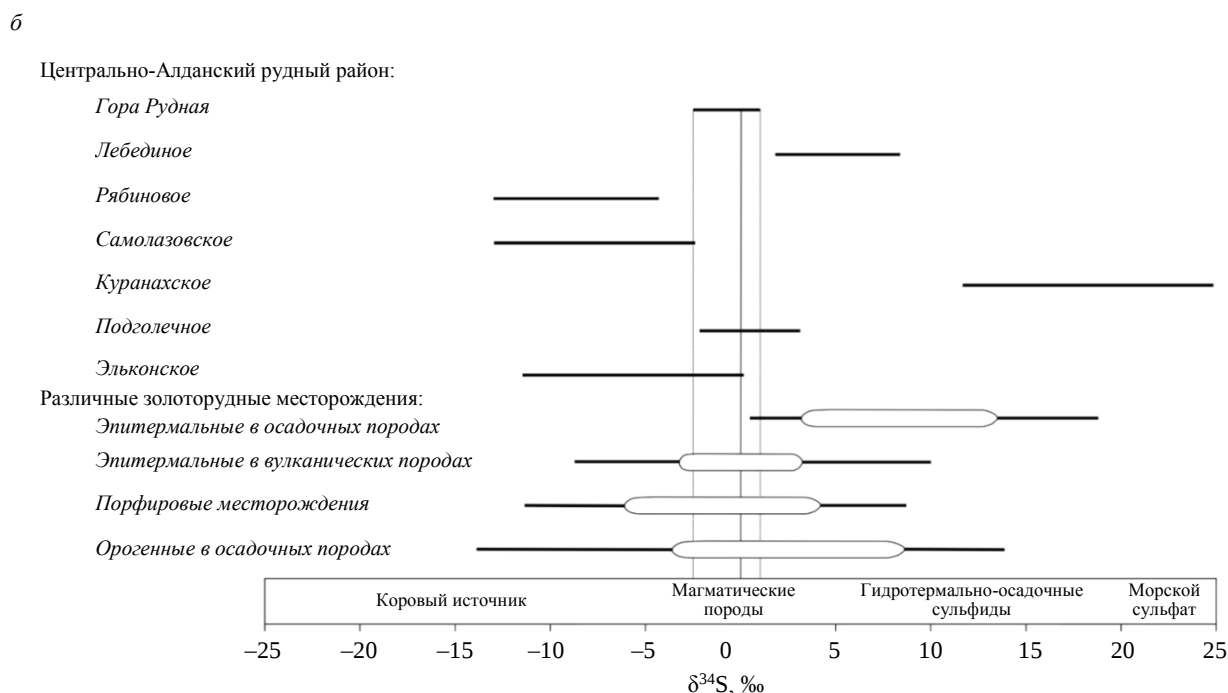


Рис. 7. Изотопный состав серы в сульфидах месторождения Морозкинское (а) и Центрально-Алданского рудного района [2, 5, 17], месторождений различных генетических типов золота [1, 21, 25] (б)
1 – пирит, 2 – халькопирит, 3 – арсенопирит



Центрально-Алданского рудного района, очевидно, что в пределах изучаемой территории сера в значительной степени имеет магматическое происхождение ($\delta^{34}\text{S} \pm 5\text{‰}$, рис. 7, б). Однако, геологическая обстановка и структурно-текстурная особенность руд указывают, что формирование золоторудных месторождений происходило в приповерхностных условиях с вовлечением в процесс минералообразования и серы осадочного происхождения. Так, изотопный состав серы сульфидов из руд Куранахского месторождения ($\delta^{34}\text{S}$ от +11 до +30 ‰) подтверждает преимущественное заимствование серы рудоносными растворами из терригенных и карбонатных пород. По условиям формирования рудной минерализации (прожилково-вкрапленные оруденелые березиты зон дробления сиенитов) Морозкинское месторождение занимает промежуточное положение среди золоторудных объектов Центрально-Алданского рудного района, что определяет и состав участвующей в процессе минералообразования серы, и преимущественно магматический характер ее источника.

Заключение. Результаты проведенных исследований позволяют сформулировать следующие выводы и наметить направления дальнейших исследований.

Re-Os изотопное датирование сульфидной минерализации золоторудного месторождения Морозкинское впервые позволило получить надежную оценку возраста собственно золотого оруденения $\sim 129 \pm 3$ млн лет. Таким образом, гидротермальный рудный процесс в березитах месторождения Морозкинское и внедрение магматических расплавов сиенитов горы Рудная (~ 130 млн лет назад) происходили практически синхронно.

Начальный изотопный состав осмия изученных сульфидов указывает на смешанный, манттийно-коровый, источник вещества сульфидной минерализации.



Изотопный состав свинца сиенитов свидетельствует о присутствии свинца мантийной породы, причем сама мантия должна быть древней – палеопротерозойской или даже неоархейской, тогда как роль свинца нижней коры незначительна. Изотопный состав свинца пирита указывает на близкий по составу мантийный источник, но с участием верхнекорового вещества при генезисе рудного минерала.

Изотопный состав серы сульфидов (от $-2,3$ до $+0,6$ ‰) имеет отчетливо магматогенный характер.

Вся совокупность полученных изотопно-геохимических характеристик сульфидных минералов рудных метасоматитов указывает на близкий состав источника сиенитовых расплавов массива горы Рудная и рудоносных флюидов. Однако, преимущественная концентрация золота в окисленных зонах минерализованных метасоматитов указывает на значимость процессов вторичного обогащения, и для оценки их роли необходимо дальнейшее изучение сульфидной минерализации, включая характеристику изотопного состава меди и железа, чувствительной к окислительно-восстановительным условиям образования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аникина Е.Ю. Изотопный состав серы сульфидов сереброрудного месторождения Мангазейское (восточная Якутия, Россия) / Е.Ю.Аникина, Г.Н.Гамянин, Н.С.Бортников // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 6. С. 534-552.
2. Бойцов В.Е. Модель формирования комплексных золото-урановых месторождений Центрально-Алданского рудного района / В.Е.Бойцов, Г.Н.Пилипенко, Л.А.Дорожкина // Известия вузов. Геология и разведка. 2006. № 2. С. 23-31.
3. Вариации изотопного состава свинца в полиформационных магматитах Кеткарско-Юнской магматической провинции Алданского щита как свидетельство мантийно-корового взаимодействия / В.Ф.Полин, С.И.Дриль, А.И.Ханчук и др. // Доклады Академии наук. 2016. Т. 468. № 5. С. 566-571. DOI: 10.7868/S0869565216170229
4. Васюкова Е.А. Петролого-геохимическая характеристика и возраст пород Ыллымахского массива (Алданский щит, южная Якутия) / Е.А.Васюкова, А.В.Пономарчук, А.Г.Дорошкевич // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 4. С. 489-507. DOI: 10.15372/GiG2019147
5. Добровольская М.Г. Золоторудное месторождение Лебединое (Центральный Алдан): минеральные парагенезисы, стадии и условия образования / М.Г.Добровольская, М.В.Разин, В.Ю.Прокофьев // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 4. С. 346-366. DOI: 10.7868/S001677701604002X
6. Золоторудные месторождения Центрального Алдана / В.Г.Ветлужских, В.И.Казанский, А.Я.Кочетков, В.М.Яновский // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 6. С. 467-499.
7. Казанский В.И. Уникальный Центрально-Алданский золото-урановый рудный район (Россия) // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 3. С. 195-211.
8. Лебединский золоторудный узел (особенности геологического строения, метасоматиты и оруденение) / А.В.Молчанов, А.В.Терехов, В.В.Шатов и др. // Региональная геология и металлогения. 2013. № 55. С. 99-110.
9. Максимов Е.П. Центрально-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) / Е.П.Максимов, В.И.Уютлов, В.М.Никитин // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 2. С. 3-26.
10. Морозкинское золоторудное месторождение (особенности геологического строения и краткая история открытия) / О.В.Петров, А.В.Молчанов, А.В.Терехов, В.В.Шатов // Региональная геология и металлогения. 2018. № 75. С. 112-116.
11. Парфенов Л.М. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Л.М.Парфенов, М.И.Кузьмин. М.: Наука/Интерпериодика, 2001. 571 с.
12. Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород федоровской толщи, Алданский щит / С.Д.Великославинский, А.Б.Котов, Е.Б.Сальникова и др. // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 25-43.
13. Первые данные о U-Pb возрасте и составе циркона из рудоносных сиенитов горы Рудная (южная Якутия) / В.Е.Гузев, А.В.Терехов, С.Г.Скублов, В.И.Леонтьев, А.В.Молчанов // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 6. С. 85-99.
14. Пиритизированные двустворчатые моллюски из верхнего триаса орогенного золото-сурьмяного месторождения Сентачан (восточная Якутия): минеральный состав и изотопный состав серы / Г.А.Пальянова, Е.С.Соболев, В.Н.Реутский, Н.С.Бортников // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 6. С. 513-521. DOI: 10.7868/S0016777016060071
15. Раннедокембрийские гранитоидные комплексы центральной части Алданского щита / С.Д.Великославинский, А.Б.Котов, Е.В.Толмачева и др. // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 399-416.
16. Рябиновое медно-золото-порфировое месторождение (Южная Якутия): геологическое строение, геохимия изотопов благородных газов и изотопное (U-Pb, Rb-Sr, Re-Os) датирование околорудных метасоматитов и оруденения / Н.В.Шатова, А.В.Молчанов, А.В.Терехов и др. // Региональная геология и металлогения. 2019. № 77. С. 75-97.
17. Физико-химические условия формирования руд Самолазовского месторождения золота (Центральный Алдан) / И.Д.Борисенко, А.А.Боровиков, А.С.Борисенко, И.В.Гаськов // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 12. С. 1915-1927. DOI: 10.15372/GiG20171205
18. Хомич В.Г. Природа позднемезозойских рудномагматических систем Алданского щита / В.Г.Хомич, Н.Г.Борискина // Литосфера. 2016. № 2. С. 70-90.



19. A major Archean, gold- and crust-forming event in the Kaapvaal Craton, South Africa / J.Kirk, J.Ruiz, J.Chesley et al. // *Science*. 2002. Vol. 297. Iss. 5588. P. 1856-1858. DOI: [10.1126/science.1075242](https://doi.org/10.1126/science.1075242)
20. Birck J.L. Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples / J.L.Birck, M.R.Barman, F.Campas // *Geostandards Newsletter*. 1997. Vol. 20. № 1. P. 19-27. DOI: [10.1111/j.1751-908X.1997.tb00528.x](https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1997.tb00528.x)
21. Chang Z. Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source / Z.Chang, R.R.Large, V.Maslennikov // *Geology*. 2008. Vol. 36. Iss. 12. P. 971-974. DOI: [10.1130/G25001A.1](https://doi.org/10.1130/G25001A.1)
22. Geochemistry of porphyry deposits / D.R.Cooke, P.Hollings, J.J.Wilkinson, R.M.Tosdal // *Treatise on Geochemistry*. 2nd edition. Elsevier, 2014. Vol. 13. P. 357-281. DOI: [10.1016/B978-0-08-095975-7.01116-5](https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01116-5)
23. Halla J. Pb isotopes – a multi-function tool for assessing tectonothermal events and crust-mantle recycling at late Archean convergent margins // *Lithos*. 2018. Vol. 320-321. P. 207-221. DOI: [10.1016/j.lithos.2018.08.031](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.08.031)
24. Harvey J. Mantle sulfides and their role in Re-Os and Pb isotope geochronology / J.Harvey, J.M.Warren, S.B.Shirey // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. 2017. Vol. 81. Iss. 1. P. 579-649. DOI: [10.2138/rmg.2016.81.10](https://doi.org/10.2138/rmg.2016.81.10)
25. Hattori K.H. Contribution of mafic melt to porphyry copper mineralization: evidence from Mount Pinatudo, Philippines and Bingham Canyon, Utah, USA / K.H.Hattori, J.D.Keith // *Mineralium Deposita*. 2001. Vol. 36. Iss. 8. P. 799-806. DOI: [10.1007/s001260100209](https://doi.org/10.1007/s001260100209)
26. Mineralogy, age and genesis of apatite-dolomite ores at the Seligdar apatite deposit (Central Aldan, Russia) / I.R.Prokopyev, A.G.Doroshkevich, A.V.Ponomarchuk, S.A.Sergeev // *Ore Geology Reviews*. 2017. Vol. 81. Part 1. P. 296-308. DOI: [10.1016/j.oregeorev.2016.10.012](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.012)
27. Reisberg L. Osmium isotope constraints on formation and refertilization of the non-cratonic continental mantle lithosphere // *Chemical Geology*. 2021. Vol. 574. № 120245. DOI: [10.1016/j.chemgeo.2021.120245](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120245)
28. Rudnick R. Composition of the continental crust / R.L.Rudnick, S.Gao // *Treatise on Geochemistry*. 2nd edition. Elsevier, 2014. Vol. 4. P. 1-51. DOI: [10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6](https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6)
29. Shanks W.C.P. III. Stable isotope geochemistry of mineral deposits // *Treatise on Geochemistry*. 2nd edition. Elsevier, 2014. Vol. 13. P. 59-85. DOI: [10.1016/B978-0-08-095975-7.01103-7](https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01103-7)
30. Stacey J.S. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model / J.S.Stacey, I.D.Kramers // *Earth and Planetary Science Letters*. 1975. Vol. 26. Iss. 2. P. 207-221. DOI: [10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)
31. Stein H.J. Dating and tracing the history of ore formation // *Treatise on Geochemistry*. 2nd edition. Elsevier, 2014. Vol. 13. P. 87-118. DOI: [10.1016/B978-0-08-095975-7.01104-9](https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01104-9)
32. Stracke A. Earth's heterogeneous mantle: a product of convection-driven interaction between crust and mantle // *Chemical Geology*. 2012. Vol. 330-331. P. 274-299. DOI: [10.1016/j.chemgeo.2012.08.007](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.08.007)
33. Trace element and Sr-Pb-Nd-Hf isotope evidence for ancient, fluid-dominated enrichment of the source of Aldan Shield lamproites / G.R.Davis, A.J.Stolz, I.L.Mahotkin et al. // *Journal of Petrology*. 2006. Vol. 47. Iss. 6. P. 1119-1146. DOI: [10.1093/petrology/egl1005](https://doi.org/10.1093/petrology/egl1005)
34. White W.M. Composition of the oceanic crust / W.M.White, E.M.Klein // *Treatise on Geochemistry*. 2nd edition. Elsevier, 2014. Vol. 4. P. 457-498. DOI: [10.1016/B978-0-08-095975-7.00315-6](https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00315-6)

Авторы: В.Е.Гузов, геолог, аспирант, vladislav_guzev@vsegei.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3288-7999> (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия); Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия), А.В.Терехов, канд. геол.-минерал. наук, заместитель заведующего отделом, <https://orcid.org/0000-0003-2001-1391> (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия), Р.Ш.Крымский, канд. геол.-минерал. наук, заведующий отделом, <https://orcid.org/0000-0001-5389-5651> (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия), Б.В.Беляцкий, ведущий инженер, <https://orcid.org/0000-0002-4022-9366> (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия), А.В.Молчанов, д-р геол.-минерал. наук, заведующий отделом, <https://orcid.org/0000-0003-1217-7607> (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.